А.С. ПОВАРЕННЫХ



КРИСТАЛЛО-ХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

А. С. ПОВАРЕННЫХ

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

5295

Институт Геологических Наук АН Арм. ССР
Библиотека

«НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1966

552
П42

В книге рассматриваются основные проблемы современной минералогии — взаимосвязь состава и строения, учение о минеральном виде, кристаллохимическая классификация и номенклатура минералов. Развивается новый взгляд на факторы, определяющие координационное число атомов и структуру минералов. Определение понятия минерального вида, как и внутривидовых понятий — подвида, разновидности и разности, дается на основе естественной взаимосвязи, существующей между составом и структурой минералов. Обосновываются принципы унифицированной номенклатуры минеральных видов, подвидов, разновидностей и разностей и формулируются правила составления рациональных названий минералов. Разбирается различие между формулами индивида и вида и приводятся правила написания кристаллохимических формул минеральных видов.

В систематической части книги дается кристаллохимическая характеристика всех 1692 известных к настоящему времени минеральных видов с указанием важнейших структурных констант и некоторых физических свойств, что придает ей также справочный характер. Приводится краткое описание структур минералов, иллюстрируемых соответствующими чертежами и данными о межатомных расстояниях. Химизм минералов охарактеризован пределами изоморфных замещений минералообразующих элементов.

Книга рассчитана на минералогов, кристаллохимиков, геохимиков, петрографов и может быть использована аспирантами и студентами указанных специальностей.

2—9—3
49—66

ХАРЬКОВСКАЯ КНИЖНАЯ ФАБРИКА им. ФРУНЗЕ

ОТ АВТОРА

Изменения, происходящие в минералогии в текущем столетии, свидетельствуют о том, что начиная с 30-х годов наука о минералах вступила в новую, кристаллохимическую, стадию своего развития, сопровождающуюся дальнейшей ее дифференциацией. Познание внутреннего строения минералов произвело полный переворот в понимании их химизма, отбросило прочь привычные молекулярные представления, заставило всех мыслить категорией атомов, взаимодействующих друг с другом с помощью различных химических связей неодинаковой природы и прочности. Благодаря структурным данным были не только глубоко поняты химический состав минералов и его динамика на основе изоморфизма элементов, но и все свойства минералов получили теперь строго закономерное объяснение. В связи с этим такие коренные понятия науки, как *минерал*, *минеральный вид* и *разновидность*, да и сам принцип научной классификации видов перестали по своему содержанию отвечать новым данным и, превратившись в препятствие для развития минералогии, подверглись существенным изменениям.

А. Е. Ферсман еще в 1935 г. указывал, что «...коренную ломку переживает сейчас старая описательная минералогия и из нее самой, из огромного накопленного ею материала, из законов природных кристаллов, еще недавно бывших просто «lusus naturae», вырастают сейчас новые научные течения, которые врываются в химию, создавая кристаллохимию, в физику, намечая новые законы атомной физики, в геологию, открывая в ней целые области новых химико-геологических явлений ...».

Если в периоды медленного (эволюционного) развития минералогии изменения в ее содержании незначительны и не требуют существенной перестройки определений коренных ее понятий, то с переходом в качественно новый этап развития необходимость принципиального изменения предшествующих определений совершенно очевидна, так как только этим путем может быть достигнуто относительное соответствие между содержанием и формой науки.

На протяжении ряда лет автор стремился решить эту задачу, публикуя статьи по вопросам определения основных понятий минералогии, номенклатуры минералов и их классификации. Но, как и следовало ожидать, все эти выводы и предложения, не будучи примененными ко всему накопленному минералогией материалу, остались без последствий, тем более что они требовали весьма существенной его перестройки. Однако только путем распространения новых теоретических выводов на *всю* минералогию, соответствующим образом ее изменяя и перерабатывая, можно было доказать или опровергнуть их справедливость.

Наиболее эффективное средство для достижения этой цели, очевидно, заключалось в детальной разработке кристаллохимической классификации и распространении ее на все минеральные виды. Вместе с новой классификацией надо было решить по-новому проблему вида, номенклатуры

и другие вопросы, применив их ко всем минералам, что также выполнено в этой книге.

Книга разделена на две части. В первой излагаются общетеоретические вопросы, касающиеся состава и строения минералов, понятия вида, подвида, разновидности, разности и их номенклатуры, обоснования принципов и схемы классификации, дается краткая кристаллохимическая характеристика всех выделенных классов минералов. Во второй части книги по предлагаемой схеме классификации — по классам, отделам и группам — расположены все известные к настоящему времени 1692 минеральных вида. Для каждого из них приводятся кристаллохимические данные, физические свойства и морфологическая характеристика, тесно связанные со структурой минералов. Кроме того, с целью улучшения восприятия принятой схемы классификации дается описание всех известных структур минералов, сопровождаемое наиболее удачными схемами. Поскольку использованы все новейшие данные по расшифровке и уточнению структур минералов, автор полагает, что эта часть книги является новейшим и самым полным справочником по кристаллохимии минералов. Вариации химического состава минеральных видов охарактеризованы пределами изоморфных замещений минералообразующих элементов, и выделены все подвиды, разновидности и разности, названные в соответствии с принципами рациональной номенклатуры. Устаревшие названия разновидностей и фонетически неверные наименования минералов приведены в конце книги. Все размеры в структурах минералов даны в ангстремах (Å, или 0,1 *нм*), а потому размерности нигде не приводятся. Пределы замещения элементов, за исключением класса простых веществ, даны в процентах окислов (или других соответствующих соединений). В тексте даются ссылки на все оригинальные работы по структурам минералов, но в списке литературы они не приводятся, поскольку их легко найти в соответствующих справочниках (Strukturbericht, Structure Reports) или в «Минералогических таблицах» Х. Штрунца. В этом списке цитируются лишь работы, посвященные общим вопросам.

Автор выражает благодарность проф. М. Хею из Лондона и проф. Х. Штрунцу из Берлина, приславшим в период завершения работы над книгой данные о новых минералах, открытых в последнее время. Весьма признателен автор также акад. Н. В. Белову, у которого он консультировался по вопросам структуры минералов и широко пользовался замечательными обобщениями по кристаллохимии минералов.

В период работы над книгой большую помощь в выполнении чертежей и подготовке сложного текста оказали И. Г. Поваренных, О. А. Красильщикова и С. В. Геворкьян, которым автор выражает глубокую благодарность.

В этой сложной и весьма трудоемкой работе, которую автор выносит на суд минералогической общественности, безусловно, имеются различного рода упущения и недостатки. Все указания на недочеты или ошибки он примет с благодарностью. Автор надеется также, что его предложения по рационализации номенклатуры минералов будут восприняты с пониманием важности разработки строго научного принципа наименований, которое позволит для окончательного решения этой проблемы организовать надлежащую дискуссию во всесоюзном масштабе или в рамках номенклатурной комиссии Международной минералогической ассоциации.

Часть первая

КРИСТАЛЛОХИМИЯ МИНЕРАЛОВ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Глава 1

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИИ И СИСТЕМАТИКИ МИНЕРАЛОВ

Минералогия — одна из древнейших естественных наук — прошла длинный и сложный путь развития. В ней с особенной отчетливостью проявляется всеобщее свойство науки — дифференциация, которая отражает поступательное развитие наших знаний о сущности продуктов неорганической природы и является одновременно и следствием и стимулятором этого процесса. Отдельные этапы в истории минералогии могут быть намечены на базе различных принципов. Мы полагаем, что в основу такого деления правильнее всего положить *степень (глубину) познания сущности* или *основных сторон природы минерала*, зависящую от развития и совершенства соответствующих методов изучения и определяющую уровень научных представлений о минерале (Поваренных, 1962).

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ МИНЕРАЛОГИИ

Появлению минералогии как определенной системы знаний предшествовал огромный по времени период формирования человека, развитие его трудовых навыков и самого процесса мышления. Это был период длительного накопления человеческого опыта, постепенного осмысливания человеком окружающей природы, открытия в предметах и явлениях новых, неизвестных ему прежде, свойств и качеств. В процессе преобразования природы мышление людей, являясь вначале сугубо конкретным (предметным), лишь очень медленно и постепенно приобретает черты логического мышления, опирающегося на абстракции и обобщения. На протяжении всего этого времени люди для своих практических нужд (главным образом для изготовления оружия и орудий труда), а также в качестве украшений и, по-видимому, с лечебными целями (Ives, 1958) употребляли различные горные породы и минералы, число которых постепенно все расширялось. К концу неолита, т. е. примерно около 6000—7000 лет назад, общее число только минеральных видов и разновидностей превышало уже четыре десятка (Болдырев, 1944; Ball, 1931; Петрунь, 1960). Несомненно, что люди были хорошо знакомы и со многими свойствами минералов и горных пород.

Изучение древнейших письменных источников, содержащих сведения об ископаемых, как например индийских «Вед» (XI—X вв. до н. э.), «Рамаяны» и «Махабхараты» (III—II вв. до н. э.) (Беляевский, 1958), китайских сочинений «Сан-Хей-Дин» и «Гуан-Цзы», относящихся примерно к VII—V вв. до н. э. (Токарев, 1956; Тихомиров и Хаин, 1956), трактата «О камнях» Тиртама — ученика Аристотеля, известного под именем Теофраста (Lenz, 1861; Caley and Richards, 1956), и, наконец, книг Плиния Старшего (Севергин, 1819; Ball, 1950), показывает, что еще 3000—2000 лет назад в разных странах людьми был накоплен значительный практический опыт в области диагностики минералов, руд и горных пород, их разведки, добычи и применения. С возникновением классового общества и упрочением

религии особенное внимание уделяется драгоценным металлам и цветным камням, которым часто приписывается магическая сила и связь с астральными телами (Mieleitner, 1922; Tertsch, 1947).

Разумеется, что о существовании науки минералогии в тот период не может быть и речи. Зарождение науки вообще началось с возникновения единого, недифференцированного знания, которое справедливо именовалось в древности философией, заключавшей фактически всю совокупность научных представлений. В эпоху расцвета античной (как и более древних китайской и индийской) культуры естественные науки находились в зародышевой стадии, ибо греки, как указывал Ф. Энгельс, «...еще не дошли до расчленения, до анализа природы...»*.

Правда, первые шаги в этом направлении были сделаны Аристотелем, разделившим природу на три части: мир животный, растительный и минеральный. К последнему относилась вся неживая природа (неорганический мир), в том числе и разнообразные «камнеподобные» продукты жизнедеятельности растений и животных.

Начиная с античного времени и на протяжении всего средневековья, вплоть до начала XVI в., наука о неорганическом мире представляла собой сумму разрозненных, главным образом практических знаний о всех принадлежащих к этой категории видах материи как естественного происхождения (горных породах, землях, рудах, окаменелостях, самоцветах, солях и т. д.), так и искусственных продуктах (различных металлах и сплавах, красках и эмалях и даже стеклах и фарфоре) (King, 1870; Mieleitner, 1922; Adams, 1938). Объединение всех этих совершенно различных веществ было чисто внешним, основанным непосредственно на практическом их употреблении. Систематика их была примитивной и неустойчивой, происхождение рисовалось весьма смутно и обычно фантастически. Определенного предмета науки фактически не существовало,— он еще только намечался; понятия «минерал» (как и самого термина) также еще не было.

Относительно высокий уровень развития в области познания минералов, пород и прочих неорганических тел в эпоху раннего средневековья был достигнут в странах Арабского Востока и Средней Азии. По сравнению со сведениями древних китайских и античных авторов отмечается существенный прогресс, особенно в изучении свойств минералов, диагностики, добычи и систематики. Однако принципиальных отличий от нарисованной выше общей картины состояния естественно-научных знаний здесь, разумеется, не было. Первыми авторами, специально рассматривавшими в своих работах минералы и другие неорганические вещества, были знаменитый иранский алхимик Джабир (721—815), арабский философ и математик Ал-Кинди (800—879) и иранский алхимик и врач Ар-Рази (864—925) (Mieleitner, 1922; Ruska, 1912).

В XI в. значительно более обширные сведения о минералах содержатся в трудах среднеазиатских ученых Ибн-Сины (980—1037) и Бируни (973—1048). Ибн-Сина интересовался геологическими вопросами, а также свойствами минералов и проблемой происхождения минералов и горных пород. Узбекский ученый Бируни написал около 1048 г. обширный трактат по минералогии справочного характера под названием «Собрание сведений для познания драгоценностей» (Бируни, 1963), в котором детально охарактеризовано свыше ста минеральных веществ, заключающих собственно минералы и их разновидности, некоторые горные породы, продукты жизнедеятельности организмов — жемчуг, кораллы, янтарь и искусственные продукты — сплавы, краски, стекла, фарфор и т. п. Специальное внимание в книге он уделяет свойствам камней, особенно окраске, твердости и удельному весу,

* Ф. Энгельс. Диалектика природы. М., 1955, стр. 24.

играющим большую роль в диагностике. Исключительно точно им были определены удельные веса ряда минералов и металлов, мало отличающиеся от современных. Работы Бируни в этом направлении были продолжены почти через сто лет его земляком хорезмийцем Хазини, написавшим в 1121—1122 гг. «Книгу о весах мудрости» (Tertsch, 1947). В ней автор показывает важное значение нахождения точного удельного веса для отличия чистых металлов и драгоценных камней от подделок, для определения характера металлических сплавов, ценности различных монет и т. д.

Последними наиболее крупными работами этого периода с описанием минеральных веществ являются труды азербайджанского ученого Мухаммеда Насирэддина (1201—1274) и арабского натуралиста Захария Казвини (1203—1283). Мухаммед Насирэддин в своем трактате «Книга о драгоценных камнях» дает описание 34 минералов с подробной характеристикой многих физических их свойств, как-то: цвет, блеск, твердость, удельный вес, прозрачность, хрупкость и т. д. (Тихомиров и Хаин, 1956). В обширной книге Захария Казвини под названием «Чудеса мироздания и памятники стран» приводится описание 146 минералов, пород и различных искусственных продуктов с характеристикой их свойств и употребления (Mieleitner, 1922; Tertsch, 1947).

Минералогические работы средневековых ученых Европы носят резкий отпечаток комментариев и слепого подражания древним, преимущественно античным авторам. В этот период господства церкви и застоя в области научной мысли сведения о минералах фигурируют в так называемых лапидариях, т. е. книгах о камнях. Одним из ранних является лапидарий Марбодуса, написанный им между 1061 и 1081 г., в котором упоминается 60 минеральных веществ (Adams, 1938). В лапидарии знаменитого доминиканского монаха Альберта Магнуса (1193—1280) насчитывается уже 96 минеральных веществ (Tertsch, 1947). Лапидарий болонского ученого Эразма Стелла (1450 — ?) заключает сведения о 33 минеральных телах (Adams, 1938). Наиболее обширный лапидарий венецианского физика Камилла Леонарда (?), опубликованный в 1502 г. под названием «Зеркало камней», содержит описание 279 минералов и минеральных веществ в алфавитном порядке (King, 1870; Adams, 1938). По научному уровню характеристика минеральных веществ в лапидариях стоит несравненно ниже описаний среднеазиатских и арабских ученых. Обычно минеральные вещества описываются без какой-либо рациональной системы, а наряду с физическими свойствами перечисляются магические свойства камней (Evans, 1923). Правда, в поздних лапидариях XVI—XVII вв., как например у К. Энцелиуса, А. Чезальпино, А. де Боодта и др., можно обнаружить уже некоторые новые ископаемые, открытые европейскими рудокопами в течение XI—XVI вв., описание свойств, добычи и практического использования минералов.

В целом весь многовековый период накопления знаний о неорганической природе, нашедший отражение в различных трактатах и сводках (лапидариях), нам представляется вполне логичным рассматривать как *предысторию минералогии*, как период медленного, постепенного ее зарождения, в конце которого намечается определенная тенденция к ограничению круга ее объектов только ископаемыми телами.

Возникновение минералогии как науки относится примерно к началу XVI в., когда в связи с появлением и развитием капиталистического способа производства в феодальной Европе резко выросло горнодобывающее дело, увеличились масштабы поисков и разведки различных руд, каменного угля, соли, слюды и других минералов. В результате количество известных полезных ископаемых значительно возросло и одновременно возникла необходимость их определения и детального изучения. Вместе с тем вполне

определился и предмет науки. Это была руда («минера»), или, точнее, более общее понятие — ископаемое*.

В эпоху Возрождения все более крепнут материалистические тенденции в науке, завоевывает умы эмпирический метод. В минералогии, которая с этого времени все теснее связывается с бурно развивающимся горным делом, эмпирический метод, стремление к изучению природных фактов постепенно также пробивает себе дорогу. Наряду с появлением первых, еще в значительной степени умозрительных геологических гипотез, изложенных в работах Леонардо да Винчи (1452—1519), а позже в трудах Р. Декарта (1596—1650), Н. Стенсена (1638—1686) и Г. Лейбница (1646—1716), возникают первые же более прогрессивные гипотезы происхождения руд и минералов, хотя и те и другие в известной мере являются повторением передовых взглядов талантливых ученых Востока.

Наибольшее влияние на ученых Европы оказали представления немецкого ученого Г. Агриколы (Бауэра) (1494—1555), который связывал образование рудных минералов в жилах (как и самих жил) с работой подземных вод и циркуляцией особых «соков», опираясь в своей гипотезе на фактические наблюдения (Hoover and Hoover, 1950; Крук, 1933; Шухардин, 1955). Он разработал более подробную, чем Ибн-Сина, классификацию минералов, основанную на физических свойствах. Важной особенностью ее является разделение минеральных веществ на гомогенные минералы и минеральные агрегаты, среди которых выделяются грубозернистые, легко распадающиеся на составные части, и мелкозернистые плотные агрегаты.

Основным содержанием минералогических исследований в течение этого первого периода (XVI—XIX вв.) являлось детальное изучение физических свойств и морфологии минералов. Так, уже Г. Агрикола наряду с описанием ранее известных свойств минералов — цвета, блеска, прозрачности, удельного веса, твердости, хрупкости, запаха и вкуса — обращает внимание на новые свойства не только минеральных индивидов, но и минеральных агрегатов, которые он использует для построения своей классификации. К этим свойствам относятся форма, наружный вид, спайность, растворимость, плавкость, а для агрегатов, кроме того, еще текстура, рыхлость, компактность, жирность и сухость. Важные данные о различных свойствах минералов и руд, об их добыче, технологии и выделении из них металлов находятся в многотомной «Пиротехнии» итальянского ученого В. Биринггуччо (1480—1539) современника Агриколы (Tolber, 1956).

Ценные сведения по морфологии минералов и изучению природных кристаллов были накоплены трудами К. Геснера, И. Кеплера, Н. Стенсена, А. Левенгука, Д. Гульельмини и др.** И. Кеплер (1571—1630) первый в 1611 г. описал формы шестиугольных снежинок и объяснил их правильным расположением составляющих шарообразных молекул. Нильс Стенсен в 1669 г. открыл на кварце закон постоянства углов, а Д. Гульельмини (1655—1710) распространил в 1688 г. этот закон на кристаллы селитры, каменной соли, квасцов и купороса (Вернадский, 1904; Лауэ, 1956). К этому же времени относится открытие геометрических законов оптики (В. Снеллиус, Р. Декарт, И. Ньютон) и создание в 1678 г. волновой теории света Х. Гюйгенсом (1629—1695), с помощью которой он легко объяснил явление двупреломления исландского шпата, установленное в 1669 г. Э. Бертельсеном (1625—1698) (Уэвелл, 1867; Лауэ, 1956). А. Левенгук (1632—1723) в 90-х годах XVII в. наблюдал с помощью изобретенного им микроскопа за ростом

---

* Впервые, насколько известно, слово «минералогия» было применено к науке об ископаемых в 1636 г. итальянским ученым Бернардом Цезием из Модены (Adams, 1938).

** Впервые слово «кристаллография» в смысле описания кристаллов было введено швейцарским ученым М. Н. Капеллером в 1723 г. (Tertsch, 1947). Несколько раньше (в 1698 г.) И. Готтингер употребил термин «кристаллология» (Groth, 1926).

и растворением кристаллов (Tertsch, 1947). После почти столетнего перерыва, уже в конце рассматриваемого периода, М. В. Ломоносов (1711—1765) и Ж. Б. Роме де Лиль (1736—1790) вновь открыли закон постоянства углов, ставший основой для развития геометрической кристаллографии (Вернадский, 1904).

Однако внутренняя природа минералов — их химический состав и атомное строение были еще почти совершенно не известны ученым и не могли найти отражения в их работах. Естественно, что главная задача первого этапа развития минералогии, составлявшая начальную ступень в области познания ископаемых тел, заключалась почти исключительно в тщательном изучении лишь того, что было вполне доступно, т. е. внешних признаков минералов. Этому способствовало появление новых методов физического исследования (лупы, микроскопа, а затем прикладного гониометра, эталонов твердости и др.), которые, в свою очередь, совершенствовались и делались более точными в процессе применения. В общем активная деятельность ученых была устремлена тогда в этом главном направлении — изучении и описании формы и свойств минералов.

Следовательно, описываемый период или этап истории минералогии, продолжавшийся примерно с начала XVI до начала XIX в., по своему основному содержанию или степени познания сущности минерала может быть назван *физико-морфологическим*, или просто *физическим*. В самом его конце (в последней четверти XVIII в.) в минералогии стало зарождаться химическое направление, наиболее ярко проявившееся в трудах А. Кронштедта, М. В. Ломоносова, Т. О. Бергмана и В. М. Севергина. Оно нашло отражение в некоторых классификациях минералов и применении при их изучении химического анализа и метода паяльной трубки. Основоположниками последнего стали А. фон Сваб (?) и Т. О. Бергман (1735—1784) (Kobell, 1864; Блох, 1936). Все более научную основу приобретают представления о генезисе минералов (М. В. Ломоносов, А. Г. Вернер), а полумистические взгляды У. Альдрованди (1522—1605) о симпатии и антипатии минералов окончательно вытесняются учением о смежности (парагенезисе) минералов, развитым В. М. Севергиным (1765—1826). В это же время начинается процесс дифференциации науки: из минералогии по почину А. Г. Вернера выделяется в самостоятельную отрасль знания геология (геогнозия).

Новый этап в развитии минералогии, который по его главной задаче и основному содержанию науки следует назвать *химическим*, начинается почти на рубеже XVIII и XIX вв. Он ознаменовался решительным проникновением методов и идей химии в минералогию и дальнейшей дифференциацией науки. Переход от качественного к количественному анализу минералов, развивающийся особенно успешно после открытия стехиометрических законов (Ж. Пруст, Д. Дальтон, В. Рихтер), позволил целой когорте выдающихся химиков за сравнительно короткий срок изучить химический состав большинства минералов. Среди них наиболее выдающиеся: М. Клапрот (1743—1817), Н. Вокелен (1763—1820), И. Гадолин (1760—1852), С. Теннант (1761—1826), Ч. Гатчет (1765—1847), В. Волластон (1766—1826), И. Берцелиус (1779—1848), Ф. Штромейер (1778—1835), И. Арфведсон (1792—1841), Г. Розе (1795—1864) и К. Мозандер (1797—1858). Значительный вклад в область изучения и анализа многих минералов сделан также русскими химиками и минералогами — Э. Лаксманом (1737—1796), Т. Е. Ловицем (1757—1804), Г. И. Гессом (1802—1850), Р. Германом (1805—1879) и Р. И. Евреиновым (1812—1849). В результате определен точный химический состав нескольких сотен минералов и установлены десятки новых минеральных видов. В ходе анализа минералов ученые открыли около 25 новых химических элементов. Это был переломный момент, скачок в ходе развития минералогии, охвативший 35—40 лет (с 1790 по 1830 г.), в течение

которого была познана одна из сторон природы минералов — их химический состав.

На этом основании началась коренная перестройка содержания всей предшествующей минералогии. Одновременно с уточнением понятия минерала и исключением из числа ее объектов части ископаемых тел, например окаменелостей, некоторых горных пород (Поваренных, 1954), стали разрабатываться новые, более полные и лучше обоснованные химические классификации минеральных видов И. Берцелиусом, Д. И. Соколовым, Д. Дана, Г. Розе и др. Широко распространились также новые методы диагностики минералов, основанные на применении паяльной трубки и количественного химического анализа. В связи с этим была установлена более строгая, химическая тождественность минералов, на основе чего возникли первые попытки нахождения связей между свойствами минералов и их химическим составом, например у А. Я. Купфера (1826), А. Кенготта (Kenngott, 1852) и др. Детальное изучение химического состава минералов после открытия в 1819 г. Э. Митчерлихом (1794—1863) одного из важнейших явлений — изоморфизма — заставило изменить только что сложившееся представление о минеральном виде как о совокупности природных тел постоянного состава (Berzelius, 1827; Д. И. Соколов, 1832) и способствовало дальнейшему развитию теории изоморфизма, основной вклад в которую сделали Р. Герман (Hermann, 1860), Д. И. Менделеев (1837), Г. Чермак (1884), И. Ретгерс (Retgers, 1891), А. Е. Арцруни (Arzruni, 1893), В. Мутманн (Muthmann, 1894) и В. И. Вернадский (1908). Эта теория особенно продвинулась вперед после открытия в 1869 г. Д. И. Менделеевым периодического закона химических элементов.

Представления о генезисе минералов также стали перестраиваться на химической основе (И. Берцелиус, К. Бишофф, Д. И. Соколов и др.), чему способствовали изучение химизма минеральных псевдоморфоз (И. Блюм, А. Делессе, Г. Винклер, П. В. Еремеев), а также успехи в области синтеза минералов (Г. Сент-Клер Девилль, Г. Добре, К. Д. Хрущов, Ф. Фуке, О. Мишель Леви, А. Муассан, И. Фогт и др.). Накопленные к концу XIX в. отрывочные и в значительной мере разрозненные данные о происхождении минералов были обобщены, дополнены и развиты В. И. Вернадским (1908, 1925) во всеобъемлющее, так называемое генетическое направление в минералогии, в котором минерал, его возникновение, развитие и разрушение рассматривались в тесной связи с его химической конституцией и постоянно изменяющейся окружающей физико-химической средой.

Итак, в течение рассматриваемого периода произошла кардинальная перестройка и дальнейшее развитие минералогии на химической основе, благодаря чему она поднялась на новую, значительно более высокую ступень. Задача познания закономерностей химического состава минералов, которая была ведущей и все себе подчиняла, явилась *главным стимулом развития минералогии* на данном этапе. Однако это вовсе не означает, что прекратились исследования в области физических свойств и морфологии минералов. Наоборот, в связи с дальнейшим развитием физики и прогрессом экспериментальной техники исследования в этом направлении (особенно в области оптических и механических свойств минералов) успешно продолжались, но они уже не занимали того исключительного, ведущего положения, как прежде, так как в значительной мере зависели от успехов химического изучения минералов.

Еще в самом начале этого этапа огромную роль в диагностической минералогии сыграло введение Ф. Моосом (Mohs, 1822) десятибалльной шкалы твердости, которая позволила вместе с тем дать систематическую количественную характеристику важнейшего механического свойства для всех минералов. К более позднему времени относятся экспериментальные работы

Т. Зеебека (Seebek, 1833), Ф. Экснера (Exner, 1873), Ф. Ауэрбаха (Auerbach, 1891) и др. по разработке точных методов определения твердости минералов, работы П. Кюри и Б. З. Коленко по исследованию электрических свойств кристаллов, исследования Ф. Неймана и В. Фойгта в области упругих и оптических свойств минеральных индивидов (Лауэ, 1956). Вслед за изучением Ж. Био, Д. Брюстером и В. Гайдингером двупреломления и плеохроизма природных кристаллов минералов пришло изобретение В. Николем в 1828 г. поляризационной призмы из исландского шпата. Созданный затем поляризационный микроскоп явился важнейшим орудием изучения кристаллических веществ, который после успешного использования его для этих целей Г. Сорби (Sorby, 1858), Г. Розенбушем (Rosenbusch, 1873), И. И. Иностранцевым, А. П. Карпинским и др. широко вошел в научный обиход.

В течение этого периода огромный прогресс достигнут и в области детального изучения морфологии минеральных индивидов, наибольший вклад в которую сделали русские ученые Н. И. Кокшаров (1818—1893) и П. В. Еремеев (1830—1899) и немецкий кристаллограф В. Гольдшмидт (1853—1930). Таким образом, наряду с развитием главного, химического, направления в минералогии существовали и развивались подчиненные и тесно связанные с ним физиографическое и генетическое направления. К концу рассматриваемого периода (1890—1920 гг.) в результате синтеза идей кристаллографии и химической минералогии, нашедших наиболее полное отражение в работах Е. С. Федорова (1911, 1917) и П. Грота (1911), были заложены первые основы кристаллохимии и так называемого кристаллохимического анализа.

Начало нового, *кристаллохимического*, этапа развития минералогии относится к 20-м годам текущего столетия, когда опытами М. Лауэ была доказана волновая природа рентгеновских лучей и возник новый (рентгеновский) метод анализа внутреннего строения кристаллического вещества. К началу 30-х годов с помощью рентгеноструктурных исследований В. Г. Брэгга, В. Л. Брэгга, Р. У. Уайкова, Л. Полинга, Э. Шибольда, У. Г. Тейлора, В. Захариасена и др., опиравшихся на фундаментальную теорию пространственных групп Е. С. Федорова (1891), было выяснено строение большей части распространенных минералов и сформулированы первые теоретические обобщения современной (рентгеновской) кристаллохимии для веществ простого (бинарного) состава (Goldschmidt, 1926). На этом этапе, который отмечается новым резким переломом в истории минералогии, природа минерала познается в целом, т. е. в единстве и взаимообусловленности его *состава* и *строения*. Уже в результате первых структурных исследований было установлено атомное строение минералов, опрокинувшее прежние представления молекулярной химии. В связи с этим, используя данные о размерах и других свойствах атомов, а также применяя расчеты энергии кристаллической решетки, Г. Грим (Grimm, 1922), В. М. Гольдшмидт (1933) и А. Е. Ферсман (1934, 1937) значительно глубже и полнее, чем прежде, разработали теорию изоморфизма элементов. На этой основе возникла необходимость новых обобщений в области теории минерального вида, которые были изложены в работах В. С. Соболева, А. Н. Винчелла, П. Ниггли и др.

Расшифровка структур минералов выявила специфические типы пространственной связи атомов или их комплексов в виде так называемых структурных мотивов и представила в совершенно ином свете сложную и запутанную химию силикатов и алюмосиликатов. Это явилось толчком к созданию новой, подлинно кристаллохимической классификации сначала силикатов (Брэгг, 1934), а затем и некоторых других классов минералов.

Познание неизвестного прежде внутреннего строения минералов открыло широкие возможности в области истолкования, а в ряде случаев и вычисления их свойств на основе констант составляющих атомов. Так, В. Брэгг

(1934) и Э. Шибольд (1937) дали новое объяснение ряду оптических свойств силикатов. В. М. Гольдшмидт (1933) и А. Е. Ферсман (1937) установили некоторые основные кристаллохимические факторы, определяющие твердость минералов по Моосу. Позже Х. Винклер (Winkler, 1950) связал с кристаллохимическими данными некоторые тепловые и механические свойства. Кристаллохимическая интерпретация ряда свойств минералов дана также Н. В. Беловым (1945) и В. С. Соболевым (1949).

Установление кристаллической природы минералов еще более обнажило резкую противоположность между ними и аморфными, коллоиднодисперсными, жидкими и другими природными телами, входившими ранее в объем понятия «минерал», подчеркнув тем самым нерациональность дальнейшего их объединения в рамках минералогии. Вместе с тем и отчасти по этой причине на протяжении современного этапа развития минералогии вполне определенно наметилась дальнейшая неизбежная ее дифференциация и отпочкование от нее ряда новых научных ветвей, например учения о каустобиолитах, о природных коллоидах (Седлецкий, 1945; Чухров, 1955), что несомненно представляет положительное явление, благотворное для развития как минералогии, так и отделяющихся от нее наук.

Исключительно важную роль в развитии теоретической и прикладной кристаллохимии сыграла теория плотнейшей упаковки ионов, разработанная в середине 40-х годов Н. В. Беловым (1947), существенно облегчившая расшифровку структур минералов сложного состава. На основе этой теории и при использовании более мощных методов рентгеноанализа советская школа рентгеноструктурщиков, возглавляемая Н. В. Беловым, вышла за короткий срок на одно из первых мест в мире. За 10 послевоенных лет были решены структуры многих сложных силикатов (например, рамзаита, миларита, диоптаза, турмалина, ильваита, эпидота, цоизита, волластонита, ксонотлита и др.), среди которых были установлены новые примеры диортосиликатов и цепных силикатов, а также открыты ранее неизвестные кольцевые и цепные структуры. За последние 10 лет особенно большие успехи достигнуты в области исследования строения силикатов с крупными катионами, для которых установлены новые закономерности во взаимодействии этих катионов с кремнекислородными радикалами и выявлено много совершенно новых типов островных, кольцевых, цепных и слоистых структур. Фактически совершился переход к новому, более высокому этапу (второй главе кристаллохимии, по Н. В. Белову) развития теории строения силикатов (Белов, 1961).

Несколько раньше началось обновление и общей теории кристаллохимии, сложившейся на первом ее этапе в конце 20-х годов. Подверглись серьезной критике концепция чисто ионной связи в соединениях и вытекающий отсюда принцип Магнуса—Гольдшмидта (П. В. Грушвицкий, Б. Ф. Ормонт, В. И. Лебедев, А. С. Поваренных и др.). В результате поляризационные представления заменяются концепцией электроотрицательностей (А. С. Поваренных, С. С. Бацанов и др.), позволяющей приближенно оценивать долю ковалентной связи в промежуточных (ионно-ковалентных) соединениях, к которым принадлежит подавляющее большинство минералов. Это открывает новые возможности в области выяснения законов изменения свойств минералов, как недавно было показано на примерах кристаллохимического анализа их оптических, термических и особенно механических свойств (Поваренных, 1963). Дальнейшее развитие в связи с этим получает теория координации атомов в соединениях и теория изоморфизма, по-новому решается вопрос морфогенезиса минералов, да и генетические проблемы в целом приобретают совершенно новое освещение (Белов, 1959).

Таким образом, современный кристаллохимический этап развития минералогии, ставивший главной задачей изучение закономерностей и про-

тиворечий атомного строения минералов, поднимает наше знание об их природе на качественно новую ступень. На наших глазах совершается активная перестройка всех еще недавно казавшихся незыблемыми представлений о химизме и свойствах минералов, о понятии минерала и минерального вида, о классификации и номенклатуре минералов. За период менее чем полвека произошли колоссальные изменения в теоретическом фундаменте минералогии, и еще большие изменения произойдут в ближайшем будущем, так как на помощь рентгеноструктурному и электронографическому методам анализа приходят особые, тонкие по своим специфическим возможностям, методы электронного и ядерного парамагнитного резонанса.

ИСТОРИЯ СИСТЕМАТИКИ МИНЕРАЛОВ

Классификация минералов, как одна из форм познания их природы, играет в минералогии весьма важную роль, так как отражает наиболее существенные взаимосвязи между минералами и помогает выявлению внутренних закономерностей минерального мира. Строго научная классификация минералов (как и любых других объектов) требует, чтобы в основание ее был положен наиболее существенный признак, который определял бы остальные признаки минералов. Очевидно, что этот наиболее существенный признак должен принадлежать самим минералам, т. е. отражать их собственную природу, а не являться по отношению к ним чем-то внешним, как это имеет место в так называемых чисто генетических классификациях (Лаппаран, 1899).

Но естественно, что на протяжении истории минералогии с развитием познания различных объектов минерального мира неизбежно изменялись и представления о наиболее существенных признаках минералов. Это и является причиной изменения и преобразования классификаций минералов, так как со временем один существенный признак, взятый за основу, заменяется другим еще более существенным признаком.

Для успешной разработки и лучшего понимания принципов современной кристаллохимической классификации минеральных видов необходимо и полезно проследить, хотя бы в общих чертах, историю систематики минералов в связи с основными этапами развития минералогии. Это позволит установить динамику общей основы систематики минералов, выявить взаимосвязи между различными видами классификаций и степень преемственности старых обобщений в новых схемах.

Попытки разделения камней и вообще минеральных веществ на сходные группы относятся к глубокой древности, и, хотя письменных источников не сохранилось, мы угадываем элементы этой систематики в древних названиях. Первая дошедшая до нас рациональная* классификация минеральных веществ приведена в книге Теофраста «О камнях» (Mieleitner, 1922; Caley, Richards, 1956). В ней описано 59 естественных и искусственных минеральных веществ, которые разделяются по употреблению и свойствам на такие группы: 1) добываемые в крупных блоках, 2) ценные цветные камни, 3) плавкие камни, 4) горючие камни, 5) негорючие камни, 6) драгоценные камни (поделочные), 7) легко разрезаемые камни и 8) землистые вещества (краски).

В значительно более полной сводке минеральных веществ Плиния Старшего (Севергин, 1819; Ball, 1950) последние классифицируются по практическому применению.

---

* О магической (астральной) «систематике» камней у индусов, древних евреев и др. см. у Г. Г. Леммлейна в приложении к «Минералогии» Бируни (1963), а также у Ф. Адамса (Adams, 1938).

Принципы систематики Теофраста были приняты много времени спустя учеными средневекового Востока, особенно Ал-Кинда и Бируни (Леммлейн в кн. «Бируни», 1963). Однако более глубокое практическое значение свойств минеральных веществ, особенно развитое у алхимиков и врачей, позволяет создать более строгую в отношении принципа систематику. Так, алхимик Ар-Рази разделял все минеральные вещества по свойствам на шесть классов: 1) спирты (летучие), 2) тела (металлы), 3) камни, 4) купоросы, 5) буры и 6) соли (Ruska, 1935; Ибн-Сина, 1957). Но уже столетием позже Ибн-Сина дал более простую и лучше обоснованную схему классификации (купоросы и нашатырь он отнес к солям, ртуть — к металлам): 1) камни, 2) плавкие тела (металлы), 3) серные (горючие) вещества и 4) соли (растворимые) (Ибн-Сина, 1957).

Эта схема, в основу которой положены важнейшие физические свойства (твердость, плавкость, горючесть, растворимость), оказалась очень простой и устойчивой и полностью господствовала в трудах европейских минералогов начиная с эпохи Возрождения*, когда в науках широко распространился эмпирический метод. Через 500 лет после Ибн-Сины более детальную классификацию минералов, основанную на их свойствах, дал Георг Агрикола. В ней учитываются не только существенные свойства минеральных веществ, но также их строение и агрегатное состояние. Он делит все природные продукты на две категории: 1) жидкости и газы, 2) ископаемые. Последние, в свою очередь, делятся на: 1) простые (гомогенные) и 2) сложные (гетерогенные). Простые разделяются на четыре класса: а) земли, б) соли (загустевшие соки), в) камни и г) металлы; сложные делятся на два класса: а) тонкие смеси (компактные) и б) грубые смеси (рыхлые) (Hoover, Hoover, 1950; Adams, 1938). Классифицируя ископаемые, Г. Агрикола, естественно, не отделяет еще породы и руды от составляющих минералов, а также от окаменелостей. Он не мог с достаточной точностью сделать различие между простыми и сложными телами, поэтому его «камни» включали одновременно и сложные тела, так же как «тонкие смеси» объединяют заодно и мономинеральные агрегаты.

Начиная с систематики Г. Агриколы и до конца XVIII в. было предложено несколько десятков классификаций минералов (Linnai, 1770), построенных, как и она, на физических и морфологических признаках и поэтому весьма сходных между собой. Одной из последних в этом ряду является поздняя классификация минералов А. Г. Вернера (1817), которая, заключая 317 минеральных видов и разновидностей, по принципу разделения на классы не отличается от предыдущих (даже, пожалуй, ближе к систематике Ибн-Сины, чем Агриколы), хотя в распределении минералов внутри классов уже заметно сказывается влияние химического состава**.

Таким образом, начиная с древнейших времен и на протяжении всего физического этапа развития минералогии основанием всех известных классификаций минералов (за исключением наиболее древних, где доминировали чисто практические цели) являлись их *свойства*. А так как в основу деления Ибн-Сина положил весьма существенные свойства, отражающие (как теперь известно) тип химической связи, предложенная им классификация продержалась без существенного изменения свыше 800 лет. Она уступила место лишь более строгой и глубокой химической классификации, но уступила не сразу, а постепенно, в упорной борьбе между ее защитниками — К. Линнеем, И. Валлериусом, А. Вернером, Ф. Моосом и их последователями и по-

---

* До XVI в. во всех средневековых европейских лапидариях систематика отсутствовала и все вещества располагались по алфавиту (Adams, 1938).

** Интересно, что в классификации минералов М. В. Ломоносова, предложенной им еще в 1743 г., выделяется восемь классов: 1) металлы, 2) полуметаллы, 3) жирные (горючие) минералы, 4) соли, 5) камни и земли, 6) руды, 7) драгоценные камни, 8) лекарственные земли (Ломоносов, 1949).

борниками химического направления — А. Кронштедтом, Т. Бергманом, В. М. Севергиным, И. Берцелиусом, Д. И. Соколовым, Д. Дана и др. Эта борьба, длившаяся почти столетие (1758—1854), окончилась полной победой классификации, основанной на химическом составе минералов. Так, на смену прежним классификациям, базировавшимся на физических свойствах минералов, в середине XIX в. пришла химическая классификация, ибо *химический состав* явился тем *наиболее существенным признаком* минералов, который значительно глубже отражает их природу, нежели физические свойства. Представляя собой одну из сторон природы минералов, химический состав выступает в качестве основной, главной их характеристики, в то время как их свойства в значительной мере от него зависят, являясь внешним его выражением.

Классификация минералов на химической основе создавалась постепенно. Она также прошла сравнительно длинный путь развития, медленно пробивая себе дорогу, зародившись внутри и на базе старых классификаций. Так, в первых химических системах А. Кронштедта (1758) и Т. Бергмана (1782) лишь наиболее крупные разделы были выделены на основе химических данных, в остальном же доминировали внешние признаки, так как слишком скудны еще были знания химического состава минералов, который был больше качественным, чем количественным. В течение второй половины XVIII в. и первой четверти XIX в. шла борьба между двумя группами ученых — приверженцами так называемой естественной (т. е. основанной на внешних признаках) системы и защитниками химической системы. Последние считали, что истинная природа и характер минерала определяются веществом, из которого он состоит, а внешние, физические его признаки и свойства являются вторыми по важности для целей классификации.

Но физические признаки были наглядными, и построенные на них классификации казались вполне ясными, тогда как понимание важности химического состава в этом отношении было доступно лишь наиболее передовым ученым — скорее химикам, чем минералогам. Поэтому в начале XIX в., несмотря на попытку Р. Ж. Аюи создать лучшую химическую систематику (Hauy, 1801), широко распространилась классификация А. Г. Вернера, которая вначале целиком была основана на внешних признаках (Werner, 1774), но к концу активной деятельности знаменитого немецкого минералога (Werner, 1817) приобрела уже в некоторой мере смешанный характер.

Любопытно сопоставить аргументы в защиту того и другого принципа классификации, которые высказывались представителями двух отмеченных противоборствующих направлений. Так, выдающийся русский минералог В. М. Севергин еще в 1798 г. писал: «Чем тверже основание, на коем утверждена система, тем основательнее будут познания через оную приобретаемые; а как нет ничего столь надежного и точного, как признаки, *обретающиеся в самом веществе тел*, то и никакая иная система столь основательна и постоянна быть не может, кроме той, которая основана на таковых признаках, не примешивая к тому ничего постороннего, переменного и токмо вероятного... Лучший способ разделения минеральных тел есть тот, который основан на *химических признаках*, ибо они ясно, точно, кратко и основательно определяют минеральное тело. Классы и роды определяются наилучше по главной составляющей части; виды по различному смешению составляющих частей и по явлениям и переменам от сего смешения происходящим, присовокупляя к тому все их наружные признаки... (стр. 63—65) (курсивмой.— *А. П.*).

Спустя почти 50 лет последователь Вернера Э. Эйхвальд (1841), работавший в Русской академии, утверждал: «В этом отношении (т. е. при классификации.— *А. П.*) химические признаки важностью уступают кристаллографическим и физическим; физические совершенно независимы от химиче-

5295

Российской Академии Наук Арм.ССР

ских, и минерал может быть определен по ним одним несмотря на химический состав. Наружные признаки, введенные Вернером в науку для определения минералов, еще ныне остаются в целости и не изменились; между тем химические беспрестанно изменяются... Более усовершенствованная химия, может быть, покажет в минералах небольшие различия в составе и посему опять переменит расположение их в системе. В этом-то постоянстве состоит большая выгода наружных признаков, которые, если только с точностью описаны, никогда не изменяются и без всякого труда могут быть наблюдаемы и описываемы» (стр. 86). И далее: «Так как минералы одного химического состава, но отличающиеся разной кристаллической формой, как серный колчедан и серный железняк, известковый шпат и арагонит, анатаз и рутил, доказывают, что химический состав сам по себе не составляет еще существенного признака минерала (это только одна сторона их, которая по сему самому принадлежит более химии, нежели минералогии), то естественная система должна обратить свое внимание не только на эти, но в особенности на наружные признаки, которые легче и скорее могут быть рассматриваемы, нежели химические, весьма скрытые и не каждому доступные» (стр. 90).

И это писалось уже после того, как были опубликованы и хорошо известны химические классификации И. Берцелиуса (1819), Д. И. Соколова (1831, 1832) и Д. Дана (1837)*. Здесь в полной мере видна (если не принимать во внимание грубых ошибок Эйхвальда) не только недооценка примата химического состава над физическими признаками минералов, но также стремление к созданию законченной, неизменной, идеальной схемы классификации, о которой мечтал А. Г. Вернер (Adams, 1938) и которая вполне отвечала метафизическому взгляду на неорганическую природу, характерному для большинства минералогов XVIII в.

На химическом этапе развития минералогии химическая классификация стала во второй половине XIX в. полностью господствующей. Этому в значительной степени способствовали большие успехи в аналитической химии минералов и теоретические обобщения И. Берцелиуса, впервые отнесшего самый обширный отряд силикатов к солям кремневых кислот. Но если в первых химических классификациях минералов А. Кронштедта, Т. Бергмана, Р. Аюи, а также вначале и у И. Берцелиуса (Berzelius, 1819) систематизация строилась по электроположительным элементам, т. е. катионам, то в 1826 г., сразу же после открытия Э. Митчерлихом явления изоморфизма, И. Берцелиус предложил новую систематику минералов по электроотрицательным элементам, т. е. анионам, которые не показывали столь выраженных изоморфных отношений. Так возникли классы окислов, сульфидов, галоидов, силикатов и т. д.

С этого времени во всех более новых химических классификациях Д. И. Соколова (1831), Д. Дана (Dana, 1837), Г. Розе (Rose, 1852) деление на классы последовательно произведено по анионам и радикалам, которые значительно резче влияют на свойства соединений. Д. Дана выделяет следующие классы: 1) самородные вещества, 2) сернистые и мышьяковистые соединения, 3) галоидные соединения, 4) кислородные соединения и 5) органические вещества. В дальнейшем, со второй половины XIX в., химическая классификация минералов Д. Дана (как и близкая к ней классификация Г. Розе) стала фактически основной для всех минералогов на долгое время.

---

* Наглядным доказательством бесперспективности естественной системы классификации являются соответствующие системы учеников Вернера — Ф. Мооса (1820) и А. Брейтгаупта (1830), в которых химические признаки в качестве наиболее существенных совершенно исключены. Никакого распространения или продолжения они, естественно, не получили и имеют сейчас чисто исторический интерес. В то же время они могут быть примером того, как использование несущественных признаков приводит к классификации малой научной ценности.

Но, оставаясь неизменной по форме, она развивалась по содержанию — расширялся объем классов, открывались новые химические типы, особенно среди кислородных соединений. Вскоре в качестве дополнительного существенного признака классификации была принята кристаллическая система (сингония) минерала, позволившая объединить их в родственные группы (например, пироксены, амфиболы, группа кальцита, группа арагонита, группа пирита и т. п.). Очень большую роль в выяснении химической конституции силикатов сыграли работы Г. Чермака и особенно В. И. Вернадского, выделившего среди класса силикатов соединения иного типа — алюмосиликаты, боросиликаты и др.

Почти в то же время, но уже с других — кристаллохимических — позиций шла разработка новых принципов классификации минералов. Наибольшие заслуги в этом отношении принадлежат П. Гроту и Е. С. Федорову, заложившим основы науки нашего столетия — кристаллохимии. Так, в 1913 г. Е. С. Федоров писал: «Лишь в самое последнее время принцип, положенный в основу кристаллохимического анализа, мог бы привести к такой классификации, что действительно для каждого минерала нашлось бы свое строгое место. И такую классификацию даже нельзя было бы назвать искусственною, так как в основе ее лежала бы кристаллическая структура минералов, то есть как раз то, что существеннейшим образом характеризует природу каждого».

Однако разработка подлинной кристаллохимической классификации стала возможной лишь с 20-х годов на почве совершенно новых данных о строении минералов. С развитием идей и методов кристаллохимии постепенно становилось все более ясным, что в *основу классификации* минералов должны быть положены особенности их *химического состава и внутреннего строения*, так как они в своем противоречивом единстве представляют коренную сущность минералов и целиком определяют все их разнообразные свойства.

Впервые кристаллохимический принцип классификации применен в 30-х годах XX ст. В. Брэггом (1934), В. Гольдшмидтом (1937) и др. для минералов класса силикатов, который был разделен на подклассы уже не только по химическому составу, но и в соответствии с особенностями внутреннего строения, выражающимися в различии способов сочленения кремнекислородных тетраэдров в пространственные комплексы.

Этот новый структурный принцип, принятый для внутренней систематики класса силикатов, не стал, однако, коренной противоположностью прежнему принципу — химическому. Напротив, сразу было замечено, что они во многом довольно хорошо согласуются, так что большинство групп и отделов класса силикатов, уже давно выделенных на основе химического состава и кристаллографических форм, в новой классификации полностью уцелело.

Дальнейшее развитие кристаллохимической классификации минералов относится уже к 50-м годам XX ст. Однако использование структурного принципа для выделения подклассов в других классах минерального мира осуществлялось слабо. Он был применен лишь по отношению к фторидам, сульфидам и окислам, и то частично, без распространения на все минеральные виды. Существующие ныне так называемые кристаллохимические классификации не вполне удовлетворительны как раз с кристаллохимической стороны. В 1956 г. автор предложил схему последовательной кристаллохимической классификации (Поваренных, 1956), которая не во всех частях казалась достаточно убедительной. В шестой главе дается детальное обоснование этой, теперь уже значительно глубже проработанной схемы классификации.

ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ НАУКИ И ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ МИНЕРАЛА

В начале нашего столетия В. И. Вернадский писал: «Несомненно, вся классификация минералов находится в тесной зависимости от того или иного решения общего вопроса о том, какие тела следует считать за минералы» (1908). Эта верная мысль о непосредственном влиянии определения понятия минерала на основные принципы классификации иногда недооценивается в минералогии. Кроме того, проблема определения предмета науки часто рассматривается во внеисторическом плане, благодаря чему резко преувеличивается роль личных взглядов и мнений отдельных ученых в данном вопросе. А это в целом создает впечатление о произвольности таких важнейших научных обобщений, как определение понятий минерала и минерального вида, выработка принципа классификации минералов и т. п., отражающих якобы всего лишь *точку зрения* исследователя и, стало быть, лишенных объективного содержания и большой научной ценности. В качестве доказательства ссылаются на обилие различных определений понятия минерала и схем классификаций минеральных видов, фигурировавших в науке в течение последних 100—150 лет и безвозвратно канувших в вечность. Но это, конечно, не так. И хотя личные взгляды (скорее особенности мышления) ученого несомненно сказываются на его научных обобщениях, они, если в них правильно отражаются новейшие фактические данные науки в соответствующий исторический момент, тем более объективны и долговечны, чем глубже схватывают сущность, природу минерала. Такие обобщения в неуклонном и все убыстряющемся развитии науки не исчезают бесследно, а входят самым существенным своим содержанием в последующие определения, выводы и обобщения на основе закона преемственности научного знания.

Основной причиной, толкающей к изменению прежних определений коренных понятий минералогии и систематики минералов, является неуклонное углубление познания природы минерала, открытие в нем новых все более существенных сторон и взаимосвязей. Это углубление в сущность предмета минералогии идет неравномерно, так как зависит от развития методов исследования вещества, особенно принципиально новых, обеспечивающих, как было показано, выделение основных ее этапов. Но оно идет непрерывно и сопровождается, как следствие, обязательной дифференциацией науки — процессом весьма прогрессивным, непосредственно способствующим ее дальнейшему развитию. Наиболее кардинальные изменения и повороты в минералогии всегда сопровождались отпочкованием от нее новых отраслей научного знания и всегда требовали существенного изменения коренных ее понятий и принципа классификации*.

Проследим бегло историю развития определения понятия минерала, тесно связанную с дифференциацией науки. Это позволит логически последовательно подойти к обоснованию современного определения (Поваренных, 1954).

Говорить об определении понятия минерала — это значит говорить о содержании минералогии, т. е. о том, какие объекты природы она изучает. Но «...в далекой тысячелетней истории минералогии понимание ее содержания изменилось до неузнаваемости... И это содержание подвижно, оно меняется, углубляется, движется с ходом времени» (Вернадский, 1928).

В период зарождения минералогии на протяжении многих столетий

---

* Ясно, что условия для дифференциации науки создаются не сразу; сначала понемногу выявляется качественное своеобразие объекта, затем вырабатывается специальная методика его изучения, потом появляются особые задачи исследования объекта и, наконец, образуется специальная отрасль, переходящая со временем, если объект практически важен, в отдельную науку.

объем понятия минерала* был весьма широк. К минералам относились не только все тела неорганической природы, но и все искусственные продукты — металлы и сплавы, эмали и стекла, керамика и краски. Их описание мы находим не только у Теофраста и Плиния, но и у Ар-Рази и Бируни, а также у европейских минералогов раннего средневековья.

Начиная с работ Агриколы и на протяжении всего физического этапа минералогии объем понятия минерал несколько уменьшился, так как к минералам стали относить преимущественно лишь природные, т. е. *ископаемые* тела. Так, в русском переводе «Минералогии» Валлериуса говорится, что «минералы подлежат до минералогии, которая есть знание о телах смешанных, составленных и неорганических**, кои непрестанно увеличиваются и растут, не имея во внутренних частях или в трубочках и жилах никакого сока» (Шляттер, 1763). Вплоть до конца XVIII в. в минералогии наряду с минералами (в нашем смысле слова) рассматривались также торф, каменный уголь, янтарь, различные горные породы и окаменелости. Но на рубеже XVIII и XIX вв. в минералогии произошли весьма существенные изменения — она вступила в химический этап своего развития и одновременно претерпела дифференциацию. От нее отделились сначала геология, а затем палеонтология и кристаллография.

Описываемый переломный этап в истории минералогии завершился выделением из числа ее объектов качественно отличных тел — окаменелостей и части горных пород. Естественно, что по этой причине должно было измениться и само определение понятия минерала. С этого времени среди существенных определяющих признаков минерала начинает фигурировать уже *физическая однородность*. В связи с последней, а также под влиянием бурно развивающихся химии и физики в число минералов постепенно включаются жидкие и даже газообразные, как например у Ф. Мооса (1822) и Д. Дана (1837), природные неорганические вещества.

Наиболее правильное определение понятия минерала, соответствующее уровню развития минералогии середины XIX в., дано К. Ф. Науманом, которое мы цитируем по книге Н. И. Кокшарова (1863): «Минералом называется всякое однородное, твердое или капельно-жидкое тело, которое в том виде, в каком оно нам представляется, есть непосредственный продукт природы, происшедший без участия органических процессов и независимо от воли человека***». По сравнению с определением XVIII в. оно заключало дополнительные признаки, суживающие объем понятия минерала и делающие его более точным.

Это определение исключало из числа минералов не только породы и окаменелости, но также, как отмечал М. Медведев (1863), и все газы, органические камни (мочевые, печеночные и пр.), кораллы, кости и все лабораторные неорганические продукты. Однако по признаку физической однородности оно еще позволяло удерживать в числе минералов различные скрытокристаллические тела, земли, стекла и разнообразные каустобиолиты (каменные и бурые угли, ископаемые смолы и т. п.). Причисление к минералам каустобиолитов объясняется не только силой традиции, но также и тем, что они вполне подходили сюда по принципу однородности (оцениваемой главным образом на глаз или с помощью лупы) при своей малочисленности и еще недостаточной изученности. Лишь с внедрением с 1858 г. в практику иссле-

---

* Разумеется, об этом надо говорить условно, так как самого понятия минерала в то время еще не существовало.

** Т. е. не принадлежащих к животному и растительному миру.

*** Следует заметить, что Н. И. Кокшаров несколько критически относился к этому определению, считал его узким, желая видеть в минералогии «анорганографию», т. е. науку о всех неорганических телах (1876). Но он, однако, не дал своего определения, из чего можно заключить, что в общем он его принимал.

дований поляризационного микроскопа неоднородность была выявлена более полно, и вскоре подавляющее большинство горных пород было выделено из минералогии. Этому способствовала дальнейшая дифференциация науки. В 70-х годах XIX ст. от минералогии окончательно отделяется ставшая вполне самостоятельной петрография, а вслед за ней в самом конце XIX в.— учение о полезных ископаемых.

Таблица 1

Изменение числа объектов минералогии за период с середины XVIII до середины XX в.
(по данным русских сводок)

Автор сводки по минералогии	Год издания	Природные вещества, относившиеся к минералам						
		Минеральные тела простого состава			Минеральные тела сложного или неопределенного состава			
		твердые* (кристаллические)	жидкие	газы	кристаллические и скрытокристаллические (горные породы)	стекла	каустобиолиты и другие органические тела	коллоидно-дисперсные образования
М. В. Ломоносов	1763	58**	1	—	11	—	5	2
В. М. Севергин	1798	151	1	—	23	1	6	14
А. М. Теряев	1819	212	1	—	37	1	6	18
Д. И. Соколов	1832	297	1	—	45	1	11	29
М. Медведев	1863	488	1	—	18	2	26	54
Г. Г. Лебедев	1907	662	2	—	14	4	31	81
Различные авторы	1940—1950	1515 (по А. Г. Бетехтину)	5***	23 (по В. И. Вернадскому)	—	—	~120 (по В. В. Крижтскому)	~200 (по Ф. В. Чухрову и И. Д. Седлецкому)
А. С. Поваренных	1965	1692	Нет	Нет	—	—	—	—

* В этой колонке помещены минеральные виды в современном их понимании.
** Неполное количество минеральных видов, известных М. В. Ломоносову.
*** И. В. Вернадский относил сюда также около 1500 «минеральных видов» природных вод.

К этому времени понятие минерала распространялось на следующие природные продукты: 1) кристаллические тела; 2) различные скрытокристаллические тела, оказавшиеся в дальнейшем большей частью породами; 3) аморфные и субаморфные тела — стекла, каустобиолиты, а также различные коллоидно-дисперсные (в том числе и метамиктные) образования; 4) жидкие тела и 5) газы (введенные снова В. И. Вернадским). В табл. 1, составленной на основании статистики, главным образом русских минералогических сводок, показана примерная эволюция числа представителей различных групп природных веществ, объединяемых в рамках минералогии в течение почти двух столетий.

И хотя за период с середины до конца XIX в. благодаря дальнейшему развитию методов анализа вещества число качественно неоднородных тел среди минералов продолжало увеличиваться, тем не менее определение понятия минерала, сформулированное К. Ф. Науманом, осталось фактически тем же самым (Dana, 1892). Мало того, оно по существу частично сохранилось вплоть до 30-х годов XX ст., лишь несколько изменив свою форму, несмотря на дальнейшую дифференциацию науки (рис. 1) и вступление минералогии в следующий — кристаллохимический — этап своего развития.

Одной из важнейших причин этого явилось огромное влияние, которое оказали на минералогов в начале XX в. геохимические идеи, особенно полно и всесторонне разработанные В. И. Вернадским. В основу характеристики минералов им был положен генетический принцип; в этом аспекте земная кора стала рассматриваться как огромная физико-химическая система. Устойчивость минерала представилась весьма относительной,— он уподобился звену в цепи бесконечных химических превращений земной коры. Весьма характерно в связи с этой концепцией определение понятия минерала, данное В. И. Вернадским в 1908 г.: «Минералом мы будем называть продукты химических реакций, протекших естественным путем в земной коре».

По сравнению с определением середины XIX в. это определение, казалось, заключало известное преимущество, так как позволяло отнести к минералам все природные неорганические вещества. Но в этом как раз надо

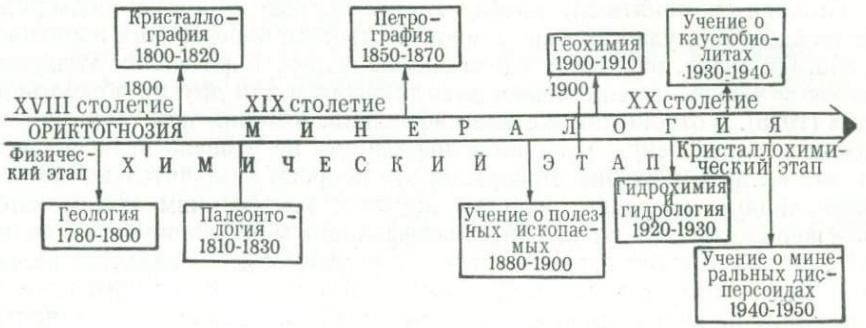


Рис. 1. Схема развития и дифференциации минералогии за последние два столетия.

видеть существенный недостаток определения, поскольку оно не учитывало принципа физической однородности минерала, являвшегося объективным критерием относительной границы между минералами и более сложными минеральными телами. В этом смысле определение представляло собой шаг назад,— оно было слишком широким, так как позволяло включить в число объектов минералогии не только газы, но и любые минеральные тела (в том числе, очевидно, и горные породы). Действительно, В. И. Вернадский тогда же писал: «...считаю необходимым отметить проводимый в этом сочинении взгляд на минералы как на закономерные продукты определенного химического процесса, к какой бы физической фазе они не принадлежали и хотя бы они не были вполне физически однородны».

В дальнейшем, однако, В. И. Вернадский уточняет свое определение следующим образом: «В настоящее время мы называем минералом физически или химически индивидуализированный продукт земных химических реакций, состоящий из химических молекул» (1925).

Совсем другого рода определение понятия минерала было дано в это же время А. К. Болдыревым: «Минералом называется химически или физически вполне или приблизительно однородная составная часть земной коры, у которой химический состав и главные физические свойства в разных ее точках постоянны или колеблются в определенных сравнительно узких пределах» (1926).

Нетрудно заметить, что в этих двух определениях ведущие признаки минерала принципиально различны. В определении В. И. Вернадского таким ведущим признаком является «продукт земных химических реакций»,

а в определении А. К. Болдырева — «составная часть земной коры». В первом акцент делался на *веществе* любого физического агрегатного состояния: твердом, жидком или газообразном; во втором — на *твердом теле*. Состав вещества может быть весьма неопределенным, а для газов это всегда произвольная смесь; состав твердого тела является более или менее определенным и подчиняется (если это кристаллическое тело) закону изоморфизма. Для вещества не существует понятия индивида, а следовательно, отсутствует и понятие вида; твердое тело — это и есть индивид, на базе которого возникает понятие вида. Рациональная классификация разнородных веществ — дело весьма сложное в силу трудности выбора надлежащего основания; по существу оно может быть только *чисто химическим*, т. е. учитывающим лишь содержание, но игнорирующим форму вещества. Рациональная классификация твердых тел позволяет учесть как их содержание, так и форму, т. е. может быть вполне последовательной в научном отношении и обладать к тому же исторической преемственностью.

Становится понятным, почему В. И. Вернадский часто подчеркивал в своих работах трудности формулировки строгого определения понятия минерала. Он писал, например: «Дать вполне полное определение этому понятию мы не можем, как не можем дать такового и для других объектов природы» (1925). В отношении же классификации, которая при геохимическом подходе к определению понятия минерала ему не удавалась, он подчеркивал, что «...при изучении минералов эти вопросы в значительной мере открыты личным взглядам, вкусам, научным построениям исследователя. И в минералогии, как и в химии, классификации минералов могут и должны быть иными у всякого научного работника, пытающегося охватить целиком всю область минералогии» (1908). Дальнейшее развитие минералогической систематики не подтвердило этих высказываний В. И. Вернадского, да и сам он позже в значительной мере от них отказался (Вернадский и Курбатов, 1937).

Но влияние геохимического подхода В. И. Вернадского к минералогии оказалось настолько велико, что спустя почти 20 лет Д. П. Григорьев (1943) «вновь» старательно «обосновывал» положение о том, что минерал — это продукт природных процессов, выступающий в виде простых тел, соединений или смесей в кристаллическом, жидком, газовом или дисперсоидном состоянии. А еще позже А. Г. Бетехтин (1950) высказывал почти ту же самую мысль, но другими словами. На основании подобных высказываний можно подумать, что со времени К. Ф. Наумана и Н. И. Кокшарова, т. е. за 100 лет, никаких существенных изменений в минералогии не произошло и наше понимание природы минерала и его соотношения с другими природными объектами осталось на том же уровне, лишь увеличилось число изученных минералов. Но на самом деле это не так.

В течение первой половины текущего столетия в минералогии произошли весьма значительные и глубокие изменения. Прежде всего, высокой степени совершенства и точности достигли методы анализа вещества — химический, спектральный, фазовый, термический, электронномикроскопический и т. п., существенно изменившие наши представления о степени однородности твердых тел. Методы рентгеноструктурного анализа раскрыли нам атомное строение минералов и позволили экспериментально доказать существование наряду с кристаллическими аморфных и субаморфных минеральных образований (коллоидов, метамиктных тел и т. п.). Возникли новые науки — коллоидная химия, кристаллохимия и др., своими методами и теоретическими обобщениями оказывающие на минералогию большое влияние. Дифференциация минералогии не приостановилась — из нее (точнее на ее почве) выделились сначала геохимия, гидрохимия и учение о каустобиолитах (рис. 1), а несколько позже, в 40 х годах XX в.,— наука о природных

коллоидах, так называемая коллоидно-дисперсная минералогия (Седлецкий, 1945), особенно ее практически важная часть — «минералогия» глин, охватывающая лишь коллоидные силикаты.

Таким образом, важнейшие по своему практическому значению, но качественно отличные от кристаллических тел природные вещества — каустобиолиты, вода и водные растворы, разнообразные коллоидно-дисперсные массы самим объективным ходом развития науки оказались выделенными из минералогии. Не остались в ней, разумеется, и газы, всегда лишь формально включавшиеся в число объектов минералогии (Moos, 1822; Вернадский 1908; Бетехтин, 1950).

На рис. 2 схематически показано положение минералов среди различных видов материи, большая часть которых в недалеком прошлом с ними отождествлялась. Эти группы материальных тел (иллюстрирующие зернистое строение как микро-, так и макрокосмоса) качественно различны между собой по степени сложности или массовидности (по Ф. Энгельсу) и отличаются масштабом друг от друга, что показано на схеме пределами размеров индивидов. Внутри каждой группы существуют качественные различия второго порядка, например: по характеру строения, по степени организации материи и т. п. Правда, между качественно своеобразными группами находятся обычно промежуточные звенья, но это лишь подтверждает единство непрерывного и прерывного в строении материи.



Рис. 2. Положение минералов среди качественно различных видов материи.

Понимание качественных различий между неорганическими природными объектами начиная с 40-х годов XX в. постепенно получает отражение в новых определениях понятия минерала (Ramdohr, 1948; Strunz, 1949 и др.), в которых в роли ведущего признака выступает *твердое состояние*. Так, А. Н. Винчелл (1949) предложил следующее определение: «Минерал — кристаллическая фаза, находимая в неорганической природе». Определение это слишком широкое, оно заставляет считать минералами все кристаллические тела и синтетические, которыми занимается химия и технология, и продукты металлургических процессов, и, наконец, составные части космических тел — метеоритов. Ясно, что это определение, не раскрывающее отношений между *разными* кристаллическими телами неорганического происхождения и тем самым игнорирующее генетические особенности минералов, является неудовлетворительным.

Развивая далее правильный подход А. К. Болдырева к понятию минерала, В. С. Соболев в 1947 г. предложил такое определение: «Минералами мы будем называть твердые, однородные (в физико-химическом смысле) составные части земной коры, образовавшиеся в результате геохимических процессов». Среди новых это определение наиболее полно отражает современное содержание понятия минерала. Из числа объектов минералогии В. С. Соболев исключает жидкости и газы и в то же время отделяет минералы от других твердых тел указанием на их генезис и связь с земной корой.

Однако приведенное определение наряду с достоинствами не лишено и некоторых недостатков. Во-первых, в нем только косвенно подчеркивается, что коллоидно-дисперсные мономинеральные образования и каустобиолиты не являются минералами (как неоднородные в физико-химическом смысле). Во-вторых, для минерала в качестве родового признака указывается не ближайшее вышестоящее понятие — горные породы и руды (составной частью которых он является), а следующее за ним — земная кора. В-третьих, представляется более правильным считать, что минерал образуется в результате не геохимических, а физико-химических процессов земной коры.

Мы полагаем, что в настоящее время необходимо и возможно сформулировать более точное определение понятия минерала, лучше отвечающее современным представлениям о неорганической природе. Для нахождения ми-

Таблица 2

Схема развития определения понятия минерала

Этапы развития минералогии	Автор	Год	Признаки, определяющие понятие минерала	
			Ведущий признак	Остальные признаки
Этап зарождения науки	Теофраст	Около —300	Неживая природа (неорганический мир)	Ископаемое тело и искусственный продукт
	Плиний	Около 75		
	Бируни	1048		
Физический этап	Г. Агрикола	1546	Неживая природа	Твердое ископаемое тело.
	И. Валлериус	1747	То же	Твердое тело и смесь. Образование путем агрегации частиц материи
Химический этап	К. Ф. Науман и Н. И. Кокшаров	1863	Физическая однородность	Твердое и жидкое агрегатное состояние. Неорганическое происхождение. Продукт природных процессов
	В. И. Вернадский	1908—1925	Продукт земных химических реакций	Любое агрегатное состояние. Строение из молекул. Химическая или механическая смесь
	А. К. Болдырев	1926	Составная часть земной коры	Химическая и физическая однородность. Относительное постоянство химического состава и свойств
Кристаллохимический этап	В. С. Соболев	1947	Твердое состояние	Однородность (физико-химическая). Составная часть земной коры. Продукт геохимических процессов
	А. Г. Бетехтин	1950	Составная часть горных пород и руд	Однородность состава и строения (?). Любое агрегатное состояние. Продукт геологических процессов и жизнедеятельности организмов
	А. С. Поваренных	1963	Кристаллическое состояние	Составная часть горных пород, руд и других агрегатов. Продукт физико-химических процессов земной коры и прилегающих к ней оболочек

нимума существенных признаков минерала рассмотрим следующие важнейшие его стороны: 1) *конституцию*, определяющую качественные различия между минералами и другими неорганическими веществами, 2) *условия генезиса*, определяющие особенности состава и видовое разнообразие минералов, 3) *занимаемое место* в бесконечном ряду дискретной материи, определяющее соотношение и генетическую взаимосвязь между минералами и другими более простыми и более сложными материальными массами.

В процессе развития определения понятия минерала (табл. 2) легко заметить отчетливо выраженную тенденцию к сужению круга природных объектов, которые этим понятием охватываются, что ведет к устранению коренных, существенных отличий между ними. Отмеченная тенденция является следствием постепенно углубляющегося познания их природы или конституции, которая заключается в единстве взаимообусловленных состава и строения и определяет все свойства минералов.

На этом основании произошло выделение природных газов и жидкостей из числа объектов минералогии. Коренное, качественное различие между минералами и жидкими и газообразными природными веществами заключается не только в том, что в большинстве случаев последние являются средой, в которой образуются минералы (Соболев, 1947), а прежде всего в различии их конституций и совершенно отличном, по этой причине, способе существования, управляемом разными законами (сравни, например, законы изменения химического состава в кристаллах, жидкостях и газах и др.). Данное различие никоим образом не опровергается наличием взаимных переходов одних в другие в широком диапазоне термодинамических условий земной коры, так как всякий такой переход есть превращение качества, скачок от одного качества к другому, т. е. переход через относительную границу.

В результате иной конституции газы и жидкости не могут образовать индивидов, а индивид лежит в основе понятия минерала как твердого тела. Но не все твердые тела, а только кристаллические неделимые являются подлинными индивидами. Никакие другие твердые тела, выступающие в форме комков, почек, стяжений, секреций и т. п., не являются индивидами, а представляют собой скрытокристаллические (обычно коллоидно-дисперсные) минеральные агрегаты. Правда, последние при определенных условиях могут перейти в кристаллические индивиды (например, при собирательной кристаллизации), но и здесь переход есть превращение качества, т. е. скачок. Следовательно, все истинно коллоидные и широкораспространенные тонкодисперсные мономинеральные образования, так же как и метамиктные «индивиды», большинство псевдоморфоз и т. п. являются не минералами, как это считали в домикроскопический период развития минералогии, а мономинеральными агрегатами*.

Таким образом, одним из существенных признаков минерала является *кристаллическое состояние*, обусловливающее *существование его в качестве индивидов*.

Но кроме этого, минерал обладает и другими существенными признаками; в противном случае он был бы тождествен кристаллическому веществу вообще, что, разумеется, неправильно. Отличие между разными категориями кристаллических тел определяется генетическими условиями. Минералами называются лишь те кристаллические вещества, которые обязаны своим происхождением природным физико-химическим процессам, протекающим в земной коре. Отсюда следует, что все кристаллы органического

---

* Теперь ведь уже никому не приходит в голову называть мрамор или мел минералами. Все знают, что это горные породы, состоящие из различных по крупности индивидов кальцита, а вот куски красного железняка или каолина, состоящие из огромного количества мельчайших индивидов гематита или каолинита, продолжают, не задумываясь, неправильно называть минералами.

происхождения, все исключительно разнообразные искусственные кристаллы (например, лабораторные, заводские, продукты выплавки, специального синтеза и т. п.), так же как и кристаллы метеоритов, не относятся к минералам (хотя последние после своего падения вовлекаются в круг земных процессов). Разделение кристаллических тел по генетическому принципу важно не потому, что без этого химия и прочие науки превратятся в минералогию, а потому, что генетические условия всех этих кристаллических тел существенно различны. В одних случаях все параметры T, P и K задаются и произвольно варьируются человеком, в других они ограничены существующими закономерностями геологических процессов, которые еще не вполне познаны. Для метеоритов генетические условия вообще совсем неизвестны, а для органогенных кристаллов они принципиально отличны от остальных по своей природе.

Следовательно, *образование минерала в результате физико-химических процессов, протекающих в земной коре (а также в гидро- и атмосфере)*, является его вторым существенным признаком.

Правильное определение занимаемого минералом места в ряду дискретной материи является также необходимым не только для выполнения условий формальной логики (указание ближайшего рода), но главным образом для установления общей генетической связи с другими материальными массами, входящими в состав оболочки земного шара. Говоря о местоположении минерала в этом ряду, часто указывают, что он является составной частью земной коры. Но это неверно, ибо в таком случае минерал по степени сложности ставится в один ряд с горными породами, рудными телами и т. п., которые также являются составными частями земной коры, но сами состоят из минералов. Очевидно, что если земная кора представляет родовое понятие для горной породы, руды и т. д. (хотя между ними также есть промежуточные звенья), то для минерала ближайший род составляют горные породы, руды и другие минеральные агрегаты.

Указание на то, что минерал является составной частью горных пород и руд, некоторым минералогам представляется совершенно неопределенным признаком, так как существуют постепенные переходы от горных пород и руд — относительно крупных геологических тел — к минеральным агрегатам ничтожного объема (минеральным телам), а от них — к индивиду — минералу. Отсюда, по их мнению, понятия горной породы и руды, в противоположность понятию земной коры, являются нечеткими, изменчивыми, не имеющими строгого разграничения с понятием минерала. И тем не менее они не могут быть смешаны друг с другом подобно тому, как не смешиваем мы часть и целое, простое и составное, хотя категории эти относительны, ибо между ними существуют постепенные переходы.

Итак, третьим существенным признаком минерала нужно считать *пространственно-генетическую связь его с ближайшей вышестоящей группой дискретной материи* — горными породами, рудами и другими агрегатами, непосредственной составной частью которых он является.

Кстати, такая пространственно-генетическая связь между минералами и состоящими из них геологическими телами совершенно исключает всякую возможность относить к минералам различные синтетические кристаллы, кристаллические продукты доменного и других производственных процессов, а также кристаллы метеоритов.

Объединяя все перечисленные существенные признаки, можно сформулировать следующее определение понятия минерала: *минерал — это кристаллическая составная часть горных пород, руд и других (в том числе и коллоидно-дисперсных) агрегатов неорганического мира, образовавшаяся в результате физико-химических процессов, протекающих в земной коре и в прилегающих к ней оболочках.*

Следует иметь в виду, что только наличие всех этих признаков дает нам понятие минерала. Отсутствие хотя бы одного из них делает определение неполным, односторонним, а следовательно неправильным. Приведенное определение обладает исторической преемственностью (табл. 2), сохраняя в себе все наиболее существенные признаки прежних определений. Минерал в нем рассматривается не изолированно, а в непосредственной связи с горными породами и рудами, как составная их часть, связанная с ними единством происхождения. Качественная однородность минералов (только кристаллические тела!) позволяет в наиболее полной форме применить к ним новейшие теоретические обобщения кристаллохимии и кристаллофизики и разработать подлинно кристаллохимическую их классификацию.

ГЛАВА 2

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ КРИСТАЛЛОХИМИИ МИНЕРАЛОВ

В этой главе мы не приводим доказательств ряда новых теоретических положений или подходов к общим проблемам кристаллохимии и ограничиваемся лишь выводами из ранее опубликованных работ.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

Большинство известных химических элементов, за исключением инертных газов и искусственных (трансурановых) актиноидов, входит в состав минералов и, следовательно, являются минералообразующими. По своей количественной и качественной роли они весьма не одинаковы и разделяются на группы. Так, в числе минералообразующих следует выделять *рассеянные* (изоморфные) и *видообразующие* элементы. Первые никогда не являются главными в составе минерального вида, тогда как вторые представляют собой основные его строящие единицы, хотя и могут при известных условиях выступать в роли рассеянных. Все видообразующие элементы по степени их участия (а не среднему содержанию) в составе минеральных видов, которая выражается числом «собственных» видов, можно разделить на следующие группы. 1) *основные*, являющиеся составными частями более половины всех минеральных видов, 2) *главные*, участвующие в составе не менее 10% общего числа минеральных видов, 3) *ведущие*, входящие в состав большого числа (от 50 до 150) минеральных видов, 4) *редкие*, число собственных видов, у которых выше 10, но не более 50, и 5) *очень редкие*, дающие менее 10 собственных видов, большинство из которых встречено в двух-трех точках земного шара. В табл. 3 дано разделение элементов по их количественной роли.

С первого взгляда может показаться, что число собственных видов у каждого элемента находится в строгом соответствии с его кларком. На самом деле такого соответствия нет, и многие сравнительно малораспространенные элементы, например H, S и особенно Cu, Pb, As, B, U, Sb и др., оказываются весьма продуктивными видообразователями, тогда как элементы со значительно более высокими кларками, например K, C, Ti, Ba, Sr и др., значительно им уступают в этом отношении. Следовательно, степень обособления элементов в природных кристаллических соединениях далеко не одинакова и зависит от многих причин, из которых главную роль играют условия изоморфизма.

Различная качественная роль минералообразующих элементов зависит в первую очередь от их свойств (электроотрицательности, строения электронных оболочек, валентности и др.), обусловливающих химические типы их соединений. Разумеется, существенное значение имеют также и физико-химические условия процессов минералообразования, определяющие преобладание тех или иных возможных для данного элемента устойчивых его соединений.

Таблица 3

Систематика элементов по их количественной роли в составе минералов

Характеристика элементов			Число образуемых минеральных видов	Перечень элементов*
Минералообразующие	Видообразующие	Основные	Свыше 500	O (1364), H (908)
		Главные	500—150	Si (432), Ca (385), S (369), Al (320), Fe (300), Na (222), Mg (191), Cu (184), P (179), Mn (171), As (170), Pb (168)
		Ведущие	150—50	B (112), C (112), K (106), U (101), Cl (97), F (86), Sb (74), Zn (61), Bi (61), Ti (60), Ba (60), V (59), Ag (50)
		Редкие	50—10	Ni (49), Be (47), Se (37), Te (34), Ce (33), N (32), Co (28), Sr (26), Li (24), Nb (23), Sn (22), Y (21), Zr (18), Cr (17), Ta (17), Hg (16), Mo (15), Th (12), Pd (11), W (11)
		Очень редкие	Меньше 10	La (9), Au (9), Ge (8), J (8), Pt (8), Cd (5), Tl (5), In (3), Sc (2), Ir (2), Br (1), Cs (1), Ru (1), Rh (1), Os (1)
	Рассеянные (изоморфные)		Не образуют	Rb, Tc, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu, Hf, Re, Po, At, Fr, Ra, Ac, Pa, Np, Pu
Несвязанные (химически инертные)			Не могут образовать	He, Ne, Ar, Kr, Xe, Rn

* Цифры в скобках — число собственных минеральных видов.

Для правильной качественной характеристики видообразующих элементов необходимо учитывать и количественное распространение образуемых ими видов, что может быть сделано пока весьма ориентировочно. В первом приближении все видообразующие элементы могут быть разделены на следующие группы:

1) **образующие гомоатомные соединения с металлическими связями**— Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Au;

2) **образующие соединения с серой и ее аналогами** — Cu, Ag, Tl, Zn, Cd, Hg, Fe, Co, Ni, Ga, In, Ge, Sn, Pb, Mo, As, Sb, Bi;

3) **образующие окислы и гидроокислы** — H, Fe, Mn, Zn, Al, Y, Si, Ti, Sn, Pb, V, Nb, Ta, Sb, Cr, W, U;

4) **образующие соли кислородных кислот и галоиды** — H, Li, Na, K, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, Zn, Mn, Fe, Al, Sc, Y, La, Ce, Ti, Zr, Th, U;

5) **образующие радикалы (комплексные анионы) с кислородом и фтором** — B, Al, C, Si, N, P, As, V, S, Se, Te, Cr, Mo, J;

6) **входящие в виде простых электроотрицательных ионов или атомов** — F, Cl, Br, J, O, S, Se, Te, As, Sb, Bi.

В зависимости от сочетания элементов друг с другом и разных генетических условий (экзо- и эндогенные процессы) некоторые из элементов

могут проявлять различные качества и, следовательно, попадут более чем в одну группу, что и нашло отражение в приведенной схеме.

Химический состав минералов различается количеством и качеством составляющих элементов. Минерал, состоящий из атомов одного рода, относится к *гомоатомным* соединениям или простым веществам. Химические связи между ближайшими атомами в них ковалентные или металлические.

Минерал, состоящий из двух и более различного рода атомов, относится к *гетероатомным* соединениям, которые могут быть простого (бинарного) и сложного состава. Последние могут заключать четыре, пять и более различных элементов, и это усложнение состава непосредственно сказывается на структурах минералов, которые существенно отличаются от структур минералов бинарного состава. Минералы сложного состава могут приближаться к изодесмическим соединениям (например, $CuFeS_2$, Cu_2FeSnS_4, $NaBe_4SbO_7$ и др.), но чаще благодаря различной электроотрицательности (ЭО) элементов являются анизодесмическими, комплексными соединениями, заключающими наряду с простыми атомами разного типа радикалы, например, CO_3, SO_4, PO_4 и т. п. Прочность связи кислорода с атомами внутри радикалов значительно выше, чем с внешними атомами, что обусловлено различным состоянием ионно-ковалентной связи между ними, валентностью и координацией.

По сравнению с искусственными соединениями современного химического синтеза минеральный мир обладает значительно меньшим разнообразием видов, так как возможности сочетания элементов, как и пределы их концентрации, ограничены, да и к тому же «выживают» наиболее устойчивые соединения. К настоящему времени установлены следующие классы природных гетероатомных соединений:

I. Простые: 1) фториды, хлориды, бромиды, йодиды; 2) окислы, гидроокислы, сульфиды, селениды, теллуриды; 3) арсениды, антимониды, висмутиды; 4) нитриды, фосфиды, карбиды.

II. Комплексные: 1) силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты, бериллосиликаты; 2) бораты; 3) фосфаты, арсенаты, ванадаты; 4) карбонаты, сульфаты, селенаты, хроматы, молибдаты, вольфраматы; 5) селениты, теллуриты; 6) йодаты, нитраты. Некоторые из них (например, силикаты, сульфиды, фосфаты, сульфаты) распространены очень широко, другие (например, теллуриты, хроматы, нитраты, йодаты), наоборот, очень редки.

С каждым из этих классов соединений связан определенный круг элементов. Так, для фторидов это Li, Na, Ca, Sr, B, Al, Y и Ce, для хлоридов — Na, K, Cu, Ag, Mg, Ca, Pb и Fe, для арсенидов — Cu, Fe, Co, Ni, Pd, Pt, для теллуридов — Ag, Au, Hg, Pb, Bi и Ni и т. п. Подобные характерные сочетания (парагенезисы) видообразующих элементов складываются в условиях земных физико-химических процессов не только в результате особенностей миграции этих элементов, но и благодаря отбору по принципу максимальной устойчивости образуемых ими соединений.

Минералы могут быть *постоянного* состава, т. е. в любых генетических условиях сохранять в структуре одно и то же количественное соотношение видообразующих элементов, и *переменного* состава — с широким изменением такого соотношения на основе изоморфного замещения. Первые (например, алмаз, киноварь, кварц, куприт и др.) сравнительно редки, вторые же широко распространены в минеральном мире.

ВОДОРОД В СОСТАВЕ МИНЕРАЛОВ

Из общего числа 1692 минеральных видов, известных к настоящему времени, водород входит в состав (как видообразующий элемент) свыше 900 видов и является после кислорода вторым по распространенности видо-

образующим элементом (см. табл. 3). Известны следующие четыре формы его существования в структурах минералов: H^+, OH^-, H_2O и H_3O^+. В отличие от синтетических кристаллов, где получены так называемые гидриды, в составе минералов водород всегда связан с атомами кислорода; даже в тех соединениях («кислые» соли), где он выступает в виде протона, он всегда находится между двумя атомами кислорода. В последнем случае говорят о водородной связи, являющейся разновидностью ионно-ковалентной связи. Между водородной и гидроксильной связью существуют постепенные переходы, так как положение H по отношению к O зависит от валентности и ЭО еще других атомов, связанных с последним. Повышение прочности этой связи приводит к постепенному переходу от основных гидратов к кислотам по такой схеме: R(OH) → ROH → (RO)H, которая сопровождается увеличением расстояния O—H и, естественно, уменьшением расстояния O—R. Обычно вместо расстояния O—H учитываются в этом переходе расстояния OH—OH (Bernal, Megaw, 1935; Wells, 1946). Принимая во внимание эти расстояния*, координацию OH и электроотрицательность атома R, можно предложить следующую схему перехода от гидроксильной, существенно ионной OH-связи к водородной, существенно ковалентной H-связи:

1) *гидроксильная связь*, расстояние OH — OH = 5 — 3A, КЧ иона OH > > 4 (NaOH, KOH, слоистые LiOH, $Ca(OH)_2$, $Mg(OH)_2$ и др.);

2) *гидроксильно-водородная связь*, расстояние OH — OH = 3,0—2,7A, КЧ иона OH равно 4—3 ($Zn(OH)_2$, $Al(OH)_3$, H_2O, все кристаллогидраты и др.);

3) *водородная связь*, расстояние O—H—O = 2,7—2,5A, КЧ атома H равно 2 ($NaHCO_3$, $KHSO_4$, $HAlO_2$ и др.).

Молекулы воды в составе минералов выполняют функцию ослабления напряжения связей между атомами за счет повышения их координации и перераспределения зарядов между ними. Такая вода называется *кристаллизационной;* она довольно прочно связана с электроположительными атомами, и ее термическое удаление сопровождается разрушением структуры минерала — кристаллогидрата. Помимо такой, координирующей воды, в кристаллогидратах обнаруживаются еще так называемые буферные молекулы H_2O, которые расположены во внешней сфере между координирующими молекулами H_2O и атомами кислорода (это пятые молекулы H_2O в группе халькантита, седьмые — в группе эпсомита и т. п.). В прочных структурах каркасного, кольцевого или слоистого типа, характерных для силикатов, фосфатов и др., термическое удаление H_2O не нарушает их строения, и она вновь может входить внутрь, занимая старые позиции. Такую воду принято называть *цеолитной*, хотя, разумеется, ее поведение определяется исключительно особенностями структуры и прочностью связей между остальными атомами. Поскольку между резко различными типами структур существуют также промежуточные формы, очевидно, что и между кристаллизационной и цеолитной водой существуют переходы.

Оксоний H_3O^+, пирамидальная структура которого построена на основе p^3-связей, несет положительный заряд и выступает в структурах минералов в качестве аналога одновалентных ионов Na^+ и K^+, часто замещая их изоморфно. Наравне с NH_4 оксоний следует считать видообразующим комплексом. Он обнаружен в этой роли во многих минералах, например, в группе алунита, в урановых слюдках, в слоистых и каркасных силикатах и в ряде других.

---

* Строго говоря, эти расстояния не OH — OH, а O—O, которые с уменьшением КЧ иона OH и возрастанием кратности H-связи закономерно сокращаются.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТРУКТУРУ МИНЕРАЛОВ

Первая попытка установления связи между структурой и свойствами составляющих атомов была сделана В. М. Гольдшмидтом в сформулированном им первом законе кристаллохимии (Goldschmidt, 1926). С тех пор он является для многих минералогов единственным отправным пунктом во всех рассуждениях относительно структуры минералов. Опираясь на взгляды Косселя об ионной связи между атомами в соединениях с учетом поляризационных явлений, В. М. Гольдшмидт в своем законе постулировал неизменяемость ионных радиусов и решающую роль их отношения в приобретении атомами того или иного координационного числа. При этом, естественно, игнорировались такие важные свойства атомов, как строение электронной оболочки, валентность и электроотрицательность, а также не могли быть учтены влияние атомов в структуре друг на друга и физико-химические параметры T и P.

Современное определение основного закона кристаллохимии (Поваренных, 1962) может быть сформулировано в следующем виде: *структура минерала (при постоянных T и P) определяется величиной межатомных расстояний и состоянием ионно-ковалентной связи, соотношением валентностей и относительных количеств различных атомов, строением их наружной электронной оболочки, а в сложных соединениях, кроме того, еще взаимным влиянием разных электроположительных атомов друг на друга.*

Межатомные расстояния, в отличие от так называемых ионных радиусов, являются строго экспериментальной величиной. Они определяют силу взаимодействия атомов, которая обусловливает их координационное число — краеугольный камень структуры любого минерала.

Состояние ионно-ковалентной связи. Доминирующей в минералах является смешанная ионно-ковалентная связь, ковалентная (или ионная) доля в которой может быть определена на основании разности электроотрицательностей составляющих элементов. Электроотрицательность представляет собой энергию притяжения данным атомом валентных электронов при соединении его с другими атомами и наиболее удовлетворительно может быть вычислена на основе потенциалов ионизации (Поваренных, 1955).

Электроотрицательность зависит от заряда ядра атома, валентности, проявляемой им в соединении, строения его электронной оболочки и степени ее завершенности. Именно поэтому величины ЭО закономерно изменяются по группам и периодам таблицы Менделеева (Поваренных, 1962). Уточненные значения ЭО элементов приведены в табл. 4.

Постулируя непрерывный переход от ионных к ковалентным соединениям, мы принимаем, что в бинарных соединениях разность величин ЭО составляющих атомов является мерой степени ковалентности связи в них, которая минимальна при $\Delta ЭО = 550$ и максимальна при $\Delta ЭО = 0$* (табл. 5). С увеличением степени ковалентности возрастает прочность связи, которую можно приближенно определить, если принять прочность предельно ионной связи за единицу, а прочность предельно ковалентной (как гибридной sp^3-связи) за два. Считается также, что состояние связи не изменяется с изменением координации атомов, прочность же ее меняется, так как меняется

---

* В этом заключается основная сущность концепции электроотрицательностей, которая является шагом вперед по сравнению с поляризационной концепцией. Пользуясь принципом аддитивности, можно определять среднее состояние связи у соединений разной степени сложности, что оправдало себя при расчете твердости минералов (Поваренных, 1963). Концепция ЭО уступит место квантово-механическим расчетам, когда последние смогут оперировать многоэлектронными системами, и поэтому острая критика первой (Татевский, Спиридонов, 1962; Шусторович, 1963 и др.) преждевременна и не достигает цели, так как критики, отрицая ЭО, ничего не предлагают взамен.

Таблица 4

Электроотрицательности элементов (ЭО), *ккал/г-ат**

H^+	315	V^{2+}	165	Se^{6+}	350	Sn^{2+}	170	Os^{8+}	290
Li^+	125	Cr^{6+}	350	Se^{4+}	250	Sb^{5+}	295	Os^{4+}	230
Be^{2+}	210	Cr^{4+}	295	Br^{7+}	420	Sb^{3+}	190	Ir^{6+}	275
B^{3+}	290	Cr^{3+}	250	Rb^+	95	Te^{6+}	320	Ir^{4+}	225
C^{4+}	370	Mn^{7+}	430	Sr^{2+}	125	Te^{4+}	220	Pt^{4+}	235
N^{5+}	450	Mn^{4+}	305	Y^{3+}	160	J^{7+}	375	Pt^{2+}	215
O^{6+}	530	Mn^{3+}	260	Zr^{4+}	195	J^{5+}	250	Au^{3+}	230
F^{7+}	610	Mn^{2+}	180	Nb^{5+}	230	Cs^+	90	Au^+	210
Na^+	120	Fe^{4+}	325	Nb^{4+}	220	Ba^{2+}	115	Hg^{2+}	215
Mg^{2+}	175	Fe^{3+}	235	Mo^{6+}	260	La^{3+}	150	Hg^+	240
Al^{3+}	220	Fe^{2+}	185	Mo^{4+}	235	Ce^{4+}	210	Tl^{3+}	230
Si^{4+}	260	Co^{4+}	305	Tc^{7+}	310	Ce^{3+}	150	Tl^+	140
P^{5+}	310	Co^{3+}	260	Ru^{8+}	345	Sm^{2+}	130	Pb^{4+}	245
S^{6+}	375	Co^{2+}	195	Ru^{4+}	270	Eu^{2+}	130	Pb^{2+}	175
S^{4+}	275	Ni^{4+}	325	Ru^{3+}	235	Gd^{2+}	140	Bi^{5+}	260
Cl^{7+}	460	Ni^{3+}	275	Rh^{4+}	265	Yb^{2+}	140	Bi^{3+}	195
K^+	100	Ni^{2+}	210	Rh^{3+}	250	Lu^{2+}	170	Po^{6+}	280
Ca^{2+}	135	Cu^{2+}	235	Pd^{4+}	280	Hf^{4+}	180	At^{7+}	320
Sc^{3+}	190	Cu^+	180	Pd^{2+}	225	Ta^{5+}	210	Fr^+	90
Ti^{4+}	250	Zn^{2+}	205	Ag^{2+}	250	Ta^{4+}	190	Ra^{2+}	115
Ti^{3+}	215	Ga^{3+}	235	Ag^+	175	W^{6+}	235	Ac^{3+}	145
Ti^{2+}	155	Ge^{4+}	265	Cd^{2+}	195	W^{4+}	200	Th^{4+}	165
V^{5+}	300	Ge^{2+}	185	In^{3+}	215	Re^{7+}	260	Pa^{5+}	(190)
V^{4+}	275	As^{5+}	300	In^+	135	Re^{6+}	250	U^{6+}	(210)
V^{3+}	230	As^{3+}	220	Sn^{4+}	265	Re^{4+}	215	U^{4+}	(180)

* В скобках приведены цифры, полученные экстраполяцией.

Таблица 5

Зависимость степени ковалентной связи в соединениях от величины разности электроотрицательностей элементов

ΔЭО, $\frac{ккал}{г\text{-}ат}$	Ковалентность связи, %	ΔЭО, $\frac{ккал}{г\text{-}ат}$	Ковалентность связи, %	ΔЭО, $\frac{ккал}{г\text{-}ат}$	Ковалентность связи, %	ΔЭО, $\frac{ккал}{г\text{-}ат}$	Ковалентность связи, %
550	0	380	22,5	270	51,4	160	80
525	1	370	25,0	260	54,0	150	82
500	3	360	27,5	250	56,7	140	84
475	6	350	30,0	240	59,4	130	86
450	9	340	32,7	230	62,0	120	88
440	10	330	35,4	220	64,7	110	90
430	12	320	38,0	210	67,4	100	91
420	14	310	40,7	200	70,0	75	94
410	16	300	43,4	190	72,5	50	97
400	18	290	46,0	180	75,0	25	99
390	20	280	48,7	170	77,5	0	100

кратность связи, возрастающая с уменьшением КЧ атомов (это доказывается сокращением межатомных расстояний).

Влияние состояния связи на структуру минерала заключается в том, что с увеличением степени ковалентности все большее значение приобретают направленные связи между атомами, соответствующие конфигурации того или иного гибридного типа (sp, sp^2, sp^3, dsp^2 и т. п.), приводящие, как правило, к более низкой координации, чем это свойственно атомам в существенно ионном состоянии.

Строение наружной электронной оболочки является чрезвычайно важным фактором в формировании структуры минералов, причем в существенно ковалентных соединениях этот фактор становится главным, решающим.

От особенностей строения валентной электронной оболочки зависит число и направление гибридных σ-связей между атомами, при этом наибольшим разнообразием валентных конфигураций отличаются атомы некоторых переходных элементов. В существенно ионных соединениях, где направленных связей нет, фактор строения электронной оболочки, естественно, не проявляется.

Соотношение валентностей противоположных атомов определяет валентный тип соединения, отвечающий, при соответствующих межатомных расстояниях, определенному структурному типу. Изменение валентности одного из атомов в бинарном соединении коренным образом меняет всю структуру (ср., например, MgO и $Mg(OH)_2$, CaO и CaF_2, Al_2O_3 и $AlCl_3$ и т. п.). При обратном соотношении валентностей атомов возникают так называемые *антиструктуры*, например CaF_2 и Na_2O, SiO_2 и H_2O и т. п.

КООРДИНАЦИОННОЕ ЧИСЛО АТОМОВ

Координационным числом (КЧ) данного атома (иона) называется число непосредственно окружающих его других (реже аналогичных) атомов (ионов) в структуре минерала, расстояния между центрами которых и центром окружаемого атома приблизительно равны. Факторы, определяющие КЧ атомов, фактически те же, что и для структуры, поскольку оно является основой, стержнем любой структуры. Главным фактором, определяющим КЧ данного атома, является *прочность химической связи* его с окружающими атомами, и чем прочнее эта связь, тем меньше величина КЧ.

Известно, что прочность химической связи зависит от межатомных расстояний (d), валентности атомов (W) и степени ковалентности связи (k). Для случая единичной валентности катиона и аниона уравнение, связывающее координационное число (CN) с межатомными расстояниями и ковалентностью связи, может быть написано в следующем виде:

$$CN = \frac{d}{k}. \qquad (I)$$

Как следует из графика (рис. 3), поля устойчивости КЧ для бинарных соединений различных валентных типов выражаются в координатах d и k, причем с увеличением d координационные числа в некотором определенном интервале скачкообразно возрастают, а с повышением степени ковалентности — уменьшаются. Поэтому границы перехода от одного КЧ к другому имеют наклон слева направо (Поваренных, 1963). С повышением валентности атомов границы перехода всех КЧ смещаются немного влево, т. е. в область меньших межатомных расстояний, как это следует из приведенного уравнения. Исключениями в этих полях устойчивости являются атомы, обладающие при тех же значениях d заметно меньшей или большей прочностью связи, которая может быть обусловлена либо не участвующими в связи электронами (как у Tl^{+}, Pb^{2+}, Bi^{3+} и др.), либо более прочным типом гибридизации существенно ковалентных связей (например, d^2sp^3, d^4sp и др.).

Легкость перехода атомов от одного КЧ к другому зависит от близости их к критической области, т. е. от расстояния соответствующих им точек на рис. 3 к пограничной линии поля устойчивости. Если рассматривать с точки зрения отношения гольдшмидтовских радиусов ионов Al и Mg к кислороду, то последние не одинаковы, так как по этому отношению Al (0,43) стоит значительно ближе к нижней критической границе КЧ 6, чем Mg (0,59). На самом же деле, как видно из графика, Mg столь же близок к критической границе КЧ, как и Al. Поэтому никакого удивления не вызывает у нас структура шпинелидов, где в борьбе за бóльшую прочность связи с кислородом одерживает верх Mg над Al. И только для Mn-, Fe-, Ni-шпинели-

дов — якобсита, магнетита и треворита, где благодаря наличию у атомов большого числа не участвующих в связи d-электронов более выгодна четверная координация для трехвалентного, а не двухвалентного атома, возникают смешанные или обращенные типы шпинелей.

Точно так же бо́льшая удаленность Ti от границы $^4/_6$ по сравнению с Mg, Al, Fe и Ge означает, что переход к КЧ 4 будет осуществляться для него в последнюю очередь (вопреки отношению радиусов Ti : O). Это находит полное подтверждение в структурах минералов, среди которых четверная координация Ti до сих пор с уверенностью не доказана.

Если предыдущее уравнение позволяет предвидеть направление изменения КЧ от изменения межатомных расстояний и прочности связи, а также от термодинамических условий, то для объяснения влияния на КЧ данного атома наличия в структуре минерала других электроположительных атомов требуется уже сопоставление величин относительной прочности связи их в соответствующих координационных полиэдрах. Прочность каждой отдельной связи (которая, очевидно, уменьшается с увеличением КЧ) любой атомной координации вычисляется по следующей формуле:

$$\sigma = k\frac{W_k \quad W_a}{CN \cdot d^2}\beta, \qquad \text{(II)}$$

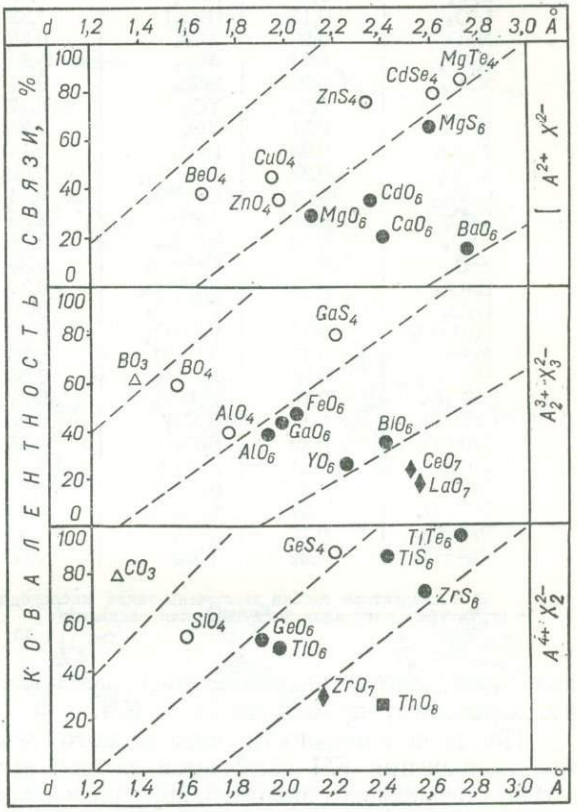


Рис. 3. Зависимость КЧ атомов от величины межатомных расстояний и ковалентности связи в бинарных соединениях.

где k — коэффициент прочности связи, зависящий от степени ковалентности, W_k и W_a — валентности электроположительных и электроотрицательных атомов, d — межатомные расстояния, CN — координационное число, β — коэффициент ослабления связи, зависящий от числа и состояния несвязанных валентных электронов (находится в пределах от 0,7 до 1).

В табл. 6 приведены величины относительной прочности связи для некоторых важнейших элементов в различной кислородной их координации. Пользуясь этими величинами, можно объяснить, а значит и предвидеть направление изменения КЧ атомов при переходе от бинарных к сложным соединениям, поскольку между двумя, тремя и более электроположительными атомами происходит «борьба» за максимальную прочность связи в структуре вещества, т. е. за наименьшую координацию в данном анионном окружении. Эта «борьба» осуществляется путем повышения кратности связи и реализуется в достижении каждым сортом атомов соответствующих координационных

Таблица 6

Относительная прочность связи важнейших элементов в различной кислородной координации

Элемент в соответствующей координации*	Относительная прочность связи σ	Элемент в соответствующей координации	Относительная прочность связи σ	Элемент в соответствующей координации	Относительная прочность связи σ
LiO_6	0,09	$[BO_4]$	1,00	ZrO_8	0,28
LiO_4	0,15	$[BO_3]$	1,62	ZrO_6	0,41
NaO_{12}	0,03	AlO_6	0,39	$Mn^{4+}O_6$	0,52
NaO_8	0,04	AlO_4	0,69	ThO_{12}	0,14
NaO_6	0,06	ScO_6	0,31	ThO_8	0,22
KO_8	0,03	YO_8	0,17	$U^{4+}O_8$	0,24
BeO_4	0,51	YO_6	0,24	$[Se^{4+}O_3]$	1,15
MgO_6	0,20	LaO_8	0,14	$[Te^{4+}O_3]$	0,94
MgO_4	0,33	$Ce^{2+}O_{12}$	0,09	$[NO_3]$	4,12
CaO_{12}	0,06	$Ce^{3+}O_8$	0,14	$[PO_4]$	1,72
CaO_8	0,10	$Ti^{3+}O_6$	0,35	$[AsO_4]$	1,45
CaO_6	0,14	$V^{3+}O_6$	0,35	$[VO_4]$	1,35
SrO_6	0,12	$Cr^{3+}O_6$	0,36	SbO_6	0,69
BaO_{12}	0,04	$Mn^{3+}O_6$	0,30	NbO_6	0,60
BaO_6	0,10	$Fe^{3+}O_6$	0,29	$[NbO_4]$	1,02
$Mn^{2+}O_6$	0,16	$Fe^{3+}O_4$	0,50	TaO_6	0,58
$Fe^{2+}O_6$	0,17	$As^{3+}O_3$	0,76	$[TaO_4]$	0,99
$Fe^{2+}O_4$	0,30	$Sb^{3+}O_3$	0,56	$[JO_3]$	1,35
$Ni^{2+}O_6$	0,18	$Bi^{3+}O_6$	0,21	$[SO_4]$	2,45
$Cu^{2+}O_6$	0,17	$[CO_3]$	2,90	$[SeO_4]$	2,03
$Cu^{2+}O_4$	0,29	SiO_6	0,65	$[CrO_4]$	2,00
ZnO_6	0,21	$[SiO_4]$	1,17	$[MoO_4]$	1,42
ZnO_4	0,36	$[GeO_4]$	1,02	$[WO_4]$	1,37
$Pb^{2+}O_9$	0,07	SnO_6	0,49	MoO_6	0,81
$Pb^{2+}O_6$	0,12	PbO_6	0,42	WO_6	0,79
$Pb^{2+}O_3$	0,32	TiO_6	0,52	UO_6	~0,65

* В квадратные скобки заключены такие кислородные координации атомов, которые в структурах минералов выступают как радикалы.

полиэдров, которые часто имеют искаженную форму и отвечают, следовательно, некоторому промежуточному КЧ.

Повышение прочности связи данного электроположительного атома путем уменьшения КЧ получается за счет другого электроположительного атома, обладающего значительно меньшей прочностью связей и способного еще более уменьшать ее увеличением КЧ. Но очевидно, что легкость перехода атома от одного КЧ к другому зависит не только от величины σ, но, как указывалось, и от его близости к границе перехода. Так, если возможность повышения КЧ обычно свойственна элементам со значением σ не выше 0,25—0,30, то реализуется эта возможность в первую очередь у тех элементов, которые ближе стоят к верхней границе поля устойчивости данного КЧ (рис. 3). К таким элементам (в порядке близости к границе) относятся Cs, Rb, K и Na (но не Li!), затем Ba, Sr, Pb и Ca (но не Mg!) и, наконец, La, Ce, Bi и Y, а также Th и U (но не Fe^{3+}, хотя σ_{Fe} лишь немного больше σ_Y). В свою очередь, понижение КЧ осуществляется прежде всего для тех элементов, которые расположены ближе к нижней границе устойчивости данного КЧ. Наиболее легко уменьшают таким способом свою координацию следующие элементы: B (4 → 3), Mg, Fe^{2+}, Al, Fe^{3+}, Ga, Ge (6 → 4) и Zr (8,7 → 6).

Противоположное действие на координацию электроположительных атомов оказывает уменьшение валентности окружающих их электроотрицательных атомов, так как это приводит к понижению прочности связи в соответствующих полиэдрах. Замена кислорода гидроксилом способствует пере-

ходу бора из тройной в четверную координацию $BO_3 \rightarrow B(OH)_4$, характерную для многих водных боратов, а атомы Cu^{2+} и Zn вместо четверной приобретают шестерную (иногда пятерную) координацию. Замена кислорода F повышает координацию Si до 6, известную в минералах малладрите Na_2SiF_6 и гиератите K_2SiF_6.

Координационные числа различных атомов в структурах минералов находятся в пределах от 2 до 12. Главные среди них (с соответствующими полиэдрами) следующие: 3 (треугольник), 4 (тетраэдр), 6 (октаэдр), 8 (куб) и 12 (додекаэдр) (рис. 4). Их с полным правом можно назвать классическими координационными полиэдрами. Однако при тех же значениях КЧ формы координационных полиэдров могут быть и другими. Так, для КЧ 4, помимо тетраэдра, известны тетрагональная пирамида с координируемым атомом в вершине, например Pb в PbO, или квадрат, например в PtS. Для КЧ 6, кроме октаэдра, известны также тригональная призма (например, Mo в MoS_2), тригональная пирамида (V^{5+} в некоторых ванадатах) и шестиугольник (U в некоторых урановых минералах). Особую форму имеют полиэдры в случаях редких, нечетных (как правило, компромиссных) КЧ, например 5 (Ni в миллерите, Cu в азурите, Ti в лампрофиллите и др.) или 7 (Ca в титаните и апатите, Ce и Y в бритолите и т. п.). Главные из координационных полиэдров этого типа показаны на рис. 5.

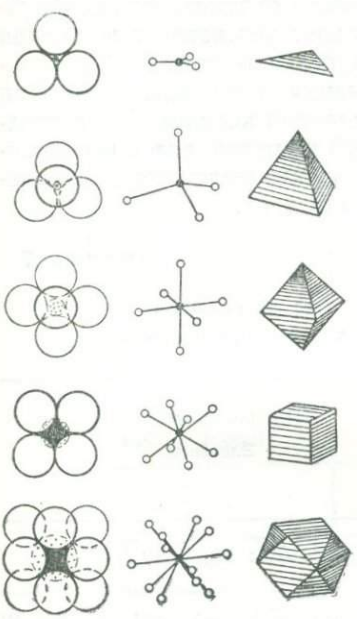


Рис. 4. Важнейшие координационные числа атомов в шариковом и полиэдрическом изображении.

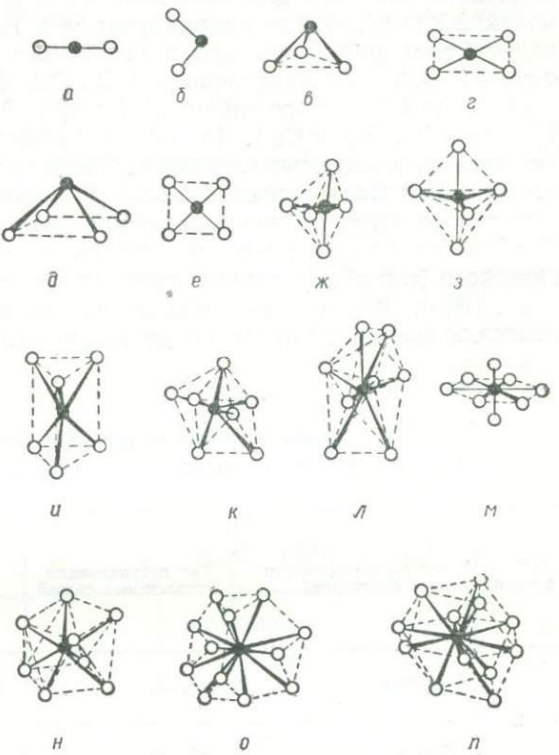


Рис. 5. Атомные ассоциации и координационные многогранники для более редких координационных чисел атомов:

а и *б* — линейные конфигурации (КЧ 2); *в* — тригональная пирамида (КЧ 3); *г* и *е* — плоские конфигурации (КЧ 4); *д* — тетрагональная пирамида (КЧ 4); *ж* и *з* — тетрагональная пирамида и тригональная дипирамида (КЧ 5); *и* — тригональная призма (КЧ 6); *к* — комбинация тригональной призмы с полуоктаэдром (КЧ 7); *л* — дисфеноид (КЧ 8); *м* — комбинация гексагона с линией (КЧ 2+6); *н* — томсоновский куб (КЧ 8); *о* — лавесовский полиэдр (КЧ 12); *п* — гексагональный кубооктаэдр.

Для минералов с существенно ковалентными σ-связями (сульфидов, теллуридов, арсенидов и др.) форма и значение КЧ атомов определяются

типом гибридизации электронных орбит. Такая гибридизация характерна преимущественно для *sp*-элементов (т. е. элементов подгруппы *b* периодической системы) и переходных или *sd*-элементов. У первых форма координации атомов легко выводится по правилу 8 — *N*, где *N* — порядковый номер группы периодической системы начиная с IV. Для элементов IV группы характерна четвертая координация атомов на основе гибридизации типа sp^3, для элементов V группы — КЧ 3 в виде тригональной пирамиды (гибридизация типа p^3), для элементов VI группы — КЧ 2 в виде уголковых молекул или цепей, как в структурах Se и Te (гибридизация типа p^2). Двойная координация линейного и уголкового типа на основе гибридизации σ-связей типа *sp* установлена для Cu, Ag, Au, Cd и Hg. Тройная плоская координация на основе гибридизации связей типа sp^2 или *dsp* проявляется у атомов Cu^I, Ag^I и Cu^{II}. Еще более разнообразной оказывается координация атомов переходных элементов. Среди минералов установлена четверная координация тетраэдрического (тип d^3s), прямоугольного (тип dsp^2) и пирамидального (тип d^4) вида, пятерная координация пирамидального (тип d^2sp^2) и бипирамидального (тип d^3sp) вида, шестерная координация октаэдрического (тип d^2sp^3), призматического (тип d^4sp) и других видов (Powarennych, 1963). В табл. 7 дана общая систематика электроположительных элементов по величине и форме координационных полиэдров.

Таблица 7

Систематика электроположительных элементов по величине их КЧ и форме координационных полиэдров в структуре минералов

КЧ атомов	Форма координации (полиэдра)	Тип гибридизации ковалентных связей	Элементы
2	Линия	*sp*, *dp*	H; Cu^I, Ag^I; Hg^{II}; Au^{IV}
	Угол	p^2, *ds*	H; As^V, Sb^V, Bi^V; S^{VI}, Se^{VI}, Te^{VI}
3	Треугольник	sp^2, *dsp*	Cu^{II}; B, Sb^{3+}; C^{IV}, Se^{4+}
	Тригональная пирамида	p^3, d^2p	Sn^{2+}; Pb^{2+}; As^{3+}, Sb^{3+}, Bi^{3+}; Se^{4+}, Te^{4+}; J^{5+}
4	Квадрат	dsp^2, d^2p^2	Cu^{2+}, UO_2^{2+}, W^{6+} (?)
	Прямоугольник	—	Cu^{II}, Ni^{II}, Pd^{II}, Pt^{II}
	Тетрагональная пирамида	d^4	Sn^{2+}, Pb^{2+}; Bi^{3+}; Te^{4+}
	Тетраэдр	sp^3, d^3s	Li; Be, Mg, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Co^{II}, Ni^{2+}, Zn, Cd^{II}, Hg^{II}; B, Al, Fe^{III}, Ga^{III}, In^{III}; Si^{IV}, Ge^{IV}, Sn^{IV}; V^V, As^V, Sb^V, Nb^{5+*}, Ta^{5+*}; S^{VI}, Se^{VI}, Cr^{VI}, Mo^{6+*}, W^{6+*}

Продолжение табл. 7

КЧ атомов	Форма координации (полиэдра)	Тип гибридизации ковалентных связей	Элементы
5	Пятиугольник	—	UO_2^{2+}
	Тетрагональная пирамида	d^2sp^2, d^4s	Cu^{2+}, Zn, Ni^{II}; Al; Ti^{4+}; V^{5+}
	Тригональная бипирамида	d^3sp	V^{5+}
6	Шестиугольник	—	UO_2^{2+}, MoO_2^{2+}
	Тетрагональная бипирамида	—	Cu^{2+}, Zn; Te^{4+}; V^{5+}
	Тригональная призма	d^4sp, d^5p	Fe^{II}, Co^{II}; Ni^{III}; Mo^{IV}, W^{IV}
	Октаэдр	d^2sp^3, sp^3d^2	Li, Na; Mg, Ca, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Co^{2+}, Ni^{2+}, Cu^{2+}, Zn, Cd; Al, V^{3+}, Cr^{3+}, Mn^{3+}, Fe^{3+}, Y, In^{3+}, Tl^{3+}, Sb^{3+}, Bi^{3+}, Co^{III}; Si, Ti, Zr, Mn^{4+}, Sn^{4+}, Ge^{4+}, Pb^{4+}, Au^{IV}, Pd^{IV}, Pt^{IV}, Fe^{IV}, Ni^{IV}; V^{5+}, Sb, Nb, Ta; Mo, W
7	Призмоктаэдр (и другие формы)	—	Na; Ca, Pb^{2+}; Y, La, Ce; Zr
8	Дисфеноид	—	Ca, Pb^{2+}; Y, Zr, Th, U^{4+}
	Куб (и другие восьмивершинники)	—	Na, K; Ca, Sr, Ba, Pb^{2+}; Y, Ce^{3+}; Ce^{4+}, Th, U^{4+}
9	Гранецентрированная тригональная призма	—	Ca, Sr, Ba, Pb; La, Ce
12	Кубоктаэдр и другие формы	—	Na, K, NH_4; Ca, Ba; La, Ce; Cu Ag, Au; Pb, Bi; Os, Ir, Pt (металлическая связь)

* Форма координационного полиэдра — слабо сплюснутый тетраэдр.

Следует помнить, что представленные на рис. 4 и 5 координационные полиэдры являются идеальными, причем даже и в этом случае для некоторых из них (например, для пяти- или семивершинников) межатомные расстояния неодинаковы. В реальных же структурах, особенно сложных по составу минералов, координационные полиэдры всегда в различной степени искажены. Во многих случаях это искажение таково, что среднее арифметическое межатомных расстояний равно «*стандартным*» значениям идеального полиэдра данного типа или очень мало отличается от них.

Выше говорилось об относительной прочности связи, определяющей величину координационного числа атомов. Но следовательно, и координа-

ция атомов, в свою очередь, обусловливает прочность связей, которая с уменьшением КЧ возрастает. Это вызывает соответственное сокращение межатомных расстояний. Прочность связи, определяемая координационным числом, может быть охарактеризована *кратностью связи*. Последняя в отличие от определения, принятого в органической химии, толкуется нами более широко. Под кратностью (или валентным усилием) связи понимается число, показывающее, во сколько раз валентная прочность связей в данном координационном полиэдре больше или меньше единицы. Кратность связи вычисляется по формуле $W_A : CN$, где W_A — валентность атома (обычно электроположительного), а CN — координационное число. Минимальное значение относительной прочности связи будет в полиэдрах типа KO_{12}, NaO_{12} и равно $^1/_{12}$. В алмазе, кварце и других минералах, это отношение составляет $^1/_1$, а в радикалах CO_3, NO_3 и SO_3 — соответственно $1^1/_3$, $1^2/_3$ и 2. Зависимость межатомных расстояний от величины КЧ в ионно-ковалентных и ковалентно-металлических соединениях не вполне тождественна и более резко выражена для первых (табл. 8).

Таблица 8

Зависимость межатомных расстояний от координационного числа

Ионно-ковалентные соединения		Ковалентно-металлические соединения	
Координационное число	Межатомные расстояния, %	Координационное число	Межатомные расстояния, %
12	100	12	100
9	94—96	8	96—98
8	92—94	6	93—95
6	86—90	4	86—87
4	78—82	3	79—82
3	71—75	2	74—78
2	63—68	1	(68—72)
1	57—63		

ИЗОДЕСМИЧЕСКИЕ И АНИЗОДЕСМИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ. ОДНОРОДНОСТЬ И АНИЗОТРОПИЯ СВЯЗЕЙ

В структурах минералов все составляющие атомы взаимосвязаны, но эти связи по прочности могут быть одинаковыми или весьма различными. Представляя структуру в виде координационных полиэдров, обнаруживаем, что они могут соединяться друг с другом гранями, ребрами и вершинами. Если прочность связей в полиэдрах одинакова, а способ их сочленения в структуре однотипен (например, только ребрами или вершинами), то структура относится к *типу изодесмических* структур, наиболее обычному для бинарных соединений. Если в структуре сочетаются полиэдры с различной прочностью связей, да к тому же связанные неодинаковым способом друг с другом, то структура принадлежит типу *анизодесмических*.

Каждый координационный полиэдр может быть охарактеризован *коэффициентом валентной насыщенности* (КВН), который определяется следующим выражением:

$$\text{КВН} = \frac{W_k}{CN \cdot W_a}, \qquad \text{(III)}$$

где W_k — валентность катиона (координируемого атома), W_a — валентность аниона (координирующего атома), CN — координационное число катиона.

Коэффициент, или степень, валентной насыщенности возрастает с увеличением W_k и уменьшением его КЧ и W_a. Для известных в природе и син-

тетических веществ (включая также и катион-анионные полиэдры сложных и комплексных соединений) коэффициент валентной насыщенности изменяется от $^1/_{24}$ (в катион-кислородных полиэдрах типа KO_{12}, RbO_{12} и т. п.) до $^1/_1$ (в соединениях OsO_4, CO_2, SF_6, $TiCl_4$ и др.).

В интервале значений коэффициента валентной насыщенности от $^1/_{24}$ до $^1/_2$ находятся так называемые *открытые* атомные координации (образующие начиная со значения $^1/_8$ бинарные соединения), так как кратность связи внутри таких катион-анионных полиэдров меньше единицы. Благодаря низкой степени валентной насыщенности эти полиэдры в бинарных соединениях ассоциируются друг с другом в пространстве таким образом, что имеют общие грани или ребра. Образуемые такого рода полиэдрами бинарные и в особенности сложные соединения относятся к *изодесмическим*. Но при достижении коэффициентом валентной насыщенности значения $^1/_2$ (и кратности связи, равной единице) у полиэдров обобществляются обычно лишь одни вершины, причем не более двух одновременно, что характерно для каркасных структур (Полинг, 1947). Таким образом, в области коэффициента валентной насыщенности, равной $^1/_2$, происходит переход от изодесмических через каркасные к комплексным соединениям.

В интервале значений коэффициента валентной насыщенности от $^1/_2$ до $^1/_1$ заключаются атомные конфигурации, представляющие собой так называемые радикалы, или атомные комплексы. Последние относятся к *закрытым* или *полузакрытым* атомным конфигурациям, так как кратность связи в них выше единицы, в силу чего они не склонны к объединению друг с другом в кристаллических структурах. Известные же двойные комплексы, например P_2O_7, Cr_2O_7, S_2O_7 и другие более сложные группировки, малоустойчивы и существуют лишь при определенных, довольно ограниченных условиях. При достижении атомными координациями коэффициента валентной насыщенности, равного единице (кратность связи для катион-кислородных полиэдров тогда равняется 2), получаются полностью закрытые конфигурации или типичные молекулярные соединения, не имеющие валентных связей, направленных кнаружи, и удерживающиеся друг с другом лишь остаточными (вандерваальсовскими) силами.

Общая классификация основных типов атомных координаций на основании коэффициента валентной насыщенности приведена в табл. 9. Из данных этой таблицы следует, между прочим, что вещества, сходные по величине кратности связи, различаются по значению коэффициента валентной насыщенности (ср., например, алмаз, SiO_2 и BF_3).

Коэффициент валентной насыщенности дает лишь общее представление о степени замкнутости (комплексности) любого из координационных полиэдров и не позволяет составить более точного представления о прочности сил связей в них, чтобы их можно было сравнить.

Последнее легко осуществить на основе относительной прочности связи в полиэдрах, вычисленной по формуле (II) (табл. 6). Диапазон величин относительной прочности связи σ кислородных координаций различных элементов очень велик и находится в пределах от 0,01 (для CsO_{12}) до 4,12 (для NO_3), т. е. прочность связи в разных полиэдрах может различаться более чем в 400 раз.

Находя отношение величин σ электроположительных атомов в любом соединении, легко решить вопрос о степени однородности связи, т. е. к какому типу (изодесмических или анизодесмических) оно относится. Так, для шпинели $MgAl_2O_4$ получим: $A = \sigma AlO_6 : \sigma MgO_4 = 0{,}39 : 0{,}33 = 1{,}18$; для циркона: $A = \sigma SiO_4 : \sigma ZrO_8 = 1{,}17 : 0{,}28 = 4{,}18$; для ангидрита: $A = \sigma SO_4 : \sigma CaO_8 = 2{,}45 : 0{,}10 = 24{,}5$; для натронитрита: $A = \sigma NO_3 : \sigma NaO_6 = 4{,}12 : 0{,}06 = 68{,}7$.

На основе коэффициента однородности (анизодесмичности) связей

Таблица 9

Классификация атомных координационных полиэдров и химических соединений на основе их валентной насыщенности

Коэффициент валентной насыщенности (КВН)	Характеристика атомных координаций	Характеристика соответствующих соединений	Примеры	
			Атомные координационные полиэдры	Химические соединения
$\frac{1}{24}$	Открытые	Изодесмические соединения	KO_{12}, RbO_{12}, CsO_{12}*	Бинарные соединения, состоящие из этих полиэдров, невозможны
$\frac{1}{16}$			NaO_8, KO_8, TlO_8**	То же
$\frac{1}{12}$			CaO_{12}, BaO_{12}, KF_{12}*	» »
$\frac{1}{8}$			BaO_8, SrO_8, $CsCl_8$, $TlCl_8$	CsCl, RbCl, TlCl
$\frac{1}{6}$			TiC_6, ScN_6, MgO_6, $NaCl_6$	TiC, ScN, MgO, NaCl
$\frac{1}{4}$			ZrO_8, AlO_6, BeO_4, CaF_8, $CuCl_4$, CC_4, SiC_4	ZrO_2, Al_2O_3, BeO, CaF_2, CuCl, алмаз, муасанит
$\frac{1}{3}$			MnO_6, TiO_6, MgF_6, FeF_6	MnO_2, TiO_2, MgF_2, FeF_2
$\frac{1}{2}$	Промежуточные	Каркасные	WO_6, MoO_6, SiO_4, GeO_4, BO_3, AlF_6, BeF_4, AsO_3	WO_3, MoO_3, SiO_2, GeO_2, B_2O_3, AlF_3, BeF_2, As_2O_3
$\frac{5}{8}$	Полузакрытые	Анизодесмические (комплексные) соединения	$[PO_4]$, $[AsO_4]$, $[VO_4]$	$Ce[PO_4]$, $Cu_2[AsO_4]OH$, $Bi[VO_4]$
$\frac{2}{3}$			$[CO_3]$, $[SiF_6]$	$Ca[CO_3]$, $Sr[CO_3]$, $K_2[SiF_6]$
$\frac{3}{4}$			$[SO_4]$, $[SeO_4]$, $[CrO_4]$, $[MoO_4]$, $[BF_4]$, $[AlF_4]$	$Ba[SO_4]$, $Pb[SeO_4]$, $K[BF_4]$, $Na_2[CrO_4]$, $Ca[MoO_4]$
$\frac{5}{6}$			$[NO_3]$	$K[NO_3]$, $Ca[NO_3]_2$
$\frac{7}{8}$			$[ClO_4]$, $[MnO_4]$, $[ReO_4]$	$Na[ClO_4]$, $K[MnO_4]$, $K[ReO_4]$
$\frac{1}{1}$	Полностью закрытые	Молекулярные	OsO_4, RuO_4, SO_3, CO_2, NO_2, SeO_2, SF_6, PCl_5, CCl_4, BF_3 и многие др.	

* Координационное число 12 в гетероатомных бинарных соединениях невозможно в силу стерических ограничений; соответствующие атомные координационные полиэдры существуют лишь в сочетании с радикалами в комплексных соединениях.

** В простых окислах не существуют, так как с кислородом образуют антиструктуры с КЧ = 4.

($A = \sigma_{макс} : \sigma_{мин}$) можно наметить следующую схему классификации минералов: 1) изодесмические ($A = 1 - 3$); 2) слабо анизодесмические ($A = 3 - 8$); 3) умеренно анизодесмические ($A = 8 - 20$); 4) сильно анизодесмические ($A = 20 - 50$); 5) весьма сильно анизодесмические ($A > 50$).

Поскольку состав минералов варьирует в очень широких пределах, среди изодесмических оказываются наряду со сложными окислами и некоторые силикаты (например, фенакит Be_2SiO_4, дистен $Al_2[SiO_4]O$ и др.). Точно так же в разряде слабо анизодесмических обнаруживаются многие сложные окислы вместе с силикатами и некоторыми ванадатами, фосфатами и боратами (Поваренных, 1963). Тем не менее, учитывая все минеральные виды данного химического класса, можно составить общее представление о них в целом и о принадлежности этого класса к типу изо- или анизодесмических соединений. На этом основании в табл. 6 к комплексам или радикалам отнесены все те полиэдры, значение σ которых выше 1,00. Решая этим путем вопрос об установлении относительной границы между сложными окислами и другими классами химических соединений, приходится согласиться с Х. Штрунцем, причислившим все так называемые арсениты и антимониты к сложным окислам. К сложным же окислам относятся и все так называемые титанаты и тантало-ниобаты (Барсанов, 1959), хотя фергусонит (в котором $\sigma NbO_4 > 1$) можно считать единственным ниобатом. Напротив, селениты и йодаты должны быть выделены в самостоятельные классы анизодесмических соединений с радикалами $[SeO_3]^{2-}$ и $[JO_3]^-$.

Но анизодесмический характер минерала может создаваться не только различием в прочности связи полиэдров разного состава, но и за счет неравномерного и одностороннего распределения одинаковых по прочности связей в структуре. Полиэдры способны соединяться друг с другом не всеми, а лишь частью ребер или вершин, создавая неравномерное распределение связей в пространстве, при котором возникают более прочные ассоциации полиэдров в одном или двух направлениях, образующие цепные или слоистые структуры. Для последних часто характерны полностью валентнонасыщенные (закрытые) атомные конфигурации слоистого типа, между которыми действуют лишь остаточные силы (например, в структурах MoS_2, SnS_2, $MgCl_2$, талька и др.).

СИСТЕМАТИКА СТРУКТУРНЫХ ТИПОВ МИНЕРАЛОВ

Под *структурой* минерала* понимают закономерное расположение в пространстве составляющих его атомов или ионов (иногда молекул). Симметрично-тождественное расположение их в пространстве является критерием для определения понятия структурного типа, позволяющего судить о сходстве или различии строения минералов. *К одному структурному типу принадлежат минералы, обладающие одинаковой пространственной группой и аналогичным химическим составом.* Наличие второго условия позволяет разделить такие совершенно разные по существу, но одинаковые по пространственным группам симметрии структурные типы, как, например, алмаза и кристобалита, принадлежащих к пространственной группе O_h^7—$Fd3m$, или галита, флюорита и халькита, обладающих пространственной группой O_h^5—$Fm3m$.

Известно, что одни структурные типы минералов обладают сходными чертами, другие сильно разнятся и имеют мало общего между собой. Первой ступенью, объединяющей близкие структурные типы, является *структурная группа*, которая может быть определена как *совокупность структурных типов, обладающих одинаковыми* КЧ и *валентными отношениями атомов*. Так, к одной структурной группе относятся типы сфалерита и вюрцита, типы галита NaCl и никелина NiAs и т. п.

---

* Поскольку минерал является телом кристаллическим, то все структурные определения в равной мере относятся ко всем кристаллам.

Следующей более высокой ступенью, объединяющей все известные структурные типы в небольшое число сходных классов, является *структурный мотив*, отражающий самые общие стерические особенности структурных типов. В качестве признака для классификации последних структурный мотив (правда, не под таким названием) был использован с различной степенью полноты А. Ф. Уэллсом (1948), П. Ниггли (1949), Б. Ф. Ормонтом (1950), Ф. Махачки (1953) и Г. Б. Бокием (1954).

Структурный мотив отражает пространственное распределение прочнейших связей между атомами в структуре. Следовательно, можно сказать, что *к одному структурному мотиву принадлежат все структурные типы, обладающие одинаковым способом связи атомов или атомных полиэдров в пространстве*.

Существуют следующие шесть структурных мотивов: 1) *координационный;* 2) *каркасный;* 3) *кольцевой;* 4) *островной;* 5) *цепной;* 6) *слоистый.*

Поскольку между ними не всегда проводится четкое различие и даже часто смешивают координационный и каркасный или каркасный и кольцевой мотивы, дадим краткое определение каждого.

Координационный мотив характеризуется равномерным распределением межатомных связей в трех измерениях, что выражается в наличии у атомных полиэдров значительного числа общих элементов (граней, ребер, вершин), причем число общих вершин не должно быть меньше трех (КВН $< \frac{1}{2}$).

Каркасный мотив также имеет равномерное распределение прочнейших межатомных связей в пространстве, но общими элементами атомных полиэдров являются здесь преимущественно вершины, причем число последних не должно быть больше двух, так как КВН $= \frac{1}{2}$. Это обусловливает большую рыхлость (каркасность) структурных типов, полости в которых могут заполняться дополнительными атомами (ионами). Форма полиэдров, которые могут строить каркасные постройки,— это обычно тетраэдры (SiO_4, PO_4, BO_4, AlO_4, BeO_4 и MgO_4) или октаэдры (MoO_6, WO_6, AlF_6).

Кольцевой мотив сравнительно редок в неорганических соединениях; он характеризуется наличием в структуре атомов (например, S или As и S) или атомных полиэдров (например, SiO_4, PO_4 и др.), прочно связанных между собой в кольца различной конфигурации (трех-, четырех-, шести- и восьмичленные), между которыми размещаются скрепляющие их атомы с менее прочными связями (а иногда просто остаточные связи, как в структуре сульфурита S_8).

К *островному* мотиву относятся структурные типы, заключающие радикалы (острова), прочность связи внутри которых значительно выше (КВН $> \frac{1}{2}$), чем прочность связи с окружающими атомами. Эти радикалы могут быть простыми и иметь линейную (S_2, AsS, SbS и т. п.), треугольную (BO_3, CO_3, NO_3 и др.), пирамидальную (SeO_3, TeO_3, JO_3), тетраэдрическую (SiO_4, PO_4, CrO_4, BF_4, и др.) и, наконец, октаэдрическую (TiO_6, ZrO_6, SiF_6, AlF_6 и др.) форму или сложными, состоящими из двух полиэдров, например, B_2O_5, Si_2O_7, V_2O_8 и т. п., и более сложных ассоциаций. Сложные радикалы могут рассматриваться как переходное звено к кольцевому структурному мотиву.

Цепной мотив отличается ярко выраженной линейной направленностью прочнейших связей в структуре, т. е. ассоциацией атомов или атомных полиэдров только в одном измерении. Эта ассоциация осуществляется: для атомов — непосредственно через σ-связи (например, *sp*-связи для HgS или p^2-связи для кристаллов Se и Te), для полиэдров — через общие вершины (при КВН $\geqslant \frac{1}{2}$), ребра или грани (при КВН $\leqslant \frac{1}{2}$). Такими полиэдрами могут быть треугольники (BO_3), тригональные пирамиды (AsO_3, SbO_3, PbO_3, SnO_3 и др.), тетраэдры (SiO_4, BO_4, PO_4 и др.) и октаэдры (TiO_6, ZrO_6, SnO_6, MnO_6, FeO_6 и др.). Цепи могут быть простыми, как например, $[Se]^0_n$,

$[BO_2]_n^{n-}$, $[SiO_3]_n^{2n-}$ и др., или двойными, как например, $[Sb_4S_6]_n^0$, $[Si_4O_{11}]_n^{6n-}$ и т. п. Цепочки, в зависимости от заряда цепного радикала, могут удерживаться между собой либо остаточными связями, либо с помощью низковалентных ЭП атомов.

Слоистый мотив характеризуется двумерным распределением прочнейших связей в структуре, т. е. ассоциацией атомов или атомных полиэдров в плоскости. Сетки могут состоять из отдельных атомов (например, в графите) или из полиэдров треугольного ($H_3[BO_3]$), пирамидального (AsS_3), тетраэдрического (силикаты и алюмосиликаты), октаэдрического (MoO_3) и призматического (MoS_2) типа. В поперечном сечении слои могут быть простыми, состоящими из одной сетки атомов, как в графите или сассолине ($H_3[BO_3]$), тройными, подобно слоям в структурах брусита $Mg(OH)_2$ или молибденита MoS_2, пятерными, как в каолине $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ или ковеллине Cu_2CuS_2S, и еще более сложными, как в тальке, слюдах и т. п. Кроме того, слои могут быть не только плоскими, как это часто наблюдается, но иногда и гофрированными, как в структурах PbO, As_2S_3, надорита, апофиллита и др.

Аналогично предыдущим мотивам, слои удерживаются друг с другом либо остаточными, либо существенно ионными связями (включая и гидроксильно-водородные связи).

В большинстве случаев в цепных, слоистых и каркасных минералах составляющие полиэдры одинаковы по форме, и, следовательно, эти минералы обладают *гомогенными* структурными мотивами. Эта гомогенность формы полиэдров допускает некоторые химические замещения, весьма распространенные, например в силикатах, где замещение Si — B, Al и Be в тетраэдрах дает начало таким важным представителям минерального мира, как алюмо-, боро- и бериллосиликаты. Однако, помимо этого, существуют минералы, в структуре которых упомянутые мотивы представлены полиэдрами различной формы, например, тетраэдрами SiO_4 и октаэдрами TiO_6 или ZrO_6, известными в титано- и цирконосиликатах, или тетраэдрами PO_4 и «октаэдрами» UO_2O_4 в уранофосфатах и т. п. Такие структурные мотивы называются *гетерогенными*; они не столь уж редки и, как будет показано в главе 7, имеют важное значение в некоторых классах минералов.

Совершенно бесспорно, однако, что положенные в основу классификации структурных типов структурные мотивы — вовсе не абсолютно обособленные формы атомных ассоциаций. Подобно тому как в области химического состава минералов мы находим промежуточные группы, например между хлоридами и окислами или между окислами и сульфидами, а также другими классами минералов, так и между структурными мотивами существуют переходные ступени, подчеркивающие взаимосвязь их друг с другом*. Но эти переходные ступени не уничтожают различия между структурными мотивами, а лишь сглаживают их, предостерегая от излишнего формализма при использовании предлагаемой схемы классификации и одновременно напоминая, что в любом конкретном случае отнесение структуры минерала к тому или иному структурному мотиву должно быть подтверждено математическими расчетами относительной прочности связей в разных направлениях.

Для оценки относительной прочности связи σ между атомами в структуре минерала в различных направлениях можно воспользоваться формулой (II), добавив к ней лишь множитель n, отвечающий числу связей, кото-

---

* В структурах минералов сложного состава, где сочетаются вместе элементы нескольких мотивов, можно говорить об относительной роли или степени развития преобладающего среди них, выражая ее в процентах (например, степень каркасности структуры 65%, степень изодесмичности структуры 70% и т. п.).

рый приходится на один атом в определенном направлении. Тогда получим следующее уравнение:

$$\sigma = \frac{k \cdot W_k \cdot W_a \cdot n}{CN \cdot d^2} \beta. \qquad \text{(IV)}$$

В качестве примера произведем расчет прочности связи в структуре цепного халькостибита $CuSbS_2$ (см. рис. 87). Главными плоскостями сечения возьмем (001), (100) и (010). КЧ Cu = 4, Sb = 6. Минимальное (для расчетов) число атомов — 2, причем для каждого сечения определяются средние значения коэффициентов. Подставляя их в формулу (IV), получим:

$$1)\ \sigma_{\|(001)} = \frac{1{,}72 \cdot 2 \cdot 2 \cdot 3}{5 \cdot 2{,}75^2} \cdot 0{,}9 = \frac{19{,}6}{37{,}8} = 0{,}494;$$

$$2)\ \sigma_{\|(100)} = \frac{1{,}73 \cdot 2{,}3 \cdot 2 \cdot 2}{5{,}3 \cdot 2{,}78^2} \cdot 0{,}85 = \frac{13{,}50}{41} = 0{,}33;$$

$$3)\ \sigma_{\|(010)} = \frac{1{,}73 \cdot 3 \cdot 2 \cdot 2}{6 \cdot 3{,}11^2} \cdot 0{,}8 = \frac{16{,}6}{58} = 0{,}286;$$

$$4)\ \sigma_{\|(010)} = \frac{1{,}71 \cdot 1 \cdot 2 \cdot 1}{4 \cdot 2{,}29^2} \cdot 1{,}0 = \frac{3{,}42}{20{,}9} = 0{,}163.$$

Приравнивая величину прочности связей $\sigma_{\|(001)}$ (вдоль оси *c*) единице, для остальных направлений получаем: $\sigma_{\|(100)} = 0{,}67$; $\sigma_{\|(010)} = 0{,}58$ *; $\sigma_{\|(010)} = 0{,}33$. Следовательно, перед нами действительно цепная структура, в которой прочность связей между цепями составляет лишь $\frac{2}{3}$ прочности связи в цепи. Это подтверждается наличием двух направлений спайности у халькостибита, совершенной по (010) и средней по (100). Разумеется, эти вычисления не очень строги, так как углы между направлением связей и плоскостью сечения не принимались во внимание. Учет последних, однако, не внесет принципиальных изменений в полученные результаты.

ВАЖНЕЙШИЕ СТРУКТУРНЫЕ ТИПЫ МИНЕРАЛОВ БИНАРНОГО СОСТАВА

Из приведенного следует, что с уменьшением межатомных расстояний координация атомов скачкообразно уменьшается, валентная насыщенность атомных полиэдров растет, а вместе с ними изменяется и сам способ ассоциации полиэдров друг с другом. Как было указано еще Л. Полингом (1932), число общих элементов (граней, ребер, вершин) ассоциирующихся полиэдров с увеличением их КВН постепенно уменьшается, так как увеличиваются силы взаимного отталкивания. На смену граням связующими элементами становятся ребра, а затем вершины полиэдров. Связующими являются сначала четыре, потом три и, наконец, две вершины. В этом направлении координационные структуры сменяются каркасными, но только для полиэдров октаэдрического или тетраэдрического типа. С переходом к тригональным пирамидам (тип p^3-связей), а тем более к плоским атомным ассоциациям возможности образования каркасных структур резко уменьшаются и возникают слоистые и цепные структуры, широко распространенные в соединениях Hg^{2+}, Pb^{2+}, Sn^{2+}, As^{3+} и Sb^{3+}. На рис. 6 эта общая закономерность показана на примерах бинарных соединений, обладающих различными валентными отношениями атомов.

Ниже мы рассмотрим важнейшие из этих структурных типов (играющих большую роль в минеральном мире) в порядке повышения валентного отношения ЭП и ЭО атомов — AX, A_2X_3 и AX_2.

---

* Это прочность связи между соседними атомами Sb; хотя расстояния здесь наибольшие., прочность связи из-за высокой валентности Sb заметно выше, чем между атомами Cu.

1. **Тип хлорида цезия** CsCl. Кубический, O_h^1—$Pm3m$, Z = 1. Ионы Cs окружены 8Cl, и наоборот (рис. 7,*а*). Полиэдры $CsCl_8$ имеют форму куба и соединяются друг с другом общими гранями (рис. 7,*б*). Структурный тип устойчив при значительных межатомных расстояниях и низкой валентности ато-

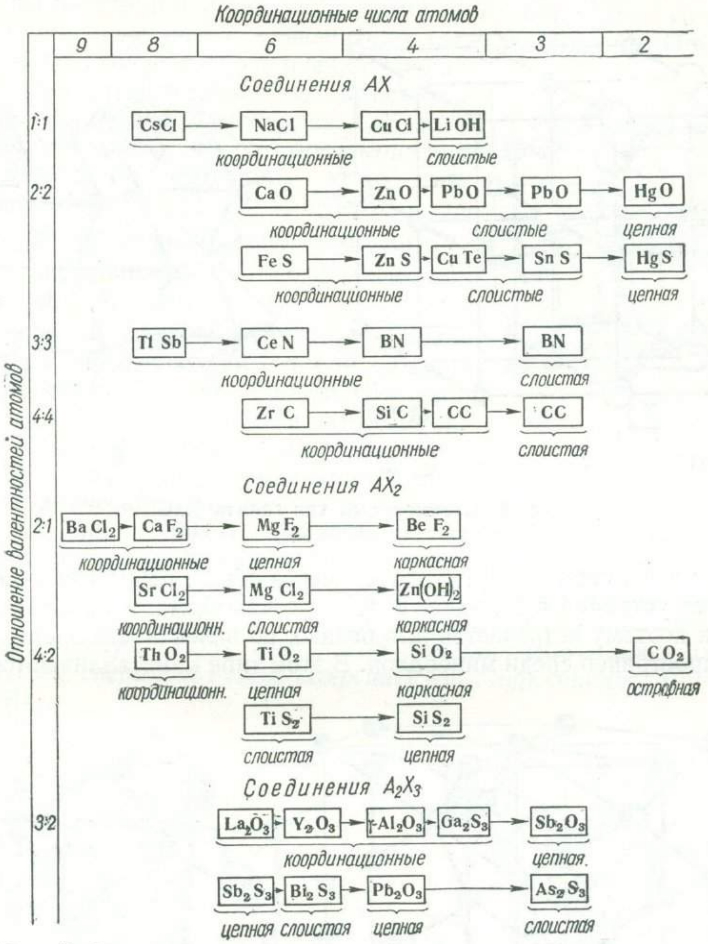


Рис. 6. Взаимосвязь структурных типов и мотивов в минералах и искусственных кристаллах бинарного состава.

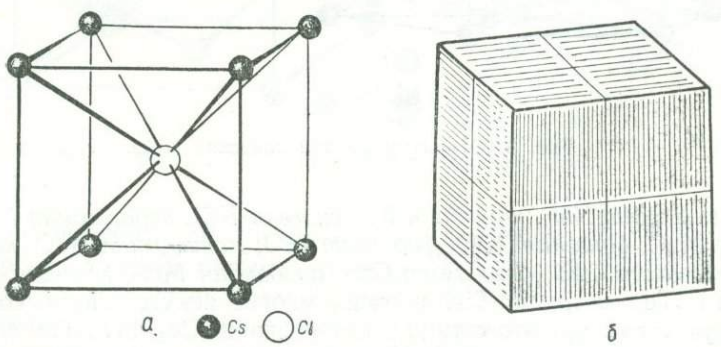


Рис. 7. Структурный тип хлористого цезия CsCl:
а — в шариковом и *б* — в полиэдрическом изображении.

мов. Среди минералов в этом типе кристаллизуется амхлит (нашатырь) NH_4Cl.

2. **Тип галита** NaCl. Кубический, O_h^5 — $Fm3m$, $Z = 4$. Центры ионов расположены по закону кубической ПУ. Каждый ион Na окружен шестью ионами Cl, и наоборот (рис. 8,*а*). Полиэдры $NaCl_6$ имеют форму правильного

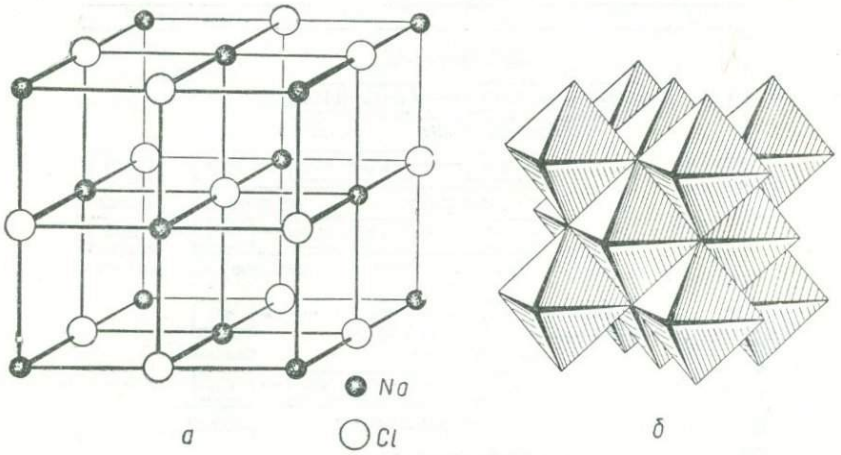


Рис. 8. Структурный тип галита NaCl.

октаэдра и соединяются друг с другом через общие ребра (рис. 8,*б*). Структурный тип устойчив в большом интервале межатомных расстояний (от 2,1 до 3,5А) и поэтому встречается для разных по валентности элементов и широко распространен среди минералов. В этом типе кристаллизуются, помимо

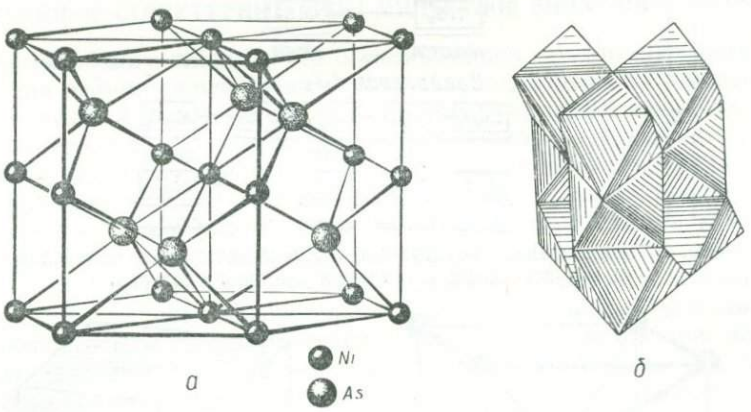


Рис. 9. Структурный тип никелина NiAs.

галита, *вильомит* NaF, *кароббит* KF, *сильвин* KCl, *кераргирит* Ag (Br, Cl), *периклаз* MgO, *бунзенит* NiO, *фероксит* FeO, *манганозит* MnO, *кальцоксит* CaO, *кадмоксит* CdO, *ольдгамит* CaS, *алабандин* MnS, *галенит* Pb(Se, S), *алтаит* PbTe, *осборнит* TiN и очень многие искусственные соединения. Дефектную структуру этого типа имеет мёрдокит Cu_6PbO_8. Тип весьма продуктивный, на его основе построены очень многие сложные и комплексные соединения.

3. **Тип никелина.** NiAs. Гексагональный, $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

Центры атомов расположены по закону гексагональной ПУ. Каждый атом Ni окружен шестью атомами As, и наоборот (рис. 9, *а*). Атомные полиэдры $NiAs_8$ имеют форму октаэдра и соединяются друг с другом двумя противоположными гранями и шестью ребрами (рис. 9,*б*). Структурный тип характерен для существенно ковалентных соединений, координация атомов в котором обусловлена гибридными d^4sp-связями. В этом структурном типе кристаллизуются *троилит* FeS, *джайпурит* CoS, *ашавалит* FeSe, *фребольдит* CoSe, *брейтгауптит* NiSb. Дефектную структуру этого типа имеют *пирротин* $Fe^{II}_{1-x}\,Fe^{III}_{2/3x}\,S$, *седерхольмит* $Ni^{II}_{1-x}\,Ni^{III}_{2/3x}Se$ и их моноклинные аналоги.

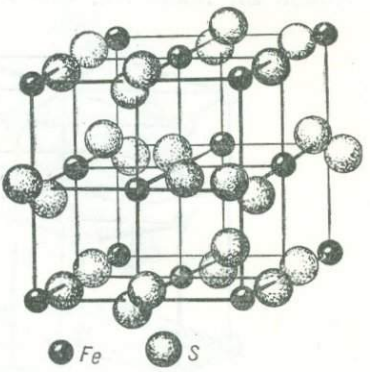


Рис. 10. Структурный тип пирита FeS_2.

4. **Тип пирита** FeS_2. Кубический, $T_h^6 - Pa3$, $Z = 4$.

По общему плану структура близка к структуре типа галита, в которой на месте Na помещаются атомы Fe, а вместо Cl — спаренные атомы S_2, являющиеся по существу радикалами (рис. 10), которые могут замещаться Se_2, As_2, Sb_2 и др. Координация атомов Fe — октаэдрическая, так же как и каждый радикал S_2 имеет шесть ближайших атомов Fe. Структурный тип характерен только для существенно ковалентных соединений переходных элементов, так как в основе их координации находятся гибридные σ-связи типа d^2sp^3. Помимо пирита, в этом структурном типе кристаллизуются *гауерит* MnS_2, *катьерит* CoS_2, *вэсит* NiS_2, *лаурит* RuS_2, *трогталит* $CoCe_2$, *блокит* $NiSe_2$, *сперилит* $PtAs_2$, *геверсит* $PtSb_2$, *ауростибит* $AuSb_2$ и *мичнерит* $PdBi_2$.

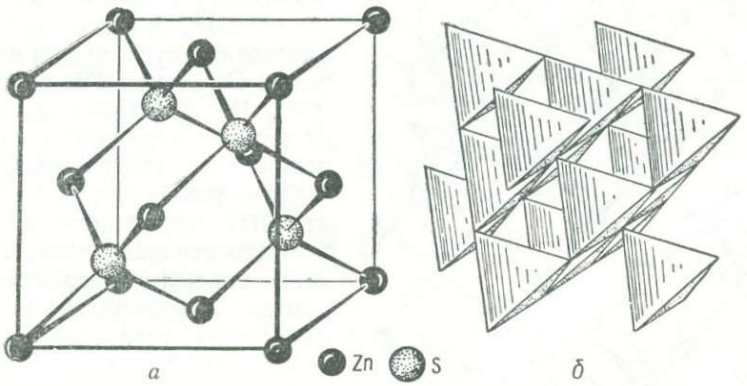


Рис. 11. Структурный тип сфалерита ZnS.

5. **Тип сфалерита** ZnS. Кубический, $T_d^2 - F\bar{4}3m$, $Z = 4$.

Построен на основе закона кубической ПУ. Каждый атом Zn окружен 4S, и наоборот (рис. 11,*а*). Атомные полиэдры ZnS_4 имеют форму тетраэдра и соединяются друг с другом вершинами, причем в точке сочленения сходятся одновременно четыре вершины (рис. 11,*б*). Структурный тип характерен для малых межатомных расстояний (от 1,5 до 2,7А) и соединений обычно с существенно ковалентными связями sp^3-гибридизации. Структурой этого

типа обладают *нантокит* CuCl, *маршит* CuJ, *майерсит* AgJ, *холлит* CdS, *метацинабарит* Hg(Se, S), *колорадоит* HgTe и многие другие искусственные соединения. Тип продуктивный, на его основе построены многие сульфиды сложного состава (например, халькопирит и его аналоги).

6. **Тип вюрцита** ZnS. Гексагональный, $C_{6v}^4 - P6_3mc$, $Z = 2$.

Построен на основе закона гексагональной ПУ (рис. 12,*а*). Координация атомов Zn такая же, как в структуре сфалерита; правильные тетраэдры

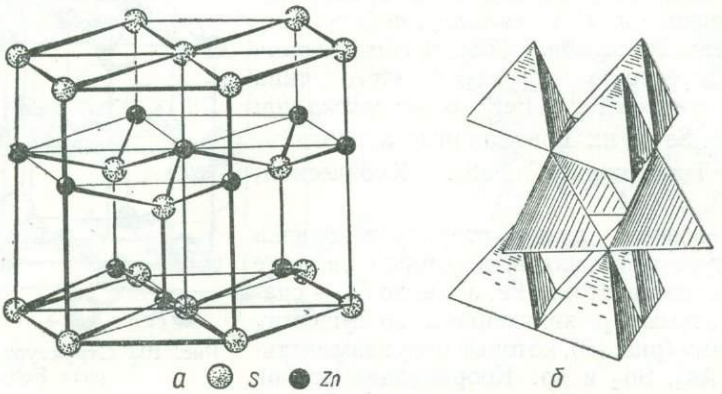


Рис. 12. Структурный тип вюрцита ZnS.

ZnS_4, соединяясь вершинами по четыре одновременно, ориентированы все строго одинаково (вершины направлены вдоль оси *c*) (рис. 12,*б*). В этом структурном типе кристаллизуются *йодаргирит* AgJ, *бромелит* BeO, *цинкоксит* ZnO, *гринокит* CdS, *кадмоселит* CdSe и ряд искусственных соединений.

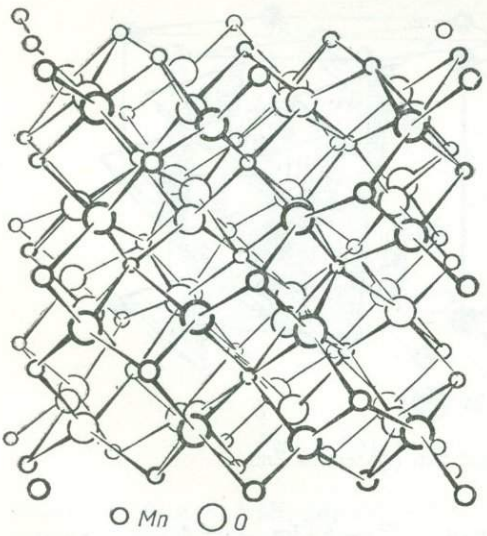


Рис. 13. Структурный тип биксбиита Mn_2O_3.

7. **Тип биксбиита** Mn_2O_3. Кубический, $T_h^7 - Ia3$, $Z = 16$.

Атомы Mn имеют искаженную октаэдрическую координацию из шести O, атомы O окружены 4Mn (рис. 13). Октаэдры соединяются ребрами и вершинами, образуя изодесмическую структуру. Структурный тип устойчив при средних межатомных расстояниях (2,2—2,5A) и распространен главным образом среди окислов редкоземельных элементов. К минералам со структурой этого типа, помимо самого биксбиита, относится *авиценнит* Tl_2O_3.

8. **Тип корунда** Al_2O_3. Тригональный, $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, $Z = 6$.

Атомы Al окружены шестью атомами O, а атомы O — четырьмя атомами Al (рис. 14,*а*). Октаэдры AlO_6 в плоскости, нормальной к главной оси, соединяются ребрами в кольчатые слои (состоящие из шестерных колец), которые друг с другом связываются частично гранями, частично вершинами (рис. 14,*б*). Структурный тип устойчив при меньших межатомных расстояниях, чем тип биксбиита.

В типе корунда кристаллизуются *гематит* Fe_2O_3, *эсколаит* Cr_2O_3 и *карелианит* V_2O_3. Производной от этого типа является структура *ильменита* (Mg, Fe) TiO_3 и *пирофанита* $MnTiO_3$.

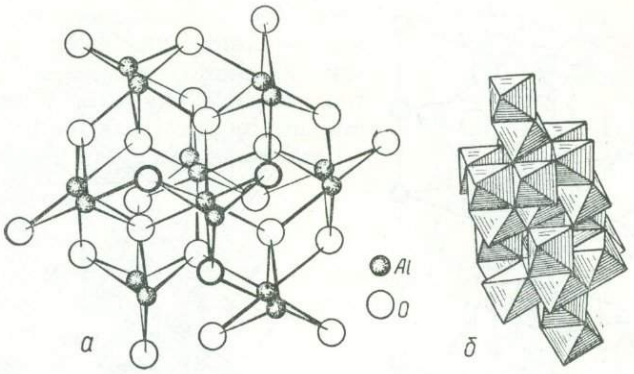


Рис. 14. Структурный тип корунда Al_2O_3.

9. **Тип флюорита** CaF_2. Кубический, $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

Каждый ион Ca окружен 8F, а каждый ион F — 4Ca (рис. 15,*а*). Атомные полиэдры CaF_8 имеют форму куба и соединяются друг с другом через общие ребра (рис. 15,*б*). Структурный тип устойчив при больших межатомных расстояниях (свыше 2,2А); в нем, помимо флюорита, кристаллизуются *цериани*т CeO_2, *торианит* ThO_2 и многие синтетические продукты, в том числе обладающие антифлюоритовой структурой типа Na_2O, Be_2C, Mg_2Si

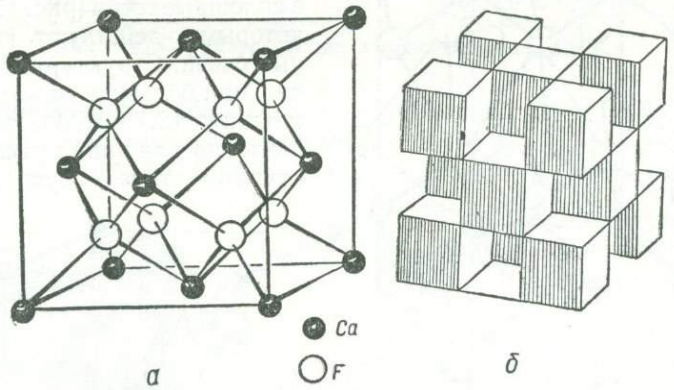


Рис. 15. Структурный тип флюорита CaF_2.

и т. п. Тип продуктивный, на его основе построены некоторые окислы сложного состава (например, пирохлор, кальциртит и др.).

10. **Тип рутила** TiO_2. Тетрагональный, $D_{4h}^{14} - D4_2/mnm$, $Z = 2$.

Каждый атом Ti окружен шестью атомами O, а каждый атом O — тремя атомами Ti (рис. 16,*а*). Атомные полиэдры TiO_6 имеют форму слегка искаженного октаэдра и соединяются друг с другом двумя противоположными ребрами, образуя колонки, направленные параллельно оси *c*, которые связываются между собой вершинами (рис. 16,*б*). Этот тип цепной структуры устойчив при среднем значении межатомных расстояний (1,9—2,3А) и довольно широко распространен среди бинарных соединений. Из числа мине-

ралов эту структуру имеют *селлаит* MgF_2, *пиролюзит* MnO_2, *касситерит* SnO_2, *платнерит* PbO_2 и *стишовит* SiO_2. Тип продуктивный, на его основе построены структуры тапиолита $FeTa_2O_6$, бистрёмита $MgSb_2O_6$ и др.

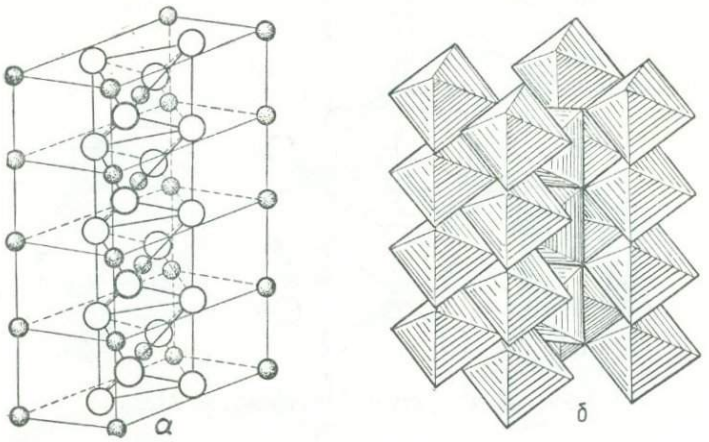


Рис. 16. Структурный тип рутила TiO_2.

11. **Тип брусита** $Mg(OH)_2$. Тригональный, $D^3_{3d} - P\bar{3}ml$, $Z = 1$.

Слоистая структура, построенная на основе закона гексагональной ПУ. В ней октаэдры $Mg(OH)_6$ (рис. 17,*а*), ориентированные тройной своей осью вдоль оси симметрии *c*, соединяются общими ребрами в сплошные сетки (рис. 17,*б*), между которыми действуют гидроксильные связи. Структурный тип устойчив при бóльших межатомных расстояниях (2,1—3,0А), чем это характерно для типа рутила. В структурном типе брусита, помимо

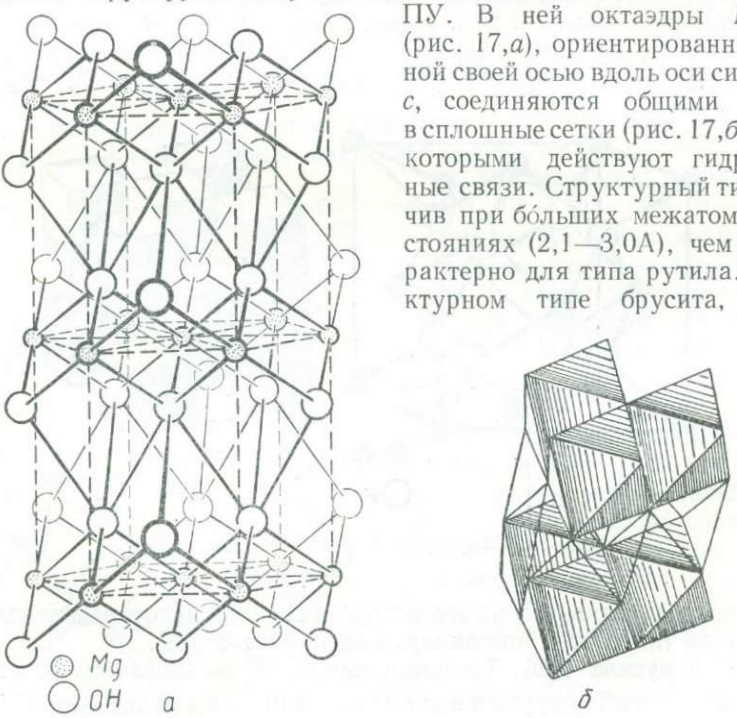
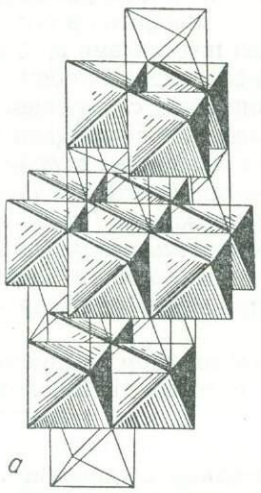


Рис. 17. Структурный тип брусита $Mg(OH)_2$.

ионных, кристаллизуются также многие существенно ковалентные соединения (сульфиды, теллуриды и др.). Среди минералов этой структурой обладают *портландит* $Ca(OH)_2$, *пирохроит* $Mn(OH)_2$, *гидроникит* $Ni(OH)_2$, *станисулит* SnS_2 и *мелонит* $NiTe_2$.

12. **Тип хлористого кадмия** $CdCl_2$. Тригональный, $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, $Z = 3$.

Слоистая структура, построенная на основе закона кубической ПУ. В ней октаэдры $CdCl_6$ (рис. 18,*а*) соединяются общими ребрами в сплошные сетки, но по другому закону чередования (периодом повторяемости) слоев (рис. 18, *б*). Структурный тип устойчив при тех же межатомных расстояниях, что и тип брусита. Этой структурой обладают следующие минералы: *хлормагнезит* $MgCl_2$, *лоренсит* $FeCl_2$ и *скаккит* $MnCl_2$.



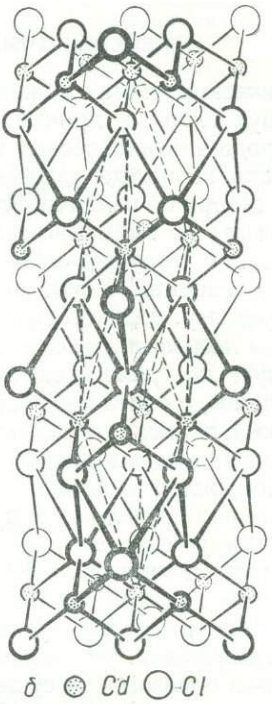
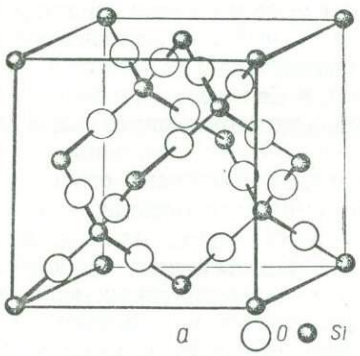


Рис. 18. Структурный тип хлористого кадмия $CdCl_2$.

13. **Тип кубокристобалита** SiO_2. Кубический, $O_h^7 - Fd\bar{3}m$, $Z = 8$.

Атомы Si окружены четырьмя атомами O, а атомы O — двумя атомами Si (рис. 19,*а*). Полиэдры SiO_4 — правильные тетраэдры и соединяются друг



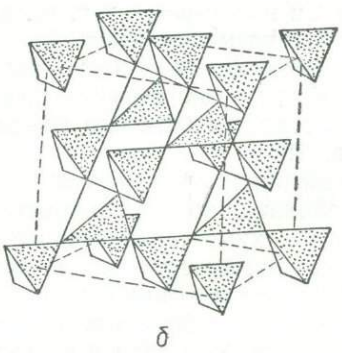


Рис. 19. Структурный тип кубокристобалита SiO_2.

с другом через общие вершины, образуя каркасную структуру (рис. 19,*б*). Структурный тип устойчив при малых межатомных расстояниях (от 1,4 до 1,8Å) и поэтому мало распространен, если не принимать во внимание полиморфные виды семейства кремнезема, отличающиеся друг от друга симмет-

рией, но обладающие одним и тем же структурным мотивом. В целом кремнекислородный каркасный мотив весьма продуктивен, так как на его основе построены многочисленные и разнообразные алюмо-, боро-, бериллосиликаты и их аналоги в минеральном мире.

ИЗМЕНЕНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ

Химический состав минералов изменяется в различных пределах на основе двух главных причин — изоморфного замещения элементов и различного рода эпитаксических включений в минералах. И хотя между ними практически не всегда удается провести вполне отчетливую границу, тем не менее, говоря об изменчивости состава минеральных индивидов, мы должны принимать во внимание только изоморфизм элементов в его структуре, а не срастание этого индивида с минеральными индивидами другого состава (Франк-Каменецкий, 1964). Не касаясь здесь современных обширных работ по изоморфизму, дадим определение этого понятия в следующем виде: *изоморфизмом называется свойство аналогичных элементов замещать друг друга в структуре минерала, возможное только при одинаковых координационных числах атомов, а в ковалентных соединениях — при тождественной конфигурации связей, степень совершенства которого (при данных T и P) определяется близостью межатомных расстояний, состоянием химической связи и строением электронной оболочки атомов* (Поваренных, 1964). Следовательно, одни факторы определяют самую *возможность* изоморфизма, другие — степень его *совершенства*.

Ограничивающая роль КЧ атомов при изоморфном замещении элементов выявлена сравнительно недавно В. С. Соболевым (1949), который подчеркнул также, что она является причиной нарушения принципа «полярности» изоморфизма, установленного А. Е. Ферсманом. Позже было показано (главным образом для существенно ковалентных соединений), что необходимо учитывать не только КЧ, определяющее число валентных связей, но и форму координационного многогранника, зависящего от распределения этих связей в пространстве (типа гибридизации). Изоморфное замещение элементов совершенно невозможно не только при различной координации атомов, но и при одном и том же КЧ, если конфигурации валентных связей не совпадают. Очень часто поэтому элементы, проявляющие изоморфные отношения в определенных соединениях, например Fe и Zn в карбонатах или Fe и Cu в сульфатах и т. п., в других соединениях, например в сульфидах, не показывают изоморфных отношений или показывают его лишь в одном направлении — в сторону наименьшего КЧ атомов (Поваренных, 1964). Различная координация атомов Y и Ce и их групп является главной причиной селективности или комплексности изоморфизма TR в минералах (Семенов, 1957).

Рассматривая изоморфизм в минералах и степень его совершенства, нельзя забывать, что помимо кристаллохимических ограничений существуют также физико-химические ограничения самих природных минералообразующих процессов, которые заключаются в недостаточной концентрации элементов в среде или узких рамках T и P для определенных минералов. Поэтому все экспериментальные данные и выводы по изоморфному замещению элементов ни в коем случае нельзя распространять на минералы, так как возможность не есть еще действительность.

Степень совершенства изоморфизма зависит прежде всего от межатомных расстояний, которые различны в разных типах соединений. В табл. 10 приведены системы стандартных (т. е. полученных в качестве средних из многих соединений) межатомных расстояний для окислов и сульфидов важнейших элементов в четверной и шестерной координации. Кроме того, необхо-

Таблица 10

Стандартные межатомные расстояния в окислах и сульфидах важнейших элементов

Элемент	Межатомные расстояния, А				Элемент	Межатомные расстояния, А			
	Окислы		Сульфиды			Окислы		Сульфиды	
	КЧ=4	КЧ=6	КЧ=4	КЧ=6		КЧ=4	КЧ=6	КЧ=4	КЧ=6
Li	2,00	2,12	2,47	2,60	Tl^{3+}	—	2,26	—	—
Na	2,40	2,52	2,83	2,96	As^{3+}	1,82**	2,14	2,25**	—
K	2,79	2,90	3,20	3,33	Sb^{3+}	2,08**	2,36	2,45**	—
Cu	1,84*	2,30	2,32	—	Bi^{3+}	2,14**	2,42	2,54**	2,95
Ag	2,05*	2,56	2,60	2,75	Si	1,61	1,77	2,14	—
Be	1,64	—	2,10	—	Ge	1,74	1,88	2,22	—
Mg	1,97	2,10	—	2,60	Ti	—	1,96	—	2,42
Ca	—	2,40	—	2,84	Zr	—	2,10	—	2,58
Sr	—	2,57	—	3,00	V^{4+}	—	1,96	2,41****	—
Ba	—	2,76	—	3,19	Mn^{4+}	—	1,89	—	—
Mn^{2+}	2,09	2,22	2,42	2,61	Sn	—	2,05	2,43	2,55
Fe^{2+}	2,00	2,14	2,36	2,45	Pb	—	2,16	—	—
Co^{2+}	1,98	2,12	—	2,33	Ce^{4+}	—	2,34****	—	—
Ni^{2+}	1,97	2,10	2,32	2,38	Th	—	2,41****	—	2,80
Cu^{2+}	1,95	2,06	2,28	—	U^{4+}	—	2,37****	—	—
Zn	1,96	2,08	2,34	—	Se^{4+}	1,76**	—	—	—
Cd	—	2,35	2,52	—	Te^{4+}	1,90**	2,22	—	—
Hg	2,21	—	2,53	2,92	P	1,55	—	—	—
Sn^{2+}	2,21	—	2,66**	—	As	1,68	—	2,23	—
Pb^{2+}	2,30	2,60	—	2,96	V	1,73	1,82*****	2,19	—
B	1,54	—	—	—	Nb	1,87	2,01	—	—
Al	1,75	1,91	—	—	Ta	1,86	2,00	—	—
Cr^{3+}	—	1,99	—	—	Sb	—	1,97	2,34	—
Mn^{3+}	—	2,03	—	—	S	1,48	—	2,05*	—
Fe^{3+}	1,87	2,01	2,20	2,33	Cr	1,65	—	—	—
Y	—	2,27	—	—	Mo	1,79	1,93	—	—
La	—	2,53***	—	3,01****	W	1,78	1,92	—	—
Ce	—	2,51***	—	2,98****	Re^{6+}	—	1,87	—	—
					U^{6+}	1,90*	2,30	—	—

Примечание: *КЧ=2; **КЧ=3; ***КЧ=7; ****КЧ=8; *****КЧ=5

димо обязательно учитывать состояние ионно-ковалентных связей и влияние температурных условий образования минералов.

Постараемся теперь оценить степень совершенства изоморфного замещения элементов для существенно ионных минералов (фториды, окислы, хлориды щелочей и др.), учитывая разницу не только в межатомных расстояниях, но и в состоянии связи (измеряемой степенью ковалентности) рассматриваемых соединений. Причем для приблизительного учета температурных условий минералообразования примем следующую трехступенчатую шкалу: 1) низкая температура (до 100° С), 2) средняя температура (100—400° С), 3) высокая температура (400—1000° С).

При изовалентном изоморфизме, как следует из табл. 11, в которой приведены лишь важнейшие элементы, для подавляющего большинства изоморфных пар атомов относительная разность межатомных расстояний ($\Delta d = (d_1 - d_2) : d_2$) оказывается значительно меньшей, чем аналогичная разность ионных радиусов. Степень совершенства изоморфного замещения находится при этом в четкой обратной зависимости от разности межатомных расстояний, наблюдаемых в соответствующих полиэдрах изоморфных элементов. Учитывая последнюю, а также температурные условия минералообразования, схема разделения изоморфизма элементов по степени совершенства, намеченная еще В. С. Соболевым (1949), модифицируется следующим образом:

1. Изоморфизм весьма совершенный при всех температурах (Δd от 0 до 4—5%); с понижением температуры гомогенность кристаллов не нарушается.

2. Изоморфизм совершенный: проявляется лишь при средних и высоких температурах (Δd от 4—5 до 8—10%); с понижением температуры гомогенность кристаллов нарушается редко, частичный распад характерен главным образом для высокотемпературных минералов.

3. Изоморфизм ограниченный: проявляется только при высокой температуре плавления или возгонки минералов (Δd от 8—10 до 14—16%); с понижением температуры гомогенность кристаллических индивидов всегда нарушается, происходит «распад» совершенно изоморфных кристаллов и образуются двухфазные (биминеральные) системы.

4. Изоморфизм несовершенный; показывает умеренный разрыв в ряду смесимости при самых высоких температурах (Δd от 14—16 до 20—25%).

5. Изоморфизм весьма несовершенный; заметного замещения элементов нет (Δd свыше 25%), что обусловлено, помимо большой величины разности межатомных расстояний, также различием координационных чисел атомов.

Указанные пределы с повышением валентности изоморфных элементов несколько суживаются и смещаются в целом в сторону меньших расстояний. Это обусловлено увеличением прочности сил связи в соответствующих анионных полиэдрах, что, естественно, делает стерические границы замещения более жесткими. Так, несмотря на малую разность межатомных расстояний, равную 3%, As^{5+} и V^{5+} взаимно замещаются, не образуя полного ряда (исключение — в сульваните), так же как не образуют его Mo^{6+} и W^{6+}, обладающие тождественными межатомными расстояниями. Правда, есть и исключения; так, между P^{5+} и As^{5+} наблюдается совершенный изоморфизм при средней и даже низкой температуре, хотя величина Δd составляет около 8,5%.

Для гетеровалентного изоморфизма (табл. 12) приведенная схема остается в полной силе, однако само замещение во многих случаях резко ограничивается из-за трудности осуществления компенсации валентностей, особенно при разных координационных числах атомов.

Гетеровалентный изоморфизм проявляется в двух основных формах: 1) замещение с сохранением числа атомов и 2) замещение с изменением числа атомов в структуре минерала. Изоморфное замещение первого типа может идти по разным схемам. Так, часто два одинаковых атома замещаются двумя другими равновеликими, но с различной валентностью, отличающейся на единицу в меньшую и бóльшую сторону от валентностей замещаемых атомов, например: $2R^{2+} \rightarrow R^{+}R^{3+}$, $2R^{3+} \rightarrow R^{2}R^{4+}$, $2R^{4+} \rightarrow R^{3+}R^{5+}$ и т. п. Ясно, что одновалентные атомы не могут замещаться по этой схеме. При этом координация обоих замещающих атомов одинакова и тождественна координации замещаемых атомов.

Другой схемой, которая, по-видимому, более широко распространена, является замещение двух пар атомов с одинаковой суммарной валентностью, например: $R^{+}R^{4+} \rightarrow R^{2+}R^{3+}$, $R^{2+}R^{5+} \rightarrow R^{3}R^{4+}$, $R^{2+}R^{4+} \rightarrow R^{+}R^{5+}$, $R_1^{2+}R_2^{2+} \rightarrow R^{+}R^{3+}$, $R^{2+}R^{3+} \rightarrow R^{3+}R^{2+}$ и многие др. Сюда же следует отнести и катион-анионные пары, например: $R^{2+}F^{-} \rightarrow R^{3+}O^{2-}$ или $R^{+}Cl^{-} \rightarrow R^{2}S^{2-}$, характерные главным образом для сложных соединений с анионами, часто не участвующими в составе радикалов. В большинстве изоморфных замещений этого типа координация атомов в каждой паре различна, что обеспечивает строго сопряженное изменение состава минералов.

Изоморфное замещение с изменением числа атомов в структуре нередко трактуется весьма вольно, причем свободно допускается внедрение в нее дополнительных катионов и даже анионов. В то же время замещению с уменьшением числа атомов в структуре уделяется совершенно недостаточное

Таблица 11

Важнейшие примеры изовалентного изоморфизма в минералах с существенно ионной связью

Элемент	Δd, %	КЧ	Различие в ковалентности связи, %	Минерал	Характеристика изоморфизма	Условия образования
Li^+ Na^+	18,9	6 6	1	Трифилин Варулит	Несовершенный. В трифилине Li на 26% замещается Na; в варулите до 20% Na замещается Li	Средняя и высокая T
				Амблигонит Фремонтит	До 30% Li замещается Na в амблигоните и до 38% Na замещается Li во фремонтите	То же
				Сподумен	Весьма несовершенный. До 8% Li замещается Na	Высокая T
Na^+ K^+	15,1	6 6	4	Квасцы	Ограниченный. В квасцах вулканического происхождения (фумаролы) до 26% K замещается Na	Средняя T
	15,5	8 8		Альбит Ортоклаз	Непрерывный ряд замещения при T плавления; с понижением T — распад	Высокая T
	15,8	12 12		Ярозит Натярозит	Ограниченный. В ярозите до 29% K замещается Na, а в натярозите до 25% Na замещается K	Низкая T
Mg^{2+} Zn^{2+}	1,0	6 6	9	Карбонаты Сульфаты	Ограниченный. До 20—25% Zn замещается магнием	Низкая T
Mg^{2+} Fe^{2+}	1,9	6 6	2	Все кислородные соединения	Весьма совершенный. Непрерывные ряды замещения Mg→Fe	Высокая, средняя и низкая T
Mg^{2+} Mn^{2+}	5,7	6 6	1	Магнезит Родохрозит	Ограниченный. До 10% Mg замещается Mn и до 51% Mn замещается Mg	Средняя T
				Магнезиоферрит Якобсит	Ограниченный. До 11% Mg замещается Mn и до 50% Mn замещается Mg	Высокая T
	6,6	8 8	1	Гранаты	Ряд замещения с разрывом 15—97% Mn	Высокие T и P
Mg^{2+} Ca^{2+}	14,0	6 6	10	Магнезит Кальцит	Несовершенный. До 11% Mg замещается Ca и до 22% Ca замещается Mg	Средняя T
				Энстатит Диопсид	Ограниченное замещение и распад	Высокая T
Mg^{2+} Ba^{2+}	31	6 6	14	Окислы	Весьма несовершенный. Практически изоморфного замещения нет	Высокая T
Fe^{2+} Zn^{2+}	2,9	6 6	7 6	Сульфаты Карбонаты Фосфаты	Ограниченный. До 20—30% Fe замещается Zn, и наоборот	Средняя и низкая T
Fe^{2+} Mn^{2+}	3,7	6 6	6	Все кислородные соединения	Весьма совершенный. Непрерывные ряды замещения Fe—Mn	Высокая и средняя T
Fe^{2+} Cu^{2+}	3,9	6	14	Сульфаты	Совершенный. До 70% Cu замещается Fe (разрыв обусловлен геохимическими причинами)	Низкая T
Fe^{2+} Ca^{2+}	12,2	6 6	12	Сидерит Кальцит	Ограниченный. До 22% Fe замещается Ca и до 18% Ca замещается Fe	Средняя T
	13,0	8 8		Гранаты	Ряд замещения с разрывом от 41 до 75% Ca	Высокие T и P

Продолжение

Элемент	Δd, %	КЧ	Различие в ковалентности связи, %	Минерал	Характеристика изоморфизма	Условия образования
Mn^{2+} Ca^{2+}	8,1	6 6	9	Карбонаты	Ограниченный. Ряд замещения, должно быть с небольшим разрывом	Средняя *T*
	7,6	8 8		Гранаты	Совершенный. Непрерывный ряд замещения Mn — Ca	Высокие *T* и *P*
Sr^{2+} Ba^{2+}	7,5	9 9	2	Стронцианит Витерит	Ограниченный. Ряд замещения с большим разрывом	Низкая *T*
	7,1	12 12		Барит	Совершенный. Непрерывный ряд замещения Sr—Ba	Средняя и низкая *T*
Al^{3+} Fe^{3+}	5,2	6 6	6	Варисцит Штренгит	Весьма совершенный. Непрерывный ряд замещения Al—Fe	Низкая *T*
				Са-гранат	Непрерывный ряд замещения	Высокая *T*
				Эпидот	Ряд замещения с разрывом	Средняя *T*
	6,2	4 4		Ортоклаз	Несовершенный. До 8% Al замещается Fe	Высокая *T*
Fe^{3+} Mn^{3+}	1,0	6 6	4	Гетерозит Пурпурит	Весьма совершенный. Непрерывный ряд замещения Fe—Mn	Низкая *T*
Sc^{3+} Y^{3+}	8,6	6 6	10	Тортвейтит	Ограниченный. Ряд замещения с разрывом. До 17% Sc замещается Y	Высокая *T*
Si^{4+} Ti^{4+}	22,5	4 6	3	Силикаты	Весьма несовершенный. Отмечаются не вполне доказанные примеси Ti (до 10—12%)	Высокая *T*
Ti^{4+} Zr^{4+}	13,3	6 8	16	Циркон	Весьма несовершенный. Изоморфное замещение Zr—Ti не более 1%	Высокая *T*
	7,1	6 6		Гр. ловенита — мозандрита	Ограниченный. До 10—15%, в сейдозерите до 25% Zr замещается Ti	Высокая *T*
				Эвдиалит	Несовершенный. До 2,2% Zr замещается Ti	Высокая *T*
Nb^{5+} Ta^{5+}	0,5	6 6	8	Окислы	Весьма совершенный. Непрерывный ряд замещения Nb—Ta	Высокая и средняя *T*
	1,0	4 4		Фергусонит	Совершенный. Ряд замещения с небольшим разрывом (геохим. причина?)	То же
P^{V} As^{V}	8,5	4 4	3	Пироморфит Миметезит	Весьма совершенный. Непрерывный ряд замещения P—As	Низкая *T*
V^{V} As^{V}	3,0	4 4	1,5	Ванадинит Миметезит	Совершенный (?). До 60% V замещается As. В миметезите до 4,1% As замещается V	Низкая *T*
Mo^{6+} W^{6+}	0,5	4 4	10	Повеллит Шеелит	Ограниченный. До 10% Mo замещается W; в шеелите до 40% W замещается Mo	Средняя и низкая *T*
				Вульфенит	Совершенный (?). До 50% Mo замещается W	Низкая *T*

внимание. Но именно этот тип замещения с образованием дефектных структур (или структур вычитания) наиболее распространен в минералах, особенно среди сульфидов (Поваренных, 1962). Сюда относятся, например, следующие схемы замещения: $3Fe^{II} \rightarrow 2Fe^{III}$ (пирротин) и $3Fe^{2+} \rightarrow 2Fe^{3+}$ (ферримагнетит), затем $2Cu^{I} \rightarrow Cu^{II}$ (халькозин), $3Mg^{2+} \rightarrow 2Al^{3+}$ (биотит) и др. К этому же типу принадлежит и замещение $3Ca^{2+} \rightarrow 2Y^{3+}$ (Ce^{3+}) во флюорите, в котором возникают незанятые катионные позиции, а вовсе не внедрение дополнительных ионов (Zintl, Udgard, 1939). Формула иттрофлюорита

Таблица 12

Важнейшие примеры гетеровалентного изоморфизма в минералах с существенно ионной связью

Элемент	Δd,%	КЧ	Схема замещения	Минерал	Характеристика изоморфизма	Условия образования
K^+	4,8	8	$KSi \rightarrow BaAl$	Полевые шпаты	Совершенный. Непрерывный ряд замещения K—Ba	Высокая T
Ba^{2+}		8				
			$2K \rightarrow Ba$	Цеолиты	Ограниченное замещение	Средняя и низкая T
Na^+	4,0	8	$NaSi \rightarrow CaAl$	Плагиоклаз	Совершенный. Непрерывный ряд замещения Na—Ca	Высокая T
Ca^{2+}		8		Скаполит		
			$NaAl \rightarrow CaMg$	Амфиболы	Неполный ряд замещения	Высокая и средняя T
			$2Na \rightarrow Ca$	Цеолиты	Ограниченное замещение	Средняя и низкая T
	3,6	12	$NaNb \rightarrow CaTi$	Лопарит	Ограниченное замещение	Высокая T
		12				
Li^+	1,0	6	$LiAl \rightarrow 2Fe$	Слюды	Весьма совершенный. Непрерывный ряд замещения Li—Fe	Высокая и средняя T
Fe^{2+}		6		Турмалин		
Ca^{2+}	1,0	12	$2Ca \rightarrow NaCe$	Перовскит	Неполный ряд замещения (геохимические причины!) Ca—Ce	Высокая T
Ce^{3+}		12		Лопарит		
	2,0	9	$CaAl \rightarrow CeFe$	Эпидот «Ортит»	Совершенный. Непрерывный ряд замещения Ca—Ce	Высокая и средняя T
		9				
	2,5	8	$CaNb \rightarrow CeTi$	Ферсмит	Непрерывный (?) ряд замещения	Высокая T
		8		Эвксенит		
				Пирохлор	Неполный ряд; до 70% Ca замещается Ce (точнее TR)	То же
Ca^{2+}	5,7	8	$3Ca \rightarrow 2Y$	Флюорит	Ограниченный. До 17% Ca замещается Y	Средняя и низкая T
Y^{3+}		8				
Mg^{2+}	10,0	6	$3Mg \rightarrow 2Al$	Биотит	Ограниченный. Ряд замещения с большим разрывом	Высокая T
Al^{3+}		6		Мусковит		
Al^{3+}	11,0	6,4	$2Al \rightarrow MgSi$	Авгит	Ограниченный. Ряды замещения с разрывом, который увеличивается с понижением T	Высокая и средняя T
Si^{4+}		6,4		Роговая обманка		
	12,0	4	$2Al \rightarrow MgSi$	Мелилит	Ограниченный. Непрерывный ряд замещения Al—Si (при T плавления)	Очень высокая T
		4				
Y^{3+}	2,0	8	$YNb \rightarrow UTi$	Эвксенит	Ограниченный. Ряд замещения неполный, не более 10—15% Y замещается U	Высокая T
U^{4+}		8		Браннерит		
			$2Y \rightarrow UFe$	Самарскит	Ограниченное замещение Y — U	То же
Y^{3+}	9,9	8	$YP \rightarrow ZrSi$	Ксенотим	Ограниченный. До 3% Y замещается Zr. В цирконе до 15% Zr замещается Y	Высокая T
Zr^{4+}		8		Циркон		
Ti^{4+}	2,0	6	$3Ti \rightarrow 2Nb + Fe$	Рутил	Ограниченный. До 30% Ti замещается Nb (плюс Fe)	Высокая T
Nb^{5+}		6				

с максимальным содержанием Y должна писаться не в виде $(Ca, Y)F_{2,33}$ (Strunz, 1957), подобно тому, как это было принято в прошлом и для пирротина — Fe_7S_8, а так: $Ca_{1-x}Y_{2/3x}F_2$. Аналогичное замещение по схеме $3Fe^{2+} \rightarrow 2Sc^{3+}$ и $3Mn^{2+} \rightarrow 2Y^{3+}$ установлено недавно И. Г. Ганеевым и Н. П. Сечиной (1960) в вольфрамите. Вполне вероятно замещение по схеме $3Ca^{2+} \rightarrow 2Ce^{3+}$ в пирохлоре, ферсмите и других редкоземельных минералах. Возможно также, что изоморфное замещение Cu^{I} в каркасе тетраэдрита Fe^{II}, Hg^{II}, Ni^{II} и др. тоже происходит с образованием частично незанятых позиций (Поваренных, 1965).

Изоморфное замещение с внедрением дополнительных электроположительных атомов имеет, несомненно, резко ограниченные масштабы, поскольку условия для такого внедрения создаются довольно редко. Они существуют в каркасных, кольцевых, отчасти в слоистых и цепных структурах, широко представленных главным образом в классе силикатов и алюмосили-

катов. Известны такие схемы замещения, как, например, $Si^{4+} \rightarrow Na^{+}Al^{3+}$ в амфиболах или $Be^{2+} \rightarrow Li^{+}Na^{+}$ (или $Li^{+}Cs^{+}$) в берилле, $Ca \rightarrow Na_2$ в катаплеите и цеолитах. Отмечается также (довольно ограниченное в естественных условиях) замещение по схеме $2Al^{3+} \rightarrow 3Mg^{2+}$ в мусковите и других диоктаэдрических слюдах, а также замещение $Cs^{+} \longrightarrow Na^{+} + H_2O$ в поллуците. Ни о каких внедрениях дополнительных катионов в структуры минералов, где нет крупных полостей, конечно, говорить не приходится — их быть не может.

Что касается проявления изоморфизма элементов в условиях существенно ковалентной связи, то, как следует из табл. 13, особого влияния на совершенство изоморфизма высокая степень ковалентности связи не оказывает, и в первую очередь оно зависит, как и в случае ионной связи, от относительного различия в межатомных расстояниях. Влияние температуры на

Таблица 13

Важнейшие примеры изовалентного изоморфизма элементов в существенно ковалентных соединениях

Элемент	Δd, %	КЧ	Различие в ковалентности связи, %	Минерал	Характеристика изоморфизма	Условия образования
Cu^{I}	10,7	4	2	Тетраэдрит	Совершенный. До 34% Cu замещается Ag	Средняя *T* гидротерм
Ag^{I}		4				
	10,7	4	2	Пирсит	Совершенный. До 36% Ag замещается Cu	Низкая *T* гидротерм
		4				
Zn	7,7	4	3	Гринокит	Совершенный. До 58,3% Cd замещается Zn	То же
Cd						
	7,7	4	3	Сфалерит	Ограниченный (?). До 3,5% Zn замещается кадмием	» »
		4				
Pd^{II}	2,7	4	3	Брэггит	Совершенный (?). До 39% Pt замещается палладием	Высокая *T* гидротерм
Pt^{II}		4				
Fe^{II}	6,6	6	0	Пирит	Совершенный. В пирите содержание Ni достигает 20%, в ваэсите содержится Fe до 16%	Высокая и средняя *T* гидротерм
Ni^{II}		6		Ваэсит		
Co^{III}	?	6	4	Скутерудит	Весьма совершенный. Существует непрерывный ряд замещения Co—Ni	То же
Ni^{III}		6				
As^{III}	8,9	3	7	Тетраэдрит	Весьма совершенный. Существует непрерывный ряд замещения As—Sb	Средняя *T* гидротерм
Sb^{III}		3				
	8,9	3	7	Полибазит	Совершенный. Изоморфный ряд As—Sb разрывом; до 55% Sb замещается мышьяком	Низкая *T* гидротерм или зона цементации
		3				
Sb^{III}	3,7	3	2	Висмутин	Совершенный. До 17% Bi (в хоробетсуите — до 50%) замещается сурьмой	Средняя *T* гидротерм
Bi^{III}		3				
	3,7	4	0	Ульманит	Ограниченный. До 14% Sb замещается висмутом (калилит)	То же
		4				
Ge^{IV}	9,5	4	0	Аргиродит	Весьма совершенный. Существует непрерывный ряд замещения Ge—Sn	Средняя и низкая *T* гидротерм
Sn^{IV}		4				

совершенство изоморфизма в ковалентных соединениях проявляется более резко, так как весь возможный температурный диапазон у них заметно сужен (кстати, примененная к ионным соединениям температурная шкала минералообразования для сульфидов не подходит). В этих соединениях благодаря разнообразию форм координационных полиэдров очень резко проявляется индивидуализация элементов, почти совсем не подвергающихся изоморфному замещению, например в минералах молибдените MoS_2, киновари HgS, аргентите Ag_2S, халькозине Cu_2S, штромейерите AgCuS, миллерите NiS, аурипигменте As_2S_3 и др.

Для установления соотношения минеральный вид — подвид — разновидность степень совершенства изоморфного замещения очень важна; она определяет химический «объем» вида и близость его по отношению к другим видам. Особое значение имеют так называемые совершенно изоморфные виды, показывающие непрерывный (весьма совершенный) изоморфизм двух элементов. Из общего числа известных к настоящему времени 1692 минеральных видов 105 совершенно изоморфны. Из табл. 14 видно, что наиболее распространенными изовалентными изоморфными парами элементов являются Mg—Fe, Mn^{2+}—Fe^{2+}, Al—Fe^{3+}, Ta—Nb, OH—F, Co—Ni, Sb^{3+}—As^{3+}, причем последняя, например, целиком относится к ковалентным соединениям. Из гетеровалентных пар самые распространенные Na—Ca, Al—Si и Fe^{2+} — Fe^{3+}; компенсация валентностей при этом осуществляется чаще за счет электроположительных атомов, реже — за счет электроотрицательных или образования дефектных структур.

Таблица 14

Пары элементов, между которыми установлен совершенный изоморфизм в составе минералов

Изовалентные			Гетеровалентные
ЭП элементы	ЭП элементы	ЭО элементы или радикалы	ЭП элементы
K—H_3O (1) *	La—Ce (2)	Cl—Br (1)	Na—Ca (5)
Ag—Au (1)	Ce—Y (3)	OH—F(6)	Ca—Ce (1)
Sr—Ca (1)	Al—Fe^{3+} (5)	S—Se (2)	Mg—Al (2)
Ba—Sr (1)	Fe^{3+}—Mn^{3+} (1)	Te—S (1)**	Fe^{2+}—Al (2)
Ca—Mn (2)	Sb^{III}—As^{III} (4)	CO_3—SO_4 (1)	Fe^{2+}—Fe^{3+} (3)
Mn—Mg (1)	Sn—Ge (1)	AsO_4—PO_4 (2)	Mn^{2+}—Fe^{3+} (2)
Mn—Fe (20)	V^V—As^V (1)	$Na_3[PO_4]$—H_2O (1)	Si—Al (6)
Mg—Fe (22)	Ta—Nb (5)		Ti—Nb (1)
Zn—Cu (1)	Os—Ir (1)		
Co—Ni (4)			

* В скобках общее число соответствующих пар, установленных до сих пор в минеральном мире.
** Замещение не атом за атом, а слой за слой.

ИЗМЕНЕНИЕ СТРУКТУРЫ МИНЕРАЛОВ

Структура минералов, как и их химический состав, не остается постоянной с изменением внешних условий. Однако структура, являясь более консервативной частью природы минерала, изменяется совершенно по другим законам, и, как правило, изменение это имеет скачкообразный характер. В результате говорят о полиморфизме, или полиморфных превращениях.

Под *полиморфизмом* обычно понимают *свойство соединений кристаллизоваться, в зависимости от внешних условий, в различных структурных типах.*

Полиморфные превращения обусловливаются изменением температуры и давления и бывают обратимыми (энантиотропными) и необратимыми (мо-

нотропными). Первые с изменением T и P происходят без существенных задержек и наступают автоматически в определенной точке T и P, вторые показывают изменение только в одном направлении и при обратном ходе изменения T и P в исходный структурный тип не превращаются. Основная причина различия в характере обратимости полиморфных превращений —

Таблица 15

Примеры различных полиморфных превращений среди минералов

Тип изменения	Минерал и формула	Структурный мотив	Сингония	Температура превращения, °С	Условия образования	Характер полиморфизма
Изменение КЧ и структурного мотива	Алмаз C	Координационный	Куб.	1300	Высокое P	Монотропный
	Графит C	Слоистый	Гекс.		Низкое P	
	Дистен $Al_2[SiO_4]O$	Островной	Трик.	1400	Высокое P	
	Силлиманит $Al[AlSiO_5]$	Цепной	Ромб.		Высокая T	
Изменение КЧ атомов	Арагонит $CaCO_3$	Островной	Ромб.	400	Низкая T и содержание Sr (?)	Монотропный
	Кальцит $CaCO_3$	Островной	Триг.		Средняя T	
Изменение структурного мотива	Валентинит Sb_2O_3	Цепной	Ромб.	557	Низкая T	Монотропный (?)
	Сенармонтит Sb_2O_3	Островной	Куб.		» »	
	Анатаз TiO_2	Каркасный	Тетр.	915	» »	
	Рутил TiO_2	Цепной	Тетр.		Средняя и высокая T	
Изменение структурного типа	Сфалерит ZnS	Координационный	Куб.	1020	Щелочная среда	Монотропный (?)
	Вюрцит ZnS	Координационный	Гекс.		Кислая среда	
	Марказит FeS_2	Островной	Ромб.	415	То же	Монотропный
	Пирит FeS_2	Островной	Куб.		Щелочная среда	
	Кварц SiO_2	Каркасный	Триг.	573	Средняя T	Энантиотропный (быстрый)
	Гексакварц SiO_2	Каркасный	Гекс.		Высокая T	
	Гексакварц SiO_2	Каркасный	Гекс.	870	Высокая T	Энантиотропный (медленный)
	Гексатридимит SiO_2	Каркасный	Гекс.		Очень высокая T	
Изменение периода идентичности ориентировки атомных полиэдров в слоях	Вюрцит-2H ZnS	Координационный	Гекс.	?	Средняя T	Неизвестен
	Вюрцит-4H ZnS	Координационный	Гекс.		» »	
	Хэгбомит-15R $Mg_2Al_4O_8$	Координационный	Триг.	?	Высокая T	
	Хэгбомит-21R $Mg_2Al_4O_8$	Координационный	Триг.		» »	

степень сложности структурной перестройки кристалла. Чем существеннее эта перестройка, тем ближе полиморфное превращение стоит к монотропному.

По степени сложности перестройки структуры все полиморфные превращения минералов можно разделить на следующие типы. 1) с изменением КЧ атомов и структурного мотива; 2) с изменением КЧ атомов; 3) с изменением структурного мотива; 4) с изменением структурного типа; 5) без изменения структурного типа.

Первый характерен для алмаза и графита, кианита и силлиманита и др., второй — для арагонита и кальцита и др., третий — для валентинита и сенармонтита, анатаза и рутила и т. п., четвертый — для пирита и марказита, сфалерита и вюрцита и др.; пятый — для некоторых политипов ZnS, SiC и т. п. (табл. 15).

Наиболее существенная перестройка структуры происходит с переменой КЧ атомов, которая сопровождается резким изменением физических свойств. Но не все координационные превращения равноценны друг другу. Переход от КЧ 8 к КЧ 6 происходит заметно легче, чем от КЧ 6 к КЧ 4, причем большую роль при этом играет валентность атомов. Точно так же неодинаковы и перемены структурного мотива; наиболее ощутимы изменения при переходе от координационного к слоистому мотиву. Все полиморфные превращения, происходящие в кристаллических индивидах с сохранением старой внешней их формы, называют *параморфозами*. Сюда относятся общеизвестные параморфозы кальцита по арагониту, кварца по гексакварцу, пирита по марказиту и многие другие.

Вероятность необратимых полиморфных превращений минералов возрастает с увеличением структурного различия между ними и повышением прочности связи между составляющими атомами.

Возникновение того или иного полиморфного вида далеко не всегда обязано различным условиям T и P. Во многих случаях, особенно для превращений 3,4 и 5 типа, их происхождение обусловлено концентрацией в среде минералообразования тех или иных компонентов (например, стабилизирующей арагонитовую структуру $CaCO_3$ примеси Sr), величиной pH (например, пирит-марказит и т. п.) и другими причинами.

РАЗРУШЕНИЕ МИНЕРАЛОВ И ОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ

Если полиморфные превращения представляют собой явления чисто структурного порядка, при которых химический состав минералов остается тем же самым, то явления разрушения минералов, распространенные в природе еще шире, приводят к изменениям состава и структуры и возникновению новых минеральных видов. Обычно процесс разрушения минералов сопровождается выносом значительной части (а иногда и всего) вещества. Но нередко разрушение происходит без существенной миграции составляющих компонентов в пределах объема того или иного минерального индивида, особенно в начальных стадиях разрушения. Главными процессами, приводящими к такому разрушению, являются гипергенное *окисление — гидратация* и гипогенный *метамиктный* распад. Разрушительные факторы первого процесса — это привнос кислорода, изменение валентности атомов и гидролиз, второго процесса — радиоактивный распад (α-бомбардировка), приводящий к «самоокислению» составляющих атомов (Поваренных, 1956). В ходе первого процесса, который обычно более заметен, образуются коллоидно-дисперсные агрегаты, например, каолинита за счет ортоклаза, гётита за счет пирита и т. п. Второй процесс протекает в более скрытом виде, причем обычно возникают рентгеноаморфные агрегаты,

состоящие из окислов видообразующих элементов первоначального минерала.

В обоих случаях образуются так называемые *псевдоморфозы*, которые представляют собой коллоидно-дисперсные минеральные агрегаты или аморфные массы, заполняющие объем первоначального минерального индивида и нередко сохраняющие его внешнюю форму. Собственные названия, которые иногда получают такие псевдоморфозы (например, эренвертит, гампширит, пинит и т. п.), свидетельствуют о полном непонимании их авторами различия между минеральными видами и мономинеральными агрегатами.

Глава 3

МИНЕРАЛЬНЫЙ ВИД — ФУНДАМЕНТАЛЬНОЕ ПОНЯТИЕ МИНЕРАЛОГИИ

Понятие вида — одно из коренных понятий минералогии, имеющее не только научное и философское, но и определенное практическое значение. С ним тесно связаны вопросы химизма минералов, представления об их генезисе, а также проблема систематики и номенклатуры. Минералогия, по существу,— наука о минеральных видах, и, следовательно, выяснение того, что необходимо считать минеральным видом, т. е. определение этого понятия, оказывается чрезвычайно важным.

Минералоги в общем согласны с тем, что к одному минеральному виду следует относить те минеральные индивиды, которые обладают одинаковой природой. Но вместе с тем среди ученых до сих пор существуют глубокие расхождения по вопросу о том, каковы должны быть рациональные границы минерального вида с точки зрения колебания химического состава индивидов и изменения их внутреннего строения. В настоящее время общепринятым является устаревшее и неверное определение понятия минерального вида (сохраняющееся в науке главным образом в силу живучести старой традиции), что весьма тормозит дальнейшее развитие теории минерального вида. Эта область особенно сильно отстает от новейших научных идей в учении о конституции минералов.

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПОНЯТИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВИДА

Понятие минерального вида, как результат обобщения человеческих знаний о сходных минеральных индивидах, вырабатывалось постепенно. Впервые оно было сформулировано и введено в науку К. Линнеем в 1735 г. в третьей части его «Системы природы», где он дает также классификацию видов. Однако одних морфологических признаков (как это было принято по отношению к растениям и животным) для безошибочного выделения самостоятельных минеральных видов оказалось недостаточно, и ему пришлось прибегнуть к двум дополнительным признакам — твердости и удельному весу (Hooykaas, 1952)*. Следовательно, к одному минеральному виду К. Линней относил все минеральные индивиды, обладающие одинаковой кристаллической формой, твердостью и удельным весом.

Следующий этап в развитии понятия минерального вида связывается с огромными успехами неорганической химии, достигнутыми к концу XVIII в., и упрочением стехиометрических ее законов, утверждавших постоянство состава соединений. В минералогии последнее нашло отражение в молекулярной теории строения кристаллов Р. Ж. Гаюи (1801), который

* Недостаточность физических признаков для определения вида вполне осознавалась М. В. Ломоносовым, писавшим, что «...все роды руд обстоятельно описать за не возможно, и за не надобно признаваю: потому что разнствие их иногда только в одной фигуре или цвете состоит, а не в самой вещи» (1949, стр. 141).

считал, что каждому природному кристаллу определенной формы (за исключением кубической) соответствует только один строго определенный и неизменный химический состав, и наоборот, данному веществу определенного состава соответствует только одна характерная кристаллическая форма. На этом основании Р. Ж. Гаюи и его последователи к одному минеральному виду относили индивиды, обладающие одинаковой кристаллической формой или (если форма плохо выражена) одинаковым химическим составом.

Русские минералоги не придерживались в тот период столь крайних взглядов в этом вопросе и никогда не подчиняли химический состав морфологическим признакам, признавая ведущую роль за первым. Так, В. М. Севергин писал: «Лучший способ разделения минеральных тел есть тот, который основан на химических признаках, ибо они ясно, точно, кратко и основательно определяют минеральное тело. Классы и роды определяются наилучше по главной составляющей части, виды по различному смешению составляющих частей и по явлениям и переменам, от сего смешения происходящим, присовокупляя к тому все их наружные признаки» (1798, стр. 62). Отсюда следует, что минеральные виды определялись В. М. Севергиным на основе единства химического состава и совокупности физических свойств и морфологических признаков минералов, а не только на основе последних, тогда еще мало изученных для подавляющего большинства минералов.

С открытием явлений изоморфизма и полиморфизма, позволившим обнаружить ошибочность принципов Р. Ж. Гаюи, определение понятия минерального вида неизбежно должно было измениться, особенно в связи с получившими теоретическую опору фактами изменчивости химического состава минералов. Это вполне было осознано И. Берцелиусом и Д. И. Соколовым. Последний уже через 12 лет после исследований Э. Митчерлиха по изоморфизму сформулировал следующее определение понятия минерального вида: «Минеральная порода (т. е. вид.— *А. П.*) должна вмещать в себе собрание таких неделимых, кои, не представляя важного различия в главных свойствах, имеют одну общую формулу состава, причем, однако же, не должно брать в уважение замещения существенных составных частей минерала веществами однообразными (т. е. изоморфными.— *А. П.*)» (1837, стр. 10). Это замечательное по тому времени определение отличается глубоким пониманием того, что изменчивость большинства минералов является их коренным свойством, и поэтому минеральный вид охватывает все индивиды, химическое различие которых обусловлено изоморфным замещением элементов*. К сожалению, это правильное положение Д. И. Соколова не было оценено его современниками и учениками и осталось неразвитым. К тому же большинство выдающихся русских ученых было увлечено в течение последующих 60 лет преимущественно изучением морфологии природных многогранников в ущерб химическому направлению минералогии.

За границей, где попытки И. Берцелиуса дать более рациональное определение минерального вида так и не увенчались успехом, укрепилось почти без изменения определение минерального вида, данное Р. Ж. Гаюи, чему способствовали как стехиометрические (прустовские) идеи в химии, так и метафизическое воззрение ученых на природу минералов. Это определение находим и у американских ученых того времени, например у Д. Дана, и у европейских минералогов — Ф. Бедана, Ф. Мооса, В. Гайдингера, А. Деклуазо, Ф. Науманна и др. Оно с середины XIX в. было перенесено и в русскую минералогию, главным образом переводчиками иностранных

* Это определение не совпадает с определением И. Берцелиуса (1826), который считал вид менее общим понятием, соответствующим скорее разновидности с точки зрения определения Д. И. Соколова. В конце же цитируемой статьи И. Берцелиус прямо признается в невозможности дать удовлетворительное определение минерального вида из-за изоморфных замещений элементов.

учебников, например М. Медведевым, взявшим и для своей собственной книги «Минералогия» (1863) определение минерального вида не у Д. И. Соколова, а у Ф. Науманна.

В то же время минералы переменного состава, характеризующиеся изоморфным замещением элементов в широких пределах и не отвечающие определению Гаюи, стали совершенно искусственно делить на так называемые «виды» чисто математическим путем. Такое деление оказывалось совершенно произвольным, как это видно на примере вольфрамита, переменный состав которого разбивался на три области К. Раммельсбергом (1875), Ф. Хессом и В. Шеллером (1914) и А. К. Болдыревым и Э. Я. Ляски (1929), у каждого различным способом и без серьезного обоснования. То же самое наблюдается при делении на «виды» плагиоклаза, оливина, шпинели, граната и других минералов. Причем «самостоятельность» каждого такого «вида» стремились закрепить специальными собственными наименованиями, число которых быстро возрастало. Понятно, что путем такого искусственного деления минералов переменного состава основное противоречие между определением понятия минерального вида, базирующимся на строго определенном составе, и отсутствием такового у этих искусственных видов не могло быть разрешено. Становилось ясным, что укоренившееся определение минерального вида не отвечает природе минералов.

Тем не менее в русскую минералогию это устаревшее определение, в основе которого лежит несуществующее абсолютное тождество состава и строения, с начала текущего столетия вошло очень прочно, в чем легко убедиться по соответствующим формулировкам, приведенным в книгах А. В. Нечаева (1912), А. К. Болдырева (1926), А. Г. Бетехтина (1951) и в недавно вышедшей книге Е. К. Лазаренко (1963). Это обстоятельство явилось следствием незаслуженного забвения передовых взглядов, проявившихся в русской химической минералогии еще в первой половине прошлого века, в силу чего русская наука восприняла позже более отсталые, но общепризнанные представления.

Необходимо отметить, что некоторые выдающиеся русские минералоги, как, например, В. И. Вернадский, совершенно необоснованно недооценивали важности этого коренного понятия минералогии, считая, что такие вопросы, как вопрос минерального вида в XIX в., «исчезли из области минералогии» (1908, стр. 4) или «мало-помалу отошли в сторону» (1927, стр. 209). Но уклоняясь от определения понятия минерального вида и избегая подобного названия (вместо слов «минеральный вид» он всюду употребляет слово «минерал»), В. И. Вернадский не мог, естественно, исключить его из сферы научного логического мышления*. В результате же он стал относить к самостоятельным видам минералы, обладающие незначительными химическими отличиями (см., например, самородные элементы, природные воды и т. д.), т. е. делить минералы еще более дробно, чем это было принято за границей, и вопреки идее изоморфизма элементов, им же развиваемой.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О МИНЕРАЛЬНОМ ВИДЕ

Новый этап в развитии концепции минерального вида наступил в 30-х годах XX в. в связи с успешным развитием кристаллохимии, резко подчеркнувшей не молекулярную, а атомную природу изоморфизма в минералах и непостоянство состава как основную закономерность природы последних.

---

* Главной причиной трудности определения понятия минерального вида у В. И. Вернадского явилось включение в число объектов минералогии качественно совершенно различных веществ — твердых, жидких и газообразных, которые не имеют почти ничего общего друг с другом с точки зрения основных закономерностей состава и строения.

Этот этап начался с критики метафизической сущности старого определения понятия «минеральный вид».

В 1927 г. Н. Г. Винчелл и А. Н. Винчелл впервые высказали мысль, что понятие «минеральный вид» должно включать в себя все индивиды аналогичного строения, которые связаны непрерывностью в изменении химического состава. Этот правильный взгляд А. Н. Винчелл позже все более настойчиво проводил в ряде своих статей и учебников, иногда только излишне увлекаясь недостаточно обоснованным объединением различных видов.

Позже, в 1945 г., П. Ниггли, понимая, что понятие вида кристаллов является фундаментальным в науке, дал следующее его определение: «К одному и тому же виду относятся, очевидно, все состояния кристаллической конфигурации определенного структурного типа, которые практически могут непрерывно переходить друг в друга или те, которые образуют непрерывный связанный ряд» (1949, стр. 273). «Поскольку минералы,— говорит П. Ниггли,— это природные кристаллы», следовательно, данное определение относится полностью и к ним (1949, стр. 147).

Аналогичное определение было предложено также Э. Бранденбергером (1949, стр. 297). В известной мере этот новый подход к минеральному виду нашел отражение как в старой работе Г. Л. Оллинга (1941), так и в последнем издании минералогического справочника Дана (1944). Наконец, совсем недавно в этом же плане дал определение понятия минерального вида Ж. Орсель (1954). К одному виду он относит минералы с общим мотивом структуры и составом, изменяющимся непрерывно в зависимости от природы атомов. Вместе с тем он справедливо подчеркнул, что при этом определении вида совершенно отпадают все некристаллические минеральные вещества — стекла, жидкости и коллоиды.

В нашей стране понятие минерального вида с новых позиций рассматривали лишь В. С. Соболев (1947), автор (Поваренных, 1954; 1955; 1961) и Д. П. Григорьев (1961).

В. С. Соболев, опираясь на коренные положения кристаллохимии и физической химии, сформулировал правильное определение, восстановив на новом уровне забытые прогрессивные взгляды в этом вопросе основоположников русской минералогии. К одному виду он относит минеральные индивиды, обладающие однотипной структурой и составом, изменяющимся в определенных границах, устанавливаемых непрерывностью изменения и невозможностью равновесного существования двух или нескольких фаз в известном интервале T и P геохимического процесса (1947). Д. П. Григорьев несколько детализировал определение В. С. Соболева, опустив при этом физико-химические признаки понятия вида.

Таким образом, несмотря на различие формулировок, содержание новых определений понятия минерального вида у всех перечисленных авторов по существу совпадает, представляя собой новые обобщения в современной минералогии, соответствующие кристаллохимическому этапу ее развития.

Итак, мы видим, что на каждом этапе развития минералогии представления о минеральном виде соответствующим образом изменялись. На дохимическом этапе основным критерием для выделения видов являлось тождество морфологических признаков и физических свойств, на этапе химическом — тождество кристаллической формы (сингонии) и химического состава; наконец, на современном, кристаллохимическом, этапе развития минералогии — тождество химического состава и внутреннего строения минералов. Однако если на предыдущем этапе развития минералогии в силу господства метафизического мировоззрения в естествознании тождество основных признаков минерального вида понималось в абстрактном смысле, т. е. как абсолютное тождество, то в наше время это тождество воспринимает-

ся большинством прогрессивно мыслящих ученых лишь как относительное, приблизительное тождество, вытекающее из конкретной природы минерала и ею определяющееся.

Природа минерала заключается в единстве состава и строения. Особенностью же этого единства является неполное соответствие одного другому, обусловливающееся возможностью изменения состава в определенных границах при одном и том же (или близком) типе структуры. Это изменение, как и его границы, вытекает из законов изоморфизма, ныне уже достаточно хорошо изученных. Из этого следует, что тенденцию к ограничению минерального вида рамками постоянного состава, подвергавшуюся сомнению уже в эпоху Гаюи, и толкающую фактически к бесконечному выделению «новых» видов на основе незначительных химических отличий, надо считать *абсолютно ошибочной*, в корне противоречащей природе минерала. Также

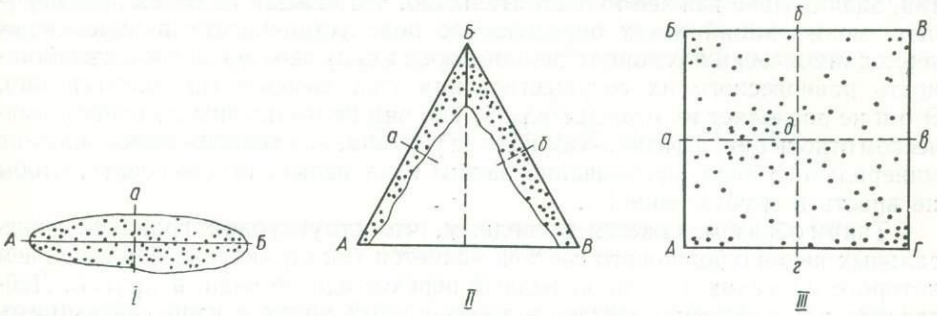


Рис. 20. Три основных типа диаграмм состава совершенно изоморфных минеральных видов.

не пригоден для выделения границ вида и сугубо формальный метод Хесса—Болдырева (против которого особенно возражал А. Е. Ферсман (1938)), совершенно искусственно разделяющий единые по своей природе минералы, связанные непрерывностью изоморфного замещения элементов.

Химические границы минерального вида должны быть естественными, т. е. намечаться сами собой как реальный разрыв (предел) непрерывности изменения состава минералов. Они устанавливаются изучением так называемых точечных диаграмм состава, построенных в виде барицентрических координат на основе химического анализа минеральных индивидов*. Эти диаграммы в зависимости от числа главных (или видообразующих) изоморфных элементов могут быть изображены в виде прямой линии, треугольника или квадрата, что соответствует двух-, трех- и четырехкомпонентной системам**. Для минеральных видов с совершенным изоморфизмом элементов известны три основных типа диаграмм (рис. 20).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВИДА И ВНУТРИВИДОВЫХ ПОНЯТИЙ

Для правильного определения понятия минерального вида необходимо полностью учесть все существенные признаки этого понятия. О химическом составе уже говорилось; границы вида с этой стороны определяются непре-

---

* Надо заметить, что для построения таких диаграмм некоторые минералы, особенно малораспространенные, еще недостаточно хорошо изучены и нуждаются в дополнительных химических анализах.

** Последняя относится к так называемым четырехкомпонентным взаимным системам с независимым замещением двух пар атомов, как это обнаруживается в колумбите, слюдах и т. п. Для изображения состава независимой четырехкомпонентной системы необходимо строить уже не плоскую, а объемную диаграмму (тетраэдр).

рывностью (постепенностью) изменения состава индивидов. Каковы же структурные границы минерального вида? По этому вопросу взгляды минералогов в общем как будто сходятся: минералы одинакового состава, но с различными структурами (полиморфные модификации) считаются самостоятельными минеральными видами. Правда, некоторые авторы, как, например, Д. С. Белянкин (1942), указывают, что такие модификации, как α- и β-кварц, должны относиться к структурным разновидностям в результате близости их свойств. Но критерий близости свойств явно недостаточен. В таком случае сфалерит и вюртцит, пирит и марказит и многие другие должны быть также причислены к структурным разновидностям. Однако известно, что изменение свойств является резким только при полиморфных превращениях с переменой координационного числа или структурного мотива; в других же случаях оно, как правило, несущественно. Напротив, значительно важнее то обстоятельство, что каждая из таких полиморфных модификаций имеет определенное поле устойчивости в изменчивых термодинамических условиях земной коры, в силу чего исключается возможность равновесного их сосуществования (так называемый антигенезис). Это и не позволяет их отождествлять, ибо они не идентичны в физико-химическом отношении, а физико-химические условия, как условия существования минерального вида, чрезвычайно важны и их нельзя игнорировать, чтобы не впасть в грубую ошибку.

Таким образом, кажется очевидным, что структурной границей минеральных видов одинакового состава является тип структуры, с изменением которого происходит скачкообразный переход одного вида в другой. Действительно, изменение состава в минеральных видах с изовалентным изоморфизмом элементов происходит в подавляющем большинстве случаев в рамках структуры одного и того же типа. Но для некоторых видов, особенно имеющих слоистую структуру или в основе строения которых лежит закон гексагональной плотнейшей упаковки, уже нельзя говорить об одинаковой структуре для всех их разновидностей. С изменением состава в некоторых минеральных видах происходит постепенное изменение структуры от одного типа к другому через переходные формы. В слоистых же минералах переход от одного структурного типа к другому обычно не связан с изменением состава или, вероятнее всего, определяется лишь ничтожными его изменениями, хотя в целом этот вопрос еще недостаточно изучен (Smyth, Joder, 1956; Buerger, 1961, и др.).

Отсюда следует, что первоначальный вывод об однотипности структур как строгом критерии тождественности изоморфных видов не точен (Поваренных, 1954; Соболев, 1949). Более правильным структурным критерием для отнесения минералов к одному виду нужно считать принадлежность их к одинаковым структурным группам.

Итак, принимая во внимание химические и структурные границы минерального вида и учитывая зависимость их от внешних условий, можно дать следующее определение этого понятия: *к одному минеральному виду относятся все минеральные индивиды, характеризующиеся одинаковой структурной группой, химическим составом, лежащим в пределах ряда непрерывного изменения, и равновесным сосуществованием в определенных термодинамических условиях земной коры.*

Единство этих трех самых существенных признаков позволяет с достаточной определенностью наметить новые границы для минеральных видов в обширном минеральном мире, отвечающие уровню современных наших знаний о природе земного кристаллического вещества.

Характеризуя минеральные виды с точки зрения их химического состава, необходимо различать две категории: 1) *совершенно изоморфные* виды и 2) *несовершенно изоморфные* виды. Первые обладают максимально возмож-

ной изменчивостью состава и по участию видообразующих элементов относятся к двух- (и более, но не выше четырех-) компонентным системам (рис. 20). Вторые отвечают по химическому объему лишь части (обычно менее половины) совершенно изоморфного вида, являясь по существу однокомпонентными относительно видообразующих ЭП элементов. Приведенные диаграммы (рис. 20) в этом случае распадаются на отдельные «острова» индивидов, группирующихся около каждого компонента (*А*, *Б*, *В* и *Г*) (Поваренных, 1961). В распавшейся таким образом бинарной системе возникают обычно три основных типа распределения состава индивидов (рис. 21): 1) тип *а* — два минеральных вида с незначительным отклонением отдельных индивидов от идеального состава; 2) тип *б* — один минеральный вид с односторонним (направленным) изоморфным замещением элемента *А* элементом *Б* (например, в сфалерите, биксбиите и др.), содержание которого может быть выше 50% (биксбиит); 3) тип *в* — три минеральных вида; характерный для минералов, образующих бинарные соединения с упорядоченным распределением атомов в структуре (тип доломита, кутна-

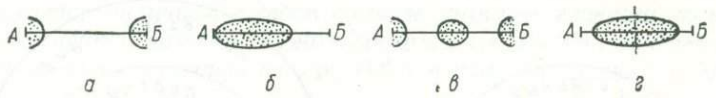


Рис. 21. Различные типы распределения состава индивидов в двухкомпонентной системе.

горита, монтичеллита и др.). Редкий тип *г*, установленный, например, для осмистого иридия, мы относим к совершенно изоморфному двухкомпонентному виду. Нетрудно видеть, что разобранный «распад» совершенно изоморфного вида бинарного состава может во многих случаях происходить в природных процессах при понижении температуры. Следовательно, в общеминералогическом масштабе можно говорить о слиянии и, наоборот, о дивергенции минеральных видов.

Изменение состава минерального вида сопровождается соответственным изменением параметров его элементарной ячейки и всех свойств. Разумеется, наиболее существенными эти изменения оказываются в совершенно изоморфных видах (например, оливине, плагиоклазе, вольфрамите и т. п.). Но так как некоторые свойства минералов, например окраска, люминисценция и др., резко меняются уже при незначительных колебаниях химического состава, то и для видов с ограниченным изоморфизмом возможны очень заметные отличия в свойствах (ср. корунд — рубин, берилл — изумруд, сфалерит — марматит). В дохимический этап развития минералогии большинство подобных физически особенных минералов рассматривалось в качестве самостоятельных видов с собственными названиями. Позже, с развитием химического анализа, многие из них закономерно перешли на положение внутривидовых отличий — разновидностей.

Уже из приведенных схематических диаграмм нетрудно заметить, что между минеральными индивидами (выраженными точками состава) и минеральными видами (охватывающими значительную совокупность индивидов) существует слишком большая дистанция, требующая введения промежуточных понятий. Такими промежуточными понятиями являются в настоящее время *подвид*, *разновидность* и *разность**. Они представляют собой внутривидовые различия минералов, причем объем понятия подвида должен быть

* Эта терминология вполне соответствует принятой в английском и немецком языках: вид — species (Art), подвид — subspecies (Unterart), разновидность — variety (Spielart), разность — difference (Unterschied).

больше объема понятия разновидности, который в свою очередь больше объема понятия разности (рис. 22). Подвиды выделяются только для многокомпонентных, т. е. совершенно изоморфных видов, а не для однокомпонентных видов, которые разделяются непосредственно на разновидности. В связи с этим для совершенно изоморфных видов граница между подвидами должна намечаться условно на середине ряда непрерывного изменения химического состава (Поваренных, 1961). Следовательно, двухкомпонентные виды будут иметь два подвида (рис. 20, области *А—а* и *а—Б*), трехкомпонентные — три подвида (рис. 20, области *А—а*, *а—Б—б* и *б—В*), а четырехкомпонентные — четыре подвида (рис. 20, области *А—а—д—г*, *а—Б—б—д*, *б—В—в—д* и *в—Г—г—д*).

Минеральный подвид — это совокупность минеральных индивидов совершенно изоморфного вида, которая характеризуется преобладанием в своем составе одного из главных видообразующих элементов.

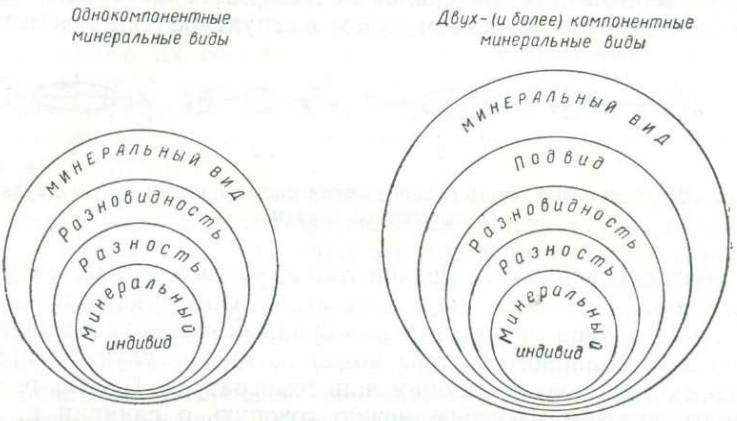


Рис. 22. Соотношение понятий индивид — вид для однокомпонентных и многокомпонентных минеральных видов.

Так, например, плагиоклаз делится на два подвида — *натроплагиоклаз* и *кальциоплагиоклаз*, оливин — на *магнезиооливин* и *феррооливин* и т. п. Такое деление правомерно, так как при установленном непрерывном изоморфизме элементов можно не принимать во внимание частотные вариации точек состава, и простая количественная характеристика их наиболее рациональна.

Очевидно, что каждый подвид, как и вид в целом, может быть разделен на химические разновидности. Детальность такого деления объясняется различными мотивами. В одних случаях (для совершенно изоморфных видов) в зависимости от чисто практических нужд науки разновидности могут быть большего или меньшего объема. Так, делением каждого подвида пополам получим вид с четырьмя разновидностями, или, как в плагиоклазе, еще более дробно, где существует деление на шесть более мелких по химическому объему разновидностей (альбит, олигоклаз, андезин и др.). В других случаях химический объем разновидности определяется вариацией состава индивидов, содержащих изоморфный элемент в существенном (5—10% и более) количестве, например, железистый сфалерит, магнезиальный магнетит, иттристый флюорит и т. п. Разновидности этого рода наиболее характерны для несовершенно изоморфных видов, но они известны и для видов совершенно изоморфных, например, марганцевый ферроильменит, алюминистый магнезиохромит и т. п.

Химическая минеральная разновидность — это совокупность минеральных индивидов как совершенно, так и несовершенно изоморфного вида,

которая характеризуется наличием в своем составе, кроме главного минералообразующего элемента, существенного количества другого изоморфного элемента (или отвечает значительной области состава совершенно изоморфного вида).

Еще меньшим по химическому объему, чем разновидность, является понятие химической разности. Среди совершенно изоморфных видов объем разности соответствует интервалу в одну сотую часть непрерывного ряда, как это общепринято для плагиоклаза, деление которого осуществляется по номерам (соответствующим 1% содержания видообразующего элемента). Для несовершенно изоморфных видов имеется немало индивидов, содержащих не выше 1—2% примесных элементов. К подобного рода разностям относятся, например, рубидиевый микроклин, хромистые корунд и берилл, медистый шеелит, серебристый галенит и т. п. Большей частью отмечаются разности по содержанию только практически важного рассеянного элемента.

Химическая минеральная разность — это совокупность минеральных индивидов как совершенно, так и несовершенно изоморфного вида, которая характеризуется наличием в своем составе, помимо главного минералообразующего элемента, незначительного содержания (1—2%) *другого изоморфного элемента (или отвечает номеру* (1%) *в ряду совершенно изоморфного вида).*

Что касается внутривидовых структурных отличий, то, как показано выше, здесь также следует выделять две различные категории: 1) *политипные модификации* минеральных видов со слоистой или субслоистой структурами и 2) *правые* и *левые* формы. Первые в зависимости от периода идентичности могут существенно отличаться не только по параметру *c* кристаллической структуры, но и по сингонии, т. е. принадлежать к разным структурным типам в пределах одной структурной группы. Вторые также относятся к разным структурным типам, но в пределах одной сингонии (структурной подгруппы). На этом основании политипы можно отнести к структурным разновидностям, а правые и левые формы — к структурным разностям, в связи с чем и определения их несколько различны.

Структурная минеральная разновидность — это совокупность минеральных индивидов данного вида, существенно отличающаяся по структуре от остальных индивидов в результате иного порядка чередования (периода повторяемости) слоев атомов или атомных полиэдров.

Структурные разновидности, казавшиеся недавно редкими среди минералов, обнаруживаются все шире и шире. Они известны для графита, муасанита SiC, молибденита $MoS_2 2_{\infty}$, вюрцита ZnS, хэгбомита $Mg_2Al_4O_8$, гидроталькита $Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4 2_{\infty}$, слюд, хлоритов и т. д.

Структурная минеральная разность — это совокупность минеральных индивидов данного вида, незначительно отличающаяся по структуре от остальных индивидов в результате противоположного винтового расположения атомов.

К числу структурных разностей относятся все энантиоморфные, т. е. левые и правые минеральные индивиды, известные для структур минералов разных сингоний. Наиболее распространены правые и левые формы кварца, кристобалита, киновари, теллура, селена, ульманита, канита, госларита, эпсомита и некоторых др.

О ЧИСЛЕ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

При детальном знакомстве с минералогией всегда поражает относительно малое число минеральных видов по сравнению не только с теоретически возможным их числом (рассчитываемым чисто математически), но

даже с известным перечнем синтетических веществ неорганического состава, получаемых для химического анализа, научных исследований и для нужд техники и промышленности.

Среди причин, обусловливающих разнообразие минеральных видов, одни важны, другие менее существенны, но в целом все они в разной степени оказывают влияние. Однако в первую очередь число минеральных видов будет зависеть от логического элемента в нашем познании, т. е. от самого определения понятия вида. Если оно будет сведено по объему до разновидности, то число таких «видов» по меньшей мере удвоится, а если будет приравнено к разности, то возрастет во много раз. Именно из-за различия в определениях понятия минерального вида у всех, кто пытался произвести подсчет их числа, получались разные цифры. Отсутствие совпадения мы находим как в старых работах у О. М. Шубниковой (1937), А. Е. Ферсмана (1938), А. Ф. Соседко (1951), так и в более новых сводках М. Хея (1955) и Х. Штрунца (1957). Эти расхождения вызваны не столько открытием новых минеральных видов или включением в общее число недостаточно изученных, а прежде всего различным пониманием относительных химических и структурных границ минерального вида, в результате чего у одного автора в число видов включены многие разновидности, а у другого они не учитываются. Легко убедиться, что наше определение вида заметно сокращает общее количество минеральных видов за счет исключения из их числа всех химических и структурных разновидностей.

Основные факторы, от которых зависит число минеральных видов:

1) распространенность в земной коре минералообразующих элементов (кларк);

2) кристаллохимические свойства минералообразующих элементов;

3) изоморфная «емкость» минеральных видов;

4) разнообразие концентраций элементов и пределы T и P в различных минералообразующих процессах;

5) наличие линий «скрещения» разных минералообразующих (геохимических, по Ферсману) процессов;

6) устойчивость минеральных видов по отношению к изменяющимся факторам окружающей среды.

Из перечисленных факторов важнейшим является не распространенность минералообразующих элементов, определяющая скорее массу соответствующих видов в объеме земной коры, а их кристаллохимические свойства, или параметры, в виде ЭО, размера, валентности и координации атомов. Основной причиной, обусловливающей повышенную «склонность» элемента к видообразованию, является степень его *кристаллохимической обособленности* (или «несоизмеримости»), которая заключается в отсутствии большого сходства с другими элементами по главным кристаллохимическим параметрам. Это приводит к тому, что многие элементы со средними или даже очень низкими величинами кларков оказываются весьма продуктивными в отношении видообразования. К ним относятся Cu, B, Be, Pb, As, Sb, Bi, Se, U, Ag, Te и др., а среди более распространенных — Cl, S, C, Mn и H.

Разумеется, повышение точности анализа и улучшение методики исследования горных пород и руд, так же как и расширение территории поисково-разведочных работ, приводят к регулярному открытию новых минеральных видов, число которых достигает в среднем около 20—25 в год, что необходимо всегда учитывать.

В соответствии с приведенным определением понятия минерального вида на 1 декабря 1965 г. насчитывалось 1692 более или менее твердо установленных видов. Кроме того, имеется еще 150 минералов, которые недостаточно изучены или сомнительны с точки зрения их самостоятельности. Тем

Таблица 16

Распределение минеральных видов и подвидов по классам и подклассам

Тип	Класс	Общее количество минеральных видов: Координационные	Каркасные	Кольцевые	Островные	Цепные	Слоистые	Всего *	Общее количество подвидов: Координационные	Каркасные	Кольцевые	Островные	Цепные	Слоистые	Всего
I	1. Простые вещества	19	—	3	—	2	5	29/6	4	—	—	—	—	—	4
	2. Карбиды, нитриды и фосфиды	5	3	—	—	—	—	8/2	—	—	—	—	—	—	—
II	1. Арсениды, антимониды и висмутиды	21	—	—	10	—	—	31/3	—	—	—	2	—	—	2
	2. Теллуриды	12	—	—	3	—	9	24/5	—	—	—	—	—	2	2
	3. Сульфиды и селениды	96	4	2	23	47	27	199/12	20	2	—	—	—	—	22
III	1. Окислы	85	21	—	2	37	12	157/5	12	—	—	—	10	2	24
	2. Гидроокислы и оксигидраты	—	4	—	—	11	54	69/12	—	—	—	—	—	—	—
	3. Силикаты	—	94	26	113	60	116	409/26	—	10	8	20	22	16	76
	4. Бораты	—	9	—	50	15	12	86/6	—	—	—	4	—	—	4
	5. Ванадаты	—	—	—	15	17	8	40/6	—	—	—	6	2	—	8
	6. Арсенаты	—	3	—	55	12	26	96/7	—	2	—	6	—	4	12
	7. Фосфаты	—	20	—	96	9	40	165/17	—	8	—	22	2	4	36
	8. Теллуриты и селениты	—	—	—	8	—	3	11/3	—	—	—	2	—	—	2
	9. Вольфраматы и молибдаты	—	—	—	9	—	5	14/3	—	—	—	—	—	—	—
	10. Хроматы и селенаты	—	—	—	11	—	—	11/1	—	—	—	—	—	—	—
	11. Сульфаты	—	—	4	136	8	7	155/15	—	—	—	6	—	—	6
	12. Карбонаты	—	—	—	58	7	15	80/12	—	—	—	10	—	—	10
	13. Йодаты	—	—	—	4	—	1	5/0	—	—	—	—	—	—	—
	14. Нитраты	—	—	—	9	—	—	9/0	—	—	—	—	—	—	—
IV	1. Хлориды, бромиды и йодиды	18	—	—	6	2	5	31/3	2	—	—	—	—	—	2
	2. Оксихлориды и оксифториды	17	1	—	—	4	18	40/4	—	—	—	—	—	—	—
	3. Фториды	4	4	—	8	2	5	23/2	—	—	—	—	—	—	—
	Итого:	277	163	35	616	233	368	1692/150	38	22	8	78	36	28	210

* В числителе общее количество минеральных видов, в знаменателе — число недостаточно изученных и сомнительных.

не менее вероятно, что около половины их окажется при дальнейшем изучении вполне оригинальными видами.

В табл. 16, кроме общего числа минеральных видов, дано их распределение по классам и подклассам. Помимо видов, аналогичным образом показаны также и подвиды, общее число которых составляет 210, что свидетельствует о наличии среди 1692 минеральных видов 105 видов, обладающих совершенным изоморфизмом элементов. Приведенная таблица позволяет сделать много важных выводов как относительно количественного их распространения по классам и структурным мотивам, так и в отношении развития среди них совершенно изоморфных видов.

Глава 4

ПРИНЦИПЫ РАЦИОНАЛЬНОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ

На протяжении всей истории минералогии перед учеными в области номенклатуры всегда стояли два основных вопроса: **что** заслуживает в минеральном мире собственного названия и **как** это название составить. Ответы на эти вопросы были различными, во-первых, на разных этапах развития минералогии, т. е. обладали исторической ограниченностью, что вполне естественно, и, во-вторых, зависели от того, насколько автор нового названия был близок к пониманию важности рационального принципа. Проблема номенклатуры тесно связана с определением понятия вида и разновидности, и многие названия минералов должны были с изменениями в этой области соответственно меняться. К сожалению, традиция и косность — вечные спутники любой, особенно старой, науки — нанесли значительный ущерб рациональному элементу в номенклатуре минералов, которая в настоящее время нуждается в существенном улучшении, а если смотреть в будущее,— то и в коренном изменении.

ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ В РАЗВИТИИ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ И СОВРЕМЕННОЕ ЕЕ СОСТОЯНИЕ

Номенклатура минералов прошла очень длинный и довольно «извилистый» путь развития, на протяжении которого можно проследить две противоборствующие тенденции — рациональную и иррациональную. Первая базируется на связи между природой минерала и его названием, вторая отрицает такую связь, считая название условным символом минерала. Обращаясь к истории минералогии, мы видим, что в прошлом, на заре становления науки, когда передовая научная мысль далеко не была столь совершенной, как сейчас, ученые, да и простые люди — рудокопы — для наименования минералов пользовались рациональными принципами. Разумеется, на первом (дохимическом) этапе в качестве основы для рациональных названий выбирались физические признаки и свойства минералов. Но до сих пор не потеряли своей прелести такие разумные и точные по характеристике названия, как алмаз (непреоборимый, твердейший), кианит (небесный), азурит и лазурит (синий), малахит (мальвовый), рубин (красный), барит (тяжелый), тальк (жирный), циркон (золотистый), родонит (розовый), гематит (кровавый), кварц (твердый), ортоклаз (прямо раскалывающийся), плагиоклаз (косо раскалывающийся), апатит и сфалерит (обманчивый), авгит (блестящий), пироксен (огненный гость), амфибол (двусмысленный) , актинолит (лучистый) и многие др. Конечно, и тогда уже стали появляться географические названия, связанные с местом добычи минерала, как, например, арагонит (из Арагонии), корунд (из Индии — «кориндон»), андалузит (из Андалузии) , мусковит (из Московии, т. е. России), исландский шпат (из Исландии) и т. п. Некоторые названия — это были первые ростки иррациональных наименований — отражали суеверно-знахарские «свойства» мине-

ралов, например нефрит (против болезни почек), аметист (против пьянства), сапфир (возлюбленный Сатурна).

На химическом этапе развития минералогии рациональный принцип номенклатуры продолжал доминировать, но уже приобрел химическую основу в виде названий элементов. Так возникли куприт (медный), галенит (свинцовый), кальцит (кальциевый), стронцианит (стронциевый), магнезит (магниевый), сидерит (железный), антимонит (сурьмяный), висмутин (висмутовый), никелин (никелевый), церит (цериевый) и многие др.

Но начиная с конца XVIII в. по почину А. Г. Вернера в минералогической номенклатуре стали сознательно проводить иррациональный принцип, называя минералы в честь высокопоставленных лиц и в меньшей мере в честь выдающихся ученых или первооткрывателей. Таким путем возникли самарскит, канкринит, чевкинит, строгановит, александрит, стефанит, разумовскит, шеелит, лаксманнит, вокеленит, гадолинит и большое количество других.

Конечно, в период, когда финансирование науки почти целиком зависело от благосклонности высокопоставленных чиновников, как это имело место в феодальной Германии и России, такой «номенклатурный» способ чинопочитания можно было понять. Но с исчезновением этой главной причины он модифицировался, и минералы стали называть преимущественно в честь ученых — минералогов и химиков. Так постепенно и незаметно иррациональный принцип номенклатуры минералов завладел умами ученых, стал традиционным, и к настоящему времени свыше половины известных минералов обладают пустыми иррациональными названиями, не имеющими никакой связи с природой минерала и являющимися балластом для памяти минералогов. Мало того, этот балласт иррационального — тормоз в развитии науки, так как затрудняет свободное мышление в области минералогии, ибо минералоги часто не могут связать в памяти название минерала с его составом или хотя бы химическим классом, к которому этот минерал принадлежит. По этой причине все, даже самые крупные минералоги вынуждены систематически пользоваться минералогическим словарем.

Следовательно, ученые должны принять решение не применять (и не утверждать) в дальнейшем никчемных названий минералов, а разработать такую систему рациональной номенклатуры минералов, на основе которой можно было бы называть *все* вновь открываемые виды и заменить бóльшую часть старых иррациональных названий минералов. Принципы такой системы и предлагаются ниже, но прежде следует кратко остановиться на анализе развития рациональной номенклатуры минералов и причинах ее упадка.

РАЦИОНАЛИЗАЦИЯ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ В ПРОШЛОМ

Потребность в улучшении, очищении от архаизмов и унификации номенклатуры минералов возникла в конце XVIII в., когда, как писал В. М. Севергин, «...любители и учители минералогии наделали ... столь много новых названий, нередко одно и то же тело означающих, что приведение их в систематическом порядке немалую причинить может запутанность» (1807, стр. 4). Но основной причиной, толкавшей к пересмотру старой номенклатуры минералов, явилась необходимость в рационализации ее на химической основе, так как минералогия вступила в химический этап своего развития. Именно на этой почве были предприняты попытки полной перестройки на химический лад всех названий минералов сперва Р. Ж. Гаюи (1801), а затем Ф. Моосом (1821). Обе эти попытки не имели успеха, так как их авторы заменили старые и рациональные в физическом смысле названия более длинными, как было принято в химии; например, вместо сфалерита один писал «сернистый цинк», другой — «цинковый галоид», вместо гематита Гаюи писал «крас-

ная окись железа», а Моос — «красная железная руда» и т. п. Тем не менее главной базой для рациональных названий вновь открываемых минералов и изменения некоторых старых наименований с этого времени оставался химический состав. Следует только подчеркнуть, что этот химический принцип всегда применялся в очень узком плане без учета химизма многих родственных минералов и, естественно, без какого-либо «заглядывания» в будущее. Он воспринял традиции своего предшественника — рационального принципа на физической основе. В самом деле, для отражения в названии минерала его физических свойств или формы достаточно было указать один какой-либо отличительный признак, например плотность — барит, или форму — тетраэдрит и т. п. Точно так же поступали и с химическим составом, например куприт (содержащий Cu) или антимонит (содержащий Sb). Но минералов, содержащих Cu и Sb, великое множество, и, стало быть, такие названия являются не подлинно, а полурациональными. По ним нельзя составить полного представления о химизме минерала и даже сообразить, к какому химическому классу он относится. Причем, если на первом этапе, когда таких названий еще было очень мало (как и вообще минеральных видов), этот принципиальный недостаток не ощущался и не был замечен, то с бурным развитием науки в течение XIX в. использование его в первоначальном виде сделалось в большинстве случаев просто невозможным, и он уступил в значительной мере место принципу иррациональному. Последний же имел перед ним только одно преимущество — каждый минерал получал свое собственное, отличное от всех других название.

С конца XIX в. для названий полиморфных видов в минералогии начали применять способ обозначения греческими буквами α, β и γ, некритически заимствованный из терминологии физической химии. Почти одновременно с ним для обозначения кристаллогидратов, различающихся числом молекул воды и некоторых других, близких по составу минералов, вводятся приставки мета- и пара-. Но применение как греческих букв, так и приставок не было однозначным, и вскоре эта попытка частичной рационализации названий привела к путанице и неразберихе (English, 1938).

В XX в. химический рациональный принцип применяется главным образом для наименования минералов, содержащих сравнительно редкие элементы, например германит, галлит, индит. Правда, появились также попытки преодоления односторонности первых химических наименований и в названиях стали перечисляться несколько или даже все составляющие элементы, например, баритокальцит, стибиопалладинит, алюмогидрокальцит, хальконатронит, натрохальцит, ферримолибдит и др. В самое последнее время получил некоторое распространение способ составления названий минералов по символам или первым буквам входящих в их состав элементов, например, тухолит (Th, U, He, O), алканасул (Al, K, Na, SO_4), умохоит (U, Mo, H, O), бафертисит (Ba, Fe, Ti, Si), фемолит (Fe, Mo), батисит (Ba, Ti, Si) и т. п. Преимуществом таких названий является их краткость при более полном отражении главных составных частей минерала. Но и в этом случае химический класс, к которому принадлежит минерал, определить по названию не удается.

Разросшееся число химических разновидностей с собственными названиями потребовало упразднения последних с подчинением их названию соответствующего минерального вида. Так, в 1930 г. В. Т. Шеллер предложил для наименования всех химических разновидностей употреблять химические же прилагательные перед названием минерального вида, благодаря чему сокращалось число собственных названий. Так, вместо названия марматит предлагалось — железистый сфалерит, вместо фрайбергит — серебристый тетраэдрит, вместо нигрин — железный рутил и т. п. В последнем издании американского справочника Дана (Dana, 1944—1951) принцип Шел-

лера полностью использован, причем для обозначения элементов-примесей в разной валентности даны различные окончания. Для русских наименований этот принцип несколько видоизменен и расширен Д. П. Григорьевым (1947). Но предложения обоих авторов относились только к несовершенно изоморфным видам. В 1955 г. автором книги предложены рациональные наименования для подвидов, а для разновидностей рекомендовалась система приставок в виде символов элементов как интернациональная (Поваренных, 1955; 1960).

В 1960 г. при Международной минералогической ассоциации МГК создана номенклатурная комиссия, которая утверждает или отклоняет собственные названия новых минералов, сохраняя их только за минеральными видами. Однако никакой системы для рационализации номенклатуры минералов эта комиссия пока не предложила.

ОСНОВЫ НАУЧНОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ

Научная номенклатура отличается от всех прочих видов номенклатуры (символической, порядковой и т. п.) одним основным признаком — она раскрывает сущность или природу объектов. Глубина отражения природы зависит от степени и глубины ее познания. Для минералогии, где этот путь прослеживается исторически, в рациональных названиях сначала отражались свойства, затем морфология и, наконец, химический состав минералов. Причем последний выступал только в качественной форме и был ограничен лишь ЭП элементами. В настоящее время, когда изучены структурные особенности большинства минералов, а также определились все химические классы последних, этого уже недостаточно,— необходимо идти дальше.

В качестве примера хорошо проработанной научной номенклатуры можно привести системы названий органической и неорганической химии, в которых заключается полный химический состав соединений и соответственно принадлежность их к определенным структурным группам, рядам и т. п. Почти сто лет назад Ф. Энгельс подчеркивал, что: «В органической химии значение какого-нибудь тела, а, следовательно, также и название его, не зависит уже просто от состава, а обусловлено скорее его положением в том *ряду*, к которому оно принадлежит. Поэтому, если мы находим, что какое-нибудь тело принадлежит к какому-нибудь подобному ряду, то его старое название становится препятствием для понимания и должно быть заменено *названием, указывающим этот ряд* (парафины и т. д.)»*. Действительно, в подлинно научной номенклатуре существующая теснейшая связь между объектом и его природой позволяет по названию определить место данного объекта в общей системе.

Ясно, что в минералогической номенклатуре (даже если говорить только о рациональной ее части) ничего подобного не наблюдается. Однако наступило время, когда глубина познания природы минералов позволяет создать вполне последовательную научную их номенклатуру с максимальным сохранением и использованием всего полезного и разумного, накопленного столетиями в этой области. Ниже излагаются основные принципы научной номенклатуры минералов.

Прежде всего следует твердо помнить, что собственное название может быть дано только минеральному виду. Названия подвидов, разновидностей и разностей являются производными от названия минерального вида и образуются с помощью соответствующих приставок (префиксов). В названии минерального вида должны по возможности заключаться в концентрированной и наглядной форме следующие данные: 1) содержание всех или главных

---

* Ф. Энгельс. Диалектика природы. М., 1955, стр. 237.

видообразующих электроположительных элементов; 2) химический класс, к которому он принадлежит; 3) структурный мотив, которым он обладает. Название обязательно должно быть всеобщим, т. е. должно базироваться только на международной терминологии.

Первое достигается использованием в названии полного или сокращенного (в виде общепринятого символа) наименования каждого из составляющих электроположительных элементов в той определенной последовательности, которая находит отражение в правильных химических формулах минеральных видов (Поваренных, 1964).

Второй, весьма важный момент, до сих пор систематически не имевший отражения, заключается в прибавлении в конце названия минерала специального окончания, характеризующего электроотрицательный элемент или радикал, определяющий химический класс данного минерального вида. Например, все арсениды будут иметь окончание *арсит*, сульфиды — *сулит*, окислы — *оксит*, силикаты — *силит* и т. п. Все подобные окончания сведены в табл. 17. Только простые вещества, не имеющие в составе, как гомоатомные соединения, электроотрицательного напарника, принимают окончание *-ит*. Это позволит, наконец, избавить минералогию от древних ошибочных (точнее ненаучных) названий, которые относятся только к самим химическим элементам (например, медь, железо, золото, платина и т. д.), а не к кристаллическим телам, состоящим из этих элементов.

Таблица 17

Предлагаемые специальные окончания для рациональных названий минералов, указывающие на принадлежность их к определенному химическому классу соединений

Соединение	Радикал или ЭО элемент	Окончание	Соединение	Радикал или ЭО элемент	Окончание
Простые вещества	Нет	**-ит**	Цирконосиликаты	$[Zr_m(Si_nO_p)]$	**-циркосилит**
Карбиды	C	**-карбит**	Бораты	$[BO_3][BO_4]$	**-борит**
Нитриды	N	**-азит**	Ванадаты	$[VO_4][VO_3]$	**-ванит**
Фосфиды	P	**-фосит**	Арсенаты	$[AsO_4]$	**-арсенит**
Арсениды	As	**-арсит**	Фосфаты	$[PO_4]$	**-фосфит**
Антимониды	Sb	**-стибит**	Селениты	$[SeO_3]$	**-селеноит**
Висмутиды	Bi	**-бисмит**	Теллуриты	$[TeO_3]$	**-теллурит**
Сульфиды	S	**-сулит**	Вольфраматы	$[WO_4]$	**-волит**
Селениды	Se	**-селит**	Молибдаты	$[MoO_4]$	**-молит**
Теллуриды	Te	**-телит**	Хроматы	$[CrO_4]$	**-хромит**
Окислы	O	**-оксит**	Селенаты	$[SeO_4]$	**-селенит**
Гидроокислы	OH	**-гидроксит**	Сульфаты	$[SO_4]$	**-сит**
Водные гидроокислы	$OH+H_2O$	**-гидрит**	Карбонаты	$[CO_3]$	**-цит**
Силикаты	$[Si_nO_p]$	**-силит**	Йодаты	$[JO_3]$	**-йодит**
Алюмосиликаты	$[Al_mSi_nO_p]$	**-алюмосилит**	Нитраты	$[NO_3]$	**-нитрит**
Боросиликаты	$[B_mSi_nO_p]$	**-боросилит**	Хлориды	Cl	**-хлит**
Бериллосиликаты	$[Be_mSi_nO_p]$	**-берисилит**	Йодиды	J	**-йит**
Титаносиликаты	$[Ti_m(Si_nO_p)]$	**-титасилит**	Оксихлориды	OCl	**-охлит**
			Оксифториды	OF	**-офит**
			Фториды	F	**-фит**

Третий существенный признак минерального вида, который желательно отразить в названии,— это общая структурная характеристика в виде *структурного мотива*, которая определяет местоположение его в одном из структурных подклассов кристаллохимической системы минералов. Вероятно, важнее всего выделить цепные, слоистые и каркасные минералы, для которых специальными окончаниями будут соответственно *тилит*

(от греч. *тилос* — волокно), *филлит* (от греч. *филлон* — лист) и *тектит* (от греч. *тектос* — каркас, строение). Очевидно все же, что этот третий признак следует применять не во всех случаях (так как названия станут слишком громоздкими), а только для отличия сходных по составу, но весьма различных по структуре минералов. Например, для изодесмического мельниковита, состав которого $FeFe_2S_4$, рациональное название будет *фердиферрисулит*, тогда как для тождественного по составу, но слоистого смайтита следует применить название *фердиферрисулфиллит* или даже проще *феррсулфиллит;* аналогичным образом, для криптогалита $(NH_4)_2[SiF_6]$ рациональное название будет *амсифит*, а для его химического аналога со слоистой структурой — барарита — более приемлемо название *амсифторфиллит* (Поваренных, 1966). Как видно из предыдущего, в рациональных названиях используются только международные символы химических элементов и корни слов латинского и греческого языков. Отпадают все национальные собственные имена, так же как и географические названия.

Необходимо, наконец, упорядочить наименования полиморфных минеральных видов. Неудобство начертания приставок α, β и γ и неоднозначность их применения в минералогии привели к тому, что за последние 10—15 лет для обозначения полиморфных видов, отличающихся главным обра-

Таблица 18

Сопоставление старых и новых рациональных названий полиморфных минеральных видов

Сингония	Название основного вида	Старое название полиморфного вида	Новое название полиморфного вида
Кубическая	Борацит, гессит, кристобалит, муасанит, науманит, чеймберсит, шапбахит, эрикаит	β-борацит, β-гессит, β-кристобалит, β-карборунд, β-науманит, β-чеймберсит, β-шапбахит, β-эрикаит	Кубоборацит, кубогессит, кубокристобалит, кубомуасанит, кубонауманит, кубочеймберсит, кубошапбахит, кубоэрикаит
Гексагональная	Алабандин, кварц, тридимит, халькозин, мозезит, гиббсит	β-алабандин, β-кварц, β-тридимит, β-халькозин, клейнит, байерит	Гексаалабандин, гексакварц, гексатридимит, гексахалькозин, гексамозезит, гексагибсит
Тригональная	Атакамит, борнит, дигенит, домейкит	Параатакамит, β-борнит, β-дигенит, β-домейкит	Тригоатакамит, тригоборнит, тригодигенит, тригодомейкит
Тетрагональная	Теллурит	Парателлурит	Тетрателлурит
Ромбическая	Батлерит	Парабатлерит	Ортобатлерит
Моноклинная	Атакамит, лаврионит, симплезит, уранофан, фергусонит, торит	Боталлакит, паралаврионит, парасимплезит, β-уранофан, β-фергусонит, хаттонит	Клиноатакамит, клинолаврионит, клиносимплезит, клиноуранофан, клинофергусонит, клиноторит
Триклинная	Адамит, розелит, хилгардит, хоупит	Параадамит, β-розелит, парахилгардит, парахоупит	Триклиноадамит, триклинорозелит, триклинохилгардит, триклинохоупит

зом лишь типом структуры, стали применять прилагательные *низкий* (low, tief) и *высокий* (high, hoch), подчеркивающие их различие по отношению к температуре. Этот ненужный элемент смыслового осложнения минералогической номенклатуры, не имеющий к тому же международного начертания, необходимо заменить приставками, производными от обозначения кристаллических систем (сингоний), которые должны писаться слитно с названием основного (устойчивого при нормальных условиях) полиморфного вида; например, вместо β-кварца — *гексакварц*, вместо β-фергусонита — *клинофергусонит* и т. п. (Поваренных, 1965). Для минеральных видов, различающихся лишь деталями структуры, употребляется приставка *пара* (табл. 18).

Наименования подвидов и разновидностей как производных вида должны обязательно отличаться друг от друга по начертанию, чтобы непосредственно по одной их форме можно было бы определить, с каким понятием мы имеем дело. Применение для обозначения разновидностей прилагательных в раздельном написании с наименованием вида, как это было предложено В. Т. Шеллером (1930) и Д. П. Григорьевым (1947), неудобно и идет вразрез с положением, требующим полной языковой общности минералогической терминологии.

ПРАВИЛА СОСТАВЛЕНИЯ РАЦИОНАЛЬНЫХ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

1. Специальные названия (собственные имена) присваиваются только минеральным видам, которые должны быть твердо установлены на основе точных исследований.

2. Названия минеральных видов строятся в основном на химической основе, причем в них обязательно находят отражение как электроположительные, так и электроотрицательные элементы или радикалы, входящие в состав в качестве видообразующих.

3. Название начинается с электроположительных элементов, которые в виде их символов или более длинных буквенных сочетаний пишутся слитно друг с другом в последовательности, принятой для кристаллохимических формул, и заканчивается специальным окончанием, характеризующим электроотрицательный элемент или радикал (табл. 17), что указывает на принадлежность каждого минерального вида к определенному классу принятой систематики. Примеры: NiTe—никтелит, $AgBiS_2$—аргбиссулит, $PbSbO_2Cl$ — плюмстибохлит, $Fe_5LaFe_3Ti_{12}O_{25}$ — фелафертитоксит, $Na\,[BSi_3O_8]\,{}^{3}_{\infty}$ — наборосилит, $Cu\,[SO_4]$ — куприсит и т. д.

4. В случаях, когда состав минерала аналогичен, но различается количественными отношениями элементов, в названии необходимо это отражать применением перед соответствующим обозначением элемента того или иного числа по-гречески (ди-, три-, тетра- и т. д.). Примеры: NiAs — никарсит, Ni_3As_2— триникдиарсит, Ni_3As — триникарсит и т. п. Однако для большинства минералов этого делать не нужно; в случае же очень сложного их состава, как например у сульфидов или силикатов, это вообще невозможно осуществить.

5. Для минералов, имеющих тождественный или близкий состав, но существенно различающихся по структуре, названия следует делать различными, прибавляя в самом конце его окончания, соответствующие данному структурному мотиву: для цепных — *тилит*, слоистых — *филлит* и каркасных — *тектит*. Примеры: $Na_4\,[NaAl_3F_{14}]\,{}^{2}_{\infty}$ — нальфторфиллит, $Na_2[NaAlF_6]\,{}^{1}_{\infty}$ —нальфтортилит, $FeSb_2S_4\,{}^{1}_{\infty}$ —ферстибсултилит, $Pb_3O_2Cl_2\,{}^{1}_{\infty}$ — плюмохлортилит, $NH_4\,[AlSi_3O_8]\cdot nH_2O\,{}^{3}_{\infty}$ — амалюмосилтектит и т. п.

6. Для минеральных видов, содержащих гидроксил или воду кристаллизационного типа, последние отражаются в названиях, но не полно, а кратко, слогами из двух букв: гидроксил — слогом *ог* (OH), а вода —

слогом *ги* (H), которые при необходимости сопровождаются также числовой характеристикой. Примеры: $K_2[Fe^{3+}(H_2O)Cl_5]$ — каферригихлит, $Mg(H_2O)_6Cl_2$ — маггексагихлит, $SrAlH_2O(OH)F_4$ — стральгиогфит, $Co(H_2O)_4[SO_4]$ — кобтетрагисит и т. п.

7. Для гидроокислов, содержащих одновременно и молекулы H_2O, вместо окончания *гидроксит* принимается окончание *гидрит*. Примеры: $Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4\frac{2}{\infty}$ — магалюмогидрит, $CuAl_4(SO_4)(OH)_{12}(H_2O)_3$ — халькалюмогидрит, $Cu(OH)_2 \cdot 2H_2O$ — купридигидрит и т. п.

8. Полиморфные минеральные виды, различающиеся структурным мотивом или координацией атомов, должны иметь различные наименования. Названия полиморфных видов, различающихся лишь типом структуры (или иногда только параметрами ячейки), сходные и отличаются только приставками. Такими приставками, которые пишутся слитно с названием основного (обычно более устойчивого при нормальной температуре) вида, являются следующие краткие обозначения всех сингоний: кубическая — *кубо-*, гексагональная — *гекса-*, тригональная — *триго-*, тетрагональная — *тетра-*, ромбическая — *орто-*, моноклинная — *клино-*, триклинная — *триклино-*. Для разных видов, принадлежащих к одной и той же сингонии, употребляется приставка *пара-*. Примеры: борацит и кубоборацит, домейкит и тригодомейкит, уранофан и клиноуранофан, лауэит и паралауэит (см. табл. 18).

9. Названия подвидов образуются из названия минерального вида и приставки, производной от латинского наименования преобладающего изоморфного видообразующего элемента, которая пишется слитно с видовым названием, соединяясь с ним при помощи гласной *о* (исключениями являются приставки кобальт- и никель-). Приставки для элемента, выступающего в разных валентных состояниях, различны, и для более высокой валентности гласная *о* изменяется на *и*. Например, *купро-* и *купри-*, *ферро-* и *ферри-* и т. п. Примеры: магнезиооливин и феррооливин, натроплагиоклаз и кальциоплагиоклаз, алюмогроссуляр и ферригроссуляр, никельскутерудит и кобальтскутерудит и т. п. В связи с этим необходимо иметь в виду, что для наименования видов на базе уже существующего названия нельзя употреблять аналогичных (полных) приставок, а только сокращенные. Например, вместо натромонтебразит, бериллосодалит, фосфоррёслерит и т. д. надо писать натмонтебразит, берилсодалит, фосрёслерит и т. п.

10. Названия химических разновидностей и разностей образуются из названия минерального вида или подвида и приставки, которая представлена символом химического элемента-примеси (или радикала), пишется через дефис и ставится спереди. Примеры: Zn-сфалерит, Cr-корунд, Cu^{2+}-шеелит, Mn^{2+}-феррооливин, Fe^{3+}-кобальтскутерудит, Ru, Pt-осмиоосмирит, Ce, Nb-перовскит, Mn-магнезиобиотит, PO_4-ванадинит и т. п.

11. Названия структурных разновидностей образуются из названия минерального вида или подвида и приставки, представленной латинским обозначением сингонии и впереди стоящей цифрой, отвечающей периоду идентичности слоев; приставка пишется через дефис и ставится в конце. Примеры: вюрцит-2*H*, вюрцит-4*H*, вюрцит-3*R*, графит-2*H*, графит-3*R*, мусковит-2*M*, мусковит-3*Tg*, биотит-6*T* и т. п. (для политипов с дезориентированными слоями добавляется в конце буква *d*, например, мусковит-1*Md*).

12. Структурные разности в названиях не отражаются.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЦИОНАЛЬНОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ МИНЕРАЛОВ В СИСТЕМАТИЧЕСКОЙ ЧАСТИ КНИГИ

Приведенные правила рациональной номенклатуры предназначены не только для наименования вновь открываемых минеральных видов или разновидностей, но еще в большей мере для замены старых бессмысленных

названий. Они должны служить исправлению, упорядочению и унификации наименований минеральных видов и всех внутривидовых понятий. Однако по отношению к названиям минеральных видов необходимо проявить максимальную осторожность. Названия большинства породообразующих минералов не только рациональные в физическом смысле (например, ортоклаз, микроклин, плагиоклаз, скаполит и т. п.), но все другие, вошедшие в терминологию петрографии и геологии, не должны изменяться без особой необходимости. Последняя возникает в связи со «слиянием» двух старых видов в один совершенно изоморфный, причем старые названия их равноправны и не могут быть использованы, например для вида (Mg, Fe) CO_3 не подходит ни магнезит, ни сидерит, ни магнезитосидерит, а необходимо новое рациональное название — *магферцит*. Точно так же обстоит дело с гранатами, для которых вместо трехкомпонентного пиральспита, по Винчеллу, выделяются два вида: *магферальсилит* и *манферальсилит*.

Кроме этого рода изменений произведены изменения видовых названий также в классах простых веществ, нитратов и йодатов. В первом это сделано по необходимости, чтобы снять, наконец, традиционную двусмысленность и нелепость, заключающуюся в том, что элемент и состоящее из него кристаллическое тело называются одним именем (сюда же относится и лед). Заменены также рациональными названиями такие алхимические или бытовые наименования минеральных видов, как бура, квасцы, сурик, глёт, массикот, нашатырь и другие, не имеющие никакого графического и фонетического сходства в разных языках. Переименованы и такие сбивающие с толку своими названиями минеральные виды, как барисилит (не содержащий Ba), кобальтокальцит (не содержащий Ca), гексагидрит (неизвестно, к чему относящийся) и т. п.

Все старые собственные названия химических и структурных разновидностей полностью в книге упразднены и заменены новыми рациональными названиями. Одновременно для подавляющего большинства названий минеральных видов, сильно исковерканных в прошлом неправильными переводами, дана точная фонетическая транскрипция с учетом произношения дифтонгов и других буквенных сочетаний всех европейских языков. Полный перечень номенклатурных изменений, принятых в книге, приведен в специальном указателе (стр. 519), по которому легко найти переход от старых названий к новым.

Глава 5

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛОВ

Кристаллохимические формулы минералов доминируют в современной минералогии. Они пришли на смену старым химическим формулам в результате дальнейшего углубления наших знаний о природе минералов, полученных на основе рентгеноструктурных исследований и успешного развития кристаллохимии. И хотя по форме они часто мало отличаются от первых, построенных на молекулярных представлениях прошлого века, по своему содержанию существенно отличны от них, что всегда надо иметь в виду. Однако способы написания кристаллохимических формул в связи с различным подходом ученых к отображению в них тех или иных структурных особенностей минералов значительно отличаются друг от друга, что мешает строго единообразному их применению.

Поскольку имеется заметное различие в методах обозначения одних и тех же структурных особенностей, причем число последних у разных авторов также неодинаково, очевидно, следует унифицировать методику изображения кристаллохимических формул минералов, тем более что последовательность элементов в них тесно связана с рациональными названиями. Этот вопрос детально рассмотрен в отдельной работе (Поваренных, 1964).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛОВ И ОТРАЖЕНИЕ В НИХ ОСНОВНЫХ СВОЙСТВ ЭЛЕМЕНТОВ

Кристаллохимическая формула отличается от химической тем, что в ней наряду с химическим составом с помощью условных знаков *отображены также важнейшие черты истинной структуры кристаллического соединения*. Правда, во многих случаях, преимущественно для бинарных соединений, это не выполняется, что связано, однако, с определенными условиями, главным из которых является хорошее знание большинством минералогов основ строения кристаллического вещества. Последнее исключает необходимость подчеркивать то, что известно подавляющему большинству даже начинающих ученых, т. е. некоторые упрощения здесь оказываются правомерными.

В случаях же минералов сложного состава и строения, мы сталкиваемся со многими проблемами рационального отражения кристаллохимических особенностей в их формулах. Одним кажутся важными одни, другим — другие особенности, и это обусловливает разнобой в обозначениях, неодинаковое использование в формулах и без того бедного арсенала условных знаков и т. п. Какие же кристаллохимические особенности минералов достойны отражения в кристаллохимических формулах? Это: валентность и электроотрицательность элементов, координационное их число, тип химической связи, тип структурного мотива, изоморфные замещения элементов, дефектность структуры минералов, наличие воды в составе минералов.

Валентность элементов. Валентность элементов является чрезвычайно важной их характеристикой и обязательно должна иметь четкое отражение в кристаллохимических формулах соединения. Соотношение валентностей электроположительных и электроотрицательных элементов определяет

структурный тип минерала и координационное число этих элементов (Поваренных, 1959). Валентности противоположных элементов *всегда скомпенсированы*, хотя стехиометрические их отношения нередко могут быть (в результате изоморфизма или дефектности структуры) нарушены.

Еще в прежних химических формулах валентности придавалось большое значение, и она была положена в основу определения *порядка следования элементов* при написании формул минералов. Однако уже тогда в отношении валентности возникли некоторые ошибки, которые, по-видимому автоматически, перешли и в современные кристаллохимические формулы минералов. Одной из главных ошибок, ставшей почти традиционной, является игнорирование различной кристаллохимической роли тех элементов, которые выступают в составе минерала одновременно в двух разных валентностях. К таким элементам относятся преимущественно Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Pb и Sb. В формулах они обычно объединяются в один компонент с суммарным числовым коэффициентом. Большая часть формул с ошибками такого рода относится к минералам из класса сульфидов и окислов. Для единообразия в написании формул, а также с точки зрения научной логики порядок расположения элементов по возрастающей валентности должен строго соблюдаться как для изодесмических, так и для анизодесмических соединений.

Электроотрицательность элементов. До сих пор электроотрицательность элементов не отражалась в химических формулах минералов. Думается, что в сочетании с валентностью она может быть использована в качестве критерия для определения местоположения элемента в кристаллохимической формуле минерала. Известно, что при наличии в составе минерала двух и более элементов с одинаковой валентностью последовательность их одного по отношению к другому устанавливается по величине так называемого ионного радиуса: наиболее крупные идут первыми, за ними следуют в порядке уменьшения радиусов остальные. Представляется более удобным вместо величины радиусов ионов использовать в той же роли величины электроотрицательности элементов. Тогда последовательность равновалентных элементов в формуле можно поставить в зависимость от величины электроотрицательности, которая в ряду должна возрастать слева направо. С учетом валентности и электроотрицательности элементов можно совершенно твердо указать точное местоположение каждого элемента в формуле минерала. Причем, по-видимому, вполне рационально для электроотрицательных элементов в формуле также установить единообразный подход в этом отношении. В соединениях сложного состава, где помимо основного электроотрицательного элемента (так называемого аниона) имеются дополнительные элементы (например, O, OH, F, Cl и др.) или радикалы (например, CO_3, SO_4, PO_4 и т. п.), последовательность их должна определяться не повышением, а понижением валентности этих элементов или заряда радикалов. Это вполне соответствует ходу изменения валентности электроотрицательных элементов в периодической системе Д. И. Менделеева, определяемой обычно водородными их соединениями (RH_4, RH_3, RH_2 и RH), а также отвечать общей тенденции повышения электроотрицательности элементов слева направо. Таким образом, схема построения кристаллохимической формулы минерала следующая:

Электроположительные элементы		Электроотрицательные элементы	
Повышение валентности →		← Повышение валентности	
1 2 3 4 (5) (6) (7)		4 3 2 1	
Повышение электро		отрицательности →	
90 310		370 610	

Для сравнения старого и предлагаемого принципов составления кристаллохимических формул в табл. 19 приведены примеры формул минералов различного состава, написанные в соответствии с этими принципами. Разумеется, предлагаемый принцип нельзя абсолютизировать, и в определенных случаях, как показано ниже, должна приниматься во внимание особая кристаллохимическая роль того или иного элемента в структуре минерала.

Таблица 19

Сопоставление формул минералов, составленных по старому и новому способам определения последовательности элементов и радикалов

Минерал	Формула, написанная с учетом валентности и (или только) радиуса ионов элементов	Формула, написанная с учетом валентности и электроотрицательности элементов
Сильванит	$AuAgTe_4$	$AgAuTe_4$
Шендит	$Ni_3Pb_2S_2$	$Pb_2Ni_3S_2$
Карролит	Co_2CuS_4	$CuCo_2S_4$
Айкинит	$PbCuBiS_3$	$CuPbBiS_3$
Матлокит	$PbFCl$	$PbClF$
Иглстонит	Hg_6Cl_4O	Hg_6OCl_4
Криолитионит	$Na_3Al_2Li_3F_{12}$	$Na_3Li_3Al_2F_{12}$
Сведенборгит	$NaSbBe_4O_7$	$NaBe_4SbO_7$
Колумбит	$(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$	$(Mn, Fe)(Ta, Nb)_2O_6$
Эвксенит	$Y(Nb, Ta)TiO_6$	$YTi(Ta, Nb)O_6$
Малахит	$Cu_2(OH)_2CO_3$	$Cu_2[CO_3](OH)_2$
Каллаганит	$Cu_2Mg_2(OH)_6CO_3 \cdot 2H_2O$	$Mg_2Cu_2(H_2O)_2[CO_3](OH)_6$
Сульфогалит	$Na_6[F \mid Cl(SO_4)_2]$	$Na_6[SO_4]_2ClF$
Караколит	$PbNa_2[OH \mid Cl \mid SO_4]$	$Na_2Pb[SO_4](OH)Cl$
Еремеевит	$Al_6(OH)_3[BO_3]_5$	$Al_6[BO_3]_5(OH)_3$
Самплеит	$CaNaCu_5Cl[PO_4]_4 \cdot 5H_2O$	$NaCaCu_5(H_2O)_5[PO_4]_4Cl$
Ильваит	$CaFe_2Fe(OH)O[Si_2O_7]$	$CaFe_2Fe[Si_2O_7]O(OH)$
Берилл	$Al_2Be_3[Si_6O_{18}]$	$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$
Мусковит	$KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$	$K\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$

Координационное число элементов. Координационное число является одним из важнейших кристаллохимических параметров каждого элемента, определяющих структурную его позицию в соединении. Естественно поэтому, что у многих минералогов возникло настоятельное желание найти способы выражения координационных чисел атомов в формулах минералов. Обычно координационное число отмечается маленькой цифрой в квадратных скобках, расположенной сверху справа от символа данного элемента подобно показателю степени. Например, формула галита будет иметь вид $Na^{[6]}Cl^{[6]}$, флюорита — $Ca^{[8]}F_2^{[4]}$, корунда — $Al_2^{[6]}O_3^{[4]}$ и т. п. Мы полагаем, что такое скрупулезное обозначение координационных чисел элементов абсолютно для всех минералов в настоящее время не оправдано. Помимо того, что это сильно осложняет написание формул, оно в подавляющем большинстве случаев оказывается также излишним, так как координационные числа атомов либо хорошо известны (для большинства атомов постоянны), либо легко устанавливаются косвенно, например в радикалах типа CO_3, NO_3, PO_4, SO_4 и т. д. Однако если нет необходимости отмечать координацию атомов во всех минералах соответствующими цифрами, то совершенно обязательно ее отражать. Это относится главным образом к случаям, когда один и тот же элемент (с одинаковой валентностью) выступает в структуре в разной координации, например, Al в андалузите, Cu^{2+} в азурите, Ca в апатите и т. п. В формулах всех таких минералов элемент в различной координации должен показываться отдельно в последовательности, соответствующей понижению его координационного числа.

ОТРАЖЕНИЕ В ФОРМУЛАХ ТИПА ХИМИЧЕСКОЙ СВЯЗИ И СТРУКТУРНОГО МОТИВА

Новые кристаллохимические характеристики в прежних формулах минералов не отражались да и в современных кристаллохимических формулах не имеют адекватного изображения, что требует краткого обсуждения принципов.

Тип химической связи. Впервые на необходимости отражения типа химической связи в формулах кристаллических соединений настаивал в 1947 г. Б. Ф. Ормонт. Он предложил для этой цели следующие условные обозначения: *SI* — ионная, *SII* — ковалентная, *SIII* — металлическая, *SIV* — вандерваальсовская, или остаточная, связь. Думается, что против необходимости отмечать тип химической связи в формулах минералов вполне логично выдвинуть те же самые аргументы, которые были использованы при рассмотрении координационных чисел элементов: знакомый с основами кристаллохимии легко ориентируется в характере связи в соединении по одной его формуле.

Характер структурного мотива. Одним из первых стали отражать в химических формулах минералов структурные мотивы П. Ниггли (1945) и Ф. Махачки (1947). Первый предложил обозначать их большими буквами и ставить в конце формулы, которую заключал в квадратные скобки и сопровождал знаком бесконечности ∞. Для обозначения мотивов применялись следующие буквы : *R* — островной, *K* — цепной, *N* — слоистый и *G* — каркасный.

В 1949 г. В. С. Соболев, детально разбирая строение силикатов, предложил следующие условные обозначения для кремнекислородных радикалов, относящихся к различным структурным мотивам. Для островных радикалов SiO_4 и Si_2O_7 и для колец из тетраэдров он сохраняет квадратные скобки, например: $[SiO_4]$, $[Si_2O_7]$, $[Si_3O_9]$, $[Si_6O_{18}]$ и т. д.

Цепные и ленточные кремнекислородные радикалы пишутся в квадратных скобках, соединенных снизу сплошной линией, например: $\underline{[SiO_3]}$, $\underline{[Si_4O_{11}]}$ и др. Слоистые радикалы заключаются в квадратные скобки, которые соединяются снизу и сверху, например: $\overline{\underline{[Si_4O_{10}]}}$, $\overline{\underline{[AlSi_3O_{10}]}}$ и т. д. Наконец, каркасные радикалы пишутся в фигурных скобках, например: $\{AlSi_2O_6\}$, $\{AlSi_3O_8\}$ и др.

Приведенные обозначения для цепного и слоистого мотивов явно неудобны для обычного написания, и особенно для типографского набора. Мы полагаем, что наиболее пригодны для этой цели условные обозначения, применяемые Ф. Махачки (1947, 1953). Они представляют собой знак бесконечности с цифрами 1, 2 и 3, стоящий в конце формулы и указывающий на протяженность атомного объединения или радикала в одном (цепной), двух (слоистый) и трех (каркасный) измерениях. Так, например, формула диопсида будет $CaMg[Si_2O_6]_\infty^1$, талька — $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2{}_\infty^2$, ортоклаза — $K[AlSi_3O_8]_\infty^3$. Эти знаки особенно удобны для обозначения структурного мотива простых гомоатомных или бинарных соединений, например: Se_∞^1, C_∞^2, $Sb_2S_3{}_\infty^1$, $MoS_2{}_\infty^2$, $SiO_2{}_\infty^3$ и т. п.

ОТРАЖЕНИЕ В ФОРМУЛАХ ИЗМЕНЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И СТРОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

В пределах тождества минерального вида существуют весьма значительные изменения химического состава и некоторые вариации в структуре. Изменение состава осуществляется преимущественно на основе изоморфного замещения элементов, часто с образованием дефектных позиций в структуре

минералов. Структурные изменения относятся к образованию структурных разновидностей (политипных модификаций), возникающих в результате различного периода повторяемости идентичных элементов структуры слоистых и субслоистых минералов.

Изоморфное замещение элементов. Вопрос отражения в формулах минералов изоморфного замещения элементов не имеет однозначного решения по той причине, что большинство минералогов до сих пор не проводит четкого разделения между химическими формулами минерального *вида* и минерального *индивида*. Химический состав минерального вида (см. главу 3), как правило, весьма существенно отличается от состава каждого из относящихся к нему минеральных индивидов. Это непосредственно вытекает из приведенного ранее современного определения понятия минерального вида, из которого следует, что минеральный вид представляет собой *совокупность* минеральных индивидов и является более общим понятием. Поэтому формула *минерального вида*, выводимая на основании обобщения данных химических анализов множества минеральных индивидов, *отличается по содержанию от формул минеральных индивидов меньшей конкретностью*. Если в формуле минерального индивида находят отражение *все* минералообразующие элементы, то в формуле минерального вида фигурируют только *элементы главные*, или *видообразующие*. Это легко уяснить из следующего примера. Сравним две формулы минерала оливина: $(Mg_{1,1}Fe_{0,5}Mn_{0,2}Co_{0,1}Ni_{0,1})_2[SiO_4]$ и $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. Первая отражает химический состав индивида (отдельного образца) оливина и поэтому имеет вполне конкретные числовые значения для всех минералообразующих изоморфных элементов. Вторая отражает химический состав оливина как минерального вида, и поэтому в ней опускаются все элементы-примеси, а остаются лишь видообразующие элементы Mg и Fe, обладающие совершенным изоморфизмом. Для сфалерита, в котором минералообразующих элементов много, а видообразующий только один Zn, формулы индивида и вида — соответственно следующие: $(Zn_{0,7}Fe_{0,15}Mn_{0,10}\ Cd_{0,03}In_{0,02})S$ и ZnS*.

В минералогической литературе довольно часто формулы индивидов называют *реальными*, а формулы минеральных видов — *идеальными* формулами. В данных понятиях также отражается *процесс обобщения* химического состава, приводящий к упрощению его в идеальных формулах. Однако эта терминология неудобна, так как не раскрывает объективно существующего соотношения между составом индивида и вида.

В справочниках по минералогии, учебных пособиях и других изданиях, где обычно рассматриваются минеральные виды, кристаллохимические формулы, как правило, отвечают содержанию последних. Наоборот, в работах, посвященных изучению минералов какого-либо месторождения или его части, где имеют дело с минеральными индивидами или минеральными разностями, соответствующие им кристаллохимические формулы более конкретны и отражают все тонкости химизма.

Следует отметить, что в формуле индивида между элементами, находящимися в изоморфных отношениях (и заключенных в скобки), запятая никогда не ставится, поскольку в таких формулах эти отношения постоянны и отмечены цифрами. Запятая ставится лишь в формулах вида между совершенно изоморфными видообразующими элементами и отражает изменчивость (динамику) химического состава, пределами которой являются стоящие в скобках элементы. В некоторых случаях, когда обычно изоморфные видообразующие элементы показывают стехиометрические или близкие к ним от-

---

* Очевидно, можно также говорить и о формулах минеральных разновидностей, которые немного более конкретны, чем формулы минеральных видов. Так, для Fe-сфалерита формула будет $(Zn_{1-x}Fe_x)S$, для Mn-сфалерита — $(Zn_{1-x}Mn_x)S$ и т. п.

ношения, как например, в пентландите (между Ni и Fe) или иксиолите (между Fe и Sn), такие элементы разделяются точкой с запятой — $(Fe; Ni)_9S_8$ или $(Fe; Sn)TaO_4$.

Дефектность структуры минералов. За последние годы среди минералов выявляется все большее число представителей, обладающих дефектами кристаллической решетки. В первую очередь сюда относится пирротин, затем некоторые сульфиды, селениды и теллуриды меди и серебра — дигенит, берцелианит, вейсит, эмпресит, штромейерит и др. Все они характеризуются тем, что часть электроположительных атомов у них окислена до высшей валентности, благодаря чему (по закону компенсации валентностей) определенная часть их позиций оказывается вакантной. Так, в пирротине окисление каждых трех атомов двухвалентного железа до трехвалентного состояния сопровождается выносом одного из них из решетки и образованием электроположительной вакансии. Однако распространенные до сих пор формулы пирротина $Fe_{1-x}S$, дигенита $Cu_{2-x}S$, вейсита $Cu_{2-x}Te$ и др. неправильные.

Главная ошибка в написании формул этих минералов заключается в игнорировании закона компенсации валентностей в соединении, который никогда не может быть нарушен. Следовательно, в кристаллохимических формулах минералов принцип компенсации валентностей обязательно должен найти отражение. Тогда правильная формула пирротина будет—$Fe_{1-x}Fe_{2/3x}S$, дигенита — $Cu_{2-x}Cu_{1/2\,x}S$, или Cu_8CuS_5, вейсита — $Cu_{2-x}Cu_{1+1/2x}Te_2$ и т. д.

Структурные разновидности. Необходимость отражения в названиях минералов структурных разновидностей минерального вида возникла совсем недавно, когда для ряда минералов со слоистой структурой или координационных, но построенных по типу гексагональной плотнейшей упаковки атомов, был установлен ряд политипных модификаций, структурные отличия которых недостаточны для выделения их в самостоятельные виды (см. главу 3). Сюда относятся, например, из первой группы — графит, молибденит и многие слоистые силикаты, из второй группы — вюрцит, гринокит, хэгбомит, тафеит и др. Но поскольку это не подвиды, а структурные разновидности (число которых в принципе может быть очень большим), то в формуле минерального вида они не должны находить отражения. Однако в формулах минерального индивида или химической разновидности отображение структурной разновидности вполне правомерно и соответствующие знаки — цифру (показывающую период повторяемости) и латинскую букву (обозначающую сингонию) — следует ставить (как и в названиях соответствующих разновидностей) в конце формулы через тире. Так, например, формулы индивидов вюрцита могут быть $(Zn_{0,9}Fe_{0,1})$ S-2*H* или $(Zn_{0,95}Mn_{0,05})$ S-3*R*, хэгбомита — $(Mg_{1,2}Fe_{0,8})_2(Al_{3,6}Fe_{0,4})_4O_8$-15*H*, мусковита — $K\{(Al_{1,9}Fe_{0,1})_2[AlSi_3O_{10}][(OH)_{1,8}F_{0,2}]_2\}-2M_{\mathfrak{G}}^{2}$ и т. п.

Отражение наличия воды в формулах минералов. Вода в составе многих минералов играет весьма существенную роль. Мы рассматриваем здесь только так называемую кристаллизационную воду, которая выступает в их структуре в виде молекул, образуя кристаллогидраты. Фактически вода является равноправным элементом структуры минерала, которая с удалением воды разрушается. Поэтому в кристаллохимических формулах минералов кристаллизационная вода должна помещаться непосредственно вслед за электроположительными элементами (катионами), как бы отделяя последние от электроотрицательных элементов (анионов) или радикалов, например: сода — $Na_2(H_2O)_{10}[CO_3]$, гипс — $Ca(H_2O)_2[SO_4]$, халькантит — $Cu(H_2O)_5[SO_4]$, карналлит — $KMg(H_2O)_6Cl_3$ и т. п.

Более детальное отражение в формулах структурно неодинаковых молекул воды и разделение ее (например, в том же халькантите) на два типа: координационную, связанную только с катионами ($4H_2O$), и буферную, свя-

занную с кислородом радикала SO_4 и другими молекулами воды ($1H_2O$), вряд ли целесообразно, тем более что для очень многих кристаллогидратов такое разделение сейчас провести затруднительно. Со временем оно, вероятно, будет осуществлено.

Однако в некоторых структурах, принадлежащих главным образом к каркасному и реже слоистому или цепному мотивам, вода относительно менее прочно связана с катионами и может выделяться без разрушения крепкой структурной основы минерала. Такая вода называется *цеолитной*, и хотя между обоими типами структурной воды существуют несомненно постепенные переходы (обусловленные различием в строении и прочности связей главных минералообразующих элементов), рационально выделять цеолитную воду в формулах, помещая ее в самом конце формулы и соединяя с последней через точку, например: натролит — $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O\,\frac{3}{\infty}$, ломонтит— $Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 4H_2O\,\frac{3}{\infty}$, гармотом — $Ba\,[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O\,\frac{3}{\infty}$ и т. п.

ПРАВИЛА ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИХ ФОРМУЛ МИНЕРАЛОВ

1. Все минералообразующие элементы, играющие самостоятельную роль в структуре минерала, пишутся в формуле отдельно: электроположительные слева, электроотрицательные справа. Порядок их (слева направо) определяется: для электроположительных элементов повышением, для электроотрицательных понижением валентности. В случае равенства валентности элементов порядок их в формуле определяется повышением величины электроотрицательности.

2. Изоморфные элементы объединяются вместе в круглых скобках, причем в формулах минеральных индивидов или минеральных разностей отражаются все существенные, или главные, минералообразующие элементы, а в формулах минерального вида — только видообразующие элементы.

3. Один и тот же элемент, входящий в состав минерала в разных валентных состояниях, в формуле обязательно показывается как два или более самостоятельных элемента, причем валентность их отмечается соответствующими знаками лишь в специальных случаях.

4. Атомные объединения, или радикалы любой сложности, заключаются в квадратные скобки. При наличии в составе минерала нескольких радикалов их порядок определяется понижением заряда радикала, а для радикалов с одинаковым зарядом — повышением электроотрицательности центрального атома (точнее — повышением относительной прочности связи его с окружающими атомами). Для радикалов одного и того же элемента, но разного типа (например, SiO_4, Si_2O_7 и т. д.) последовательность определяется понижением степени ассоциации атомов.

5. Координационное число элементов, как правило, в формулах не показывается. Только в тех случаях, когда КЧ является необычным или различным для одного и того же элемента и не выявляется по виду формулы, его отмечают маленькой цифрой в квадратных скобках, расположенной справа вверху от символа элемента. Один и тот же элемент, входящий в состав минерала в различной координации, показывается в формуле раздельно в порядке понижения КЧ.

6. Принадлежность структуры минерала к цепному, слоистому или каркасному мотивам отмечается в конце формулы знаком бесконечности ∞ с соответствующей цифрой над ним: 1 — для цепных, 2 — для слоистых, 3 — для каркасных. Период повторяемости (идентичности) в минералах с цепными структурами отмечается цифрой при центральном атоме (например, для метасиликатной цепочки известны Si_2O_6, Si_3O_9, Si_4O_{12}, Si_5O_{15} и Si_7O_{21}).

7. Недостаток атомов в структуре минерала (дефектность) отмечается

буквой *x*, причем формула его пишется обязательно с учетом закона компенсации валентностей.

8. Принадлежность отдельных минеральных индивидов к той или иной структурной разновидности (политипной модификации) в формуле минерального вида не отражается. Она показывается только в формуле индивида или химической разновидности и отмечается цифрой (период повторяемости) и большой латинской буквой (сингония), которые ставятся в конце формулы, связываясь с ней через тире. В случае дезориентации слоев в политипе добавляется буква *d*.

9. Кристаллизационная вода координационного и буферного типа объединяется вместе, заключается в круглые скобки и помещается в формуле между электроположительными и электроотрицательными элементами. Вода существенно цеолитного типа ставится в конце формулы и соединяется с ней через точку.

10. Тип химической связи, проявляющийся между атомами в минералах, в кристаллохимических формулах не отражается.

Глава 6

ПРИНЦИПЫ КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Научная классификация — это концентрированное выражение наших знаний о природе классифицируемых предметов и их основных взаимосвязях. Подлинно научная классификация заключает в себе максимальное количество ценнейшей информации о классифицируемых предметах. В минералогии это прежде всего данные о свойствах минералов и их морфологических особенностях, которые должны непринужденно выводиться из принятой схемы классификации в результате строгого теоретического обоснования, заключающегося в самом принципе построения такой классификации.

РАЗЛИЧИЕ МЕЖДУ ХИМИЧЕСКИМ И КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИМ ПРИНЦИПАМИ КЛАССИФИКАЦИИ

С познанием внутреннего строения минералов естественно встал вопрос о перестройке их классификации на основе кристаллохимического принципа, в котором наряду с химизмом необходимо должным образом учесть и отразить структуру минералов. В настоящее время понятие кристаллохимической классификации стало довольно общеупотребительным и даже модным. Однако многие из этих классификаций, которым обычно присваиваются названия кристаллохимических, на самом деле таковыми не являются, поскольку структурные признаки минералов находят в них слабое или формальное отражение. Сопровождение классификации чертежами и схемами структур минералов или величинами параметров решетки и символами пространственных групп еще не делает ее подлинно кристаллохимической.

Отсутствие до сих пор общепринятой подлинно кристаллохимической классификации объясняется прежде всего тем, что среди минералогов существует различная оценка степени важности кристаллической структуры минералов по отношению к их химическому составу, что находит непосредственное отражение в построении самой схемы классификации. В большинстве современных классификаций, например, в справочнике Дана (Palache, Berman, Frondel, 1944), в книге Х. Штрунца (Strunz, 1957) или в справочнике «Минералы» (1960, 1963, 1965) кристаллическая структура минералов учитывается совершенно формально и как классифицирующий признак фактически оказывается на одном из последних мест, подобно сингонии в прежних химических классификациях. По существу эти классификации мало чем отличаются от чисто химических; исключением в них является лишь класс силикатов, в котором особенность строения кремнекислородной основы (в виде структурного мотива) поднята на уровень ведущего классифицирующего признака. Но естественно полагать, что это не может быть свойственно только одному классу силикатов, хотя в нем и имеются благоприятные условия для образования широкого разнообразия структур, принадлежащих к различным структурным мотивам.

Кристаллохимической классификацией минералов называется такая классификация, в которой *основные структурные особенности* минералов входят в качестве *определяющих* признаков *наравне* и в тесной взаимосвязи с их *химическим составом*. Нахождение правильного, или лучше сказать, естественного их соподчинения в схеме классификации является непременным и весьма важным ее условием. Оно определяет совершенство классификации и, следовательно, научно-практическую ее ценность. Напротив, выпячивание химических или, наоборот, структурных признаков минералов в схеме классификации приводит к нарушению естественных кристаллохимических связей, заключающихся в единстве и нормальном соотношении между ними и справедливо расценивается как химический или структурный формализм.

ВЗАИМОСВЯЗЬ МЕЖДУ КОНСТИТУЦИЕЙ МИНЕРАЛОВ, ИХ ФОРМОЙ И СВОЙСТВАМИ

Рациональная схема кристаллохимической классификации минеральных видов вытекает из основной ее задачи, которая заключается *в наиболее полном выявлении взаимосвязи между составом и строением минералов, их свойствами и морфологическими особенностями*. Такая задача не могла быть поставлена в более ранние периоды развития минералогии,— она возникла лишь теперь, на кристаллохимическом ее этапе, когда было познано расположение атомов в пространстве и установлены законы связи между ними. Один химический состав, так же как и одна структура минерала, рассматриваемые в отдельности, никогда не позволят удовлетворительно решить эту задачу. В самом деле, такие полиморфные минеральные виды, как алмаз и графит, кальцит и арагонит, кианит и силлиманит и др., являются лучшим доказательством того положения, что тип структуры и распределение связей между атомами в минералах оказываются решающими факторами в определении их свойств. Разве сам по себе химический состав молибденита или пирита заключает достаточные данные о всех их свойствах, а тем более данные о резком различии некоторых свойств? Только при учете структурных особенностей этих минералов, распределения связей в пространстве и различия их прочности можно составить себе полное представление о всех важнейших свойствах этих минералов.

Фундаментом современных теоретических построений минералогии является правильно понимаемые *единство и взаимосвязь химического состава* минералов с их *внутренним строением*, феноменологически выражающиеся во взаимосвязанных *свойствах*, которые совершенно *однозначно*, *закономерно* и *строго* отражают все самые тонкие особенности конституции минералов и состояние химической связи между составляющими атомами.

В последнее время зависимость между конституцией минералов и такими относительно простыми свойствами, как плотность и твердость, установлена в математической форме (Поваренных, 1961, 1963, 1964). Для остальных свойств вывод подобной строгой зависимости — дело ближайших лет. Следовательно, можно уже и теперь, пользуясь как строго выявленной, так и приближенной зависимостью, решать обратную задачу, т. е. по свойствам минералов устанавливать их конституцию. Этим путем легче всего удается выяснить принадлежность структуры минерала к определенному мотиву, что очень важно для кристаллохимической классификации, поскольку на основе структурного мотива относят минерал к определенному подклассу. Большую помощь в этом может оказать также правильно истолкованная зависимость между обликом минеральных индивидов и структурным мотивом, к которому принадлежит структура минерала (Соболев, 1949; Шафрановский, 1960; Поваренных, 1965).

Таким образом, кристаллохимическая классификация, правильно отражающая конституцию минералов, находит не только опору, но и доказательство в их свойствах, которые в свою очередь получают в ней закономерное систематическое освещение. Разумеется, для классификаций, построенных на чисто химическом основании (а такие пока преобладают) структурная сторона конституции минералов не имеет существенного значения. Но это одновременно означает, что свойства минералов в такой односторонней систематике никак не могут быть предсказаны, как не могут они служить и средством для уточнения самой классификации.

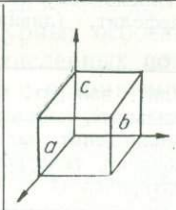
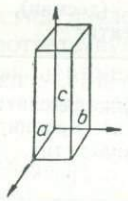
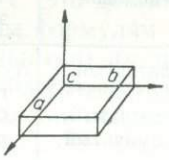
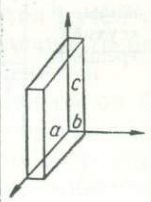
ОБЛИК МИНЕРАЛОВ И СТРУКТУРНЫЙ МОТИВ

Между внешней формой минеральных индивидов и их структурой существует определенная зависимость, которая обычно осложняется дополнительными причинами, именуемыми условиями образования или средой. Без учета влияния последней на рост минерального индивида роль структуры в его морфогенезисе установить фактически невозможно.

Для стерического сопоставления формы минеральных индивидов со структурными мотивами необходимо первую выражать на основе относительного развития размеров (параметров) индивидов в трех взаимно перпендикулярных направлениях. Соответствующим морфологическим понятием является *облик* индивидов, для которого выделяют четыре типа: изометрический, столбчатый, таблитчатый и досчатый. В зависимости от абсолютного размера индивидов и степени различия отношений параметров для каждого из четырех типов выделяют соответствующие разновидности (табл. 20).

Таблица 20

Характеристика основных типов облика минеральных индивидов

Типы облика индивидов				
Отношение параметров	$a_i = b_i = c_i$	$a_i = b_i \ll c_i$	$a_i = b_i \gg c_i$	$a_i \neq b_i \ll c_i$
Наименование типа	Изометрический	Столбчатый	Таблитчатый	Досчатый
Наименование индивида	Зерно	Столбик	Таблица	Доска
Наименование разновидностей обликов	Крупнозернистый	Шестоватый	Тонкотаблитчатый	Щепковидный
	Среднезернистый	Игольчатый	Пластинчатый	Лейстоподобный
	Мелкозернистый	Волосовидный	Тонкопластинчатый	Ножевидный
	Микрозернистый	Волокнистый	Листоватый	Ленточный

Подавляющее большинство минералов с анизодесмическими структурами отличается значительной изменчивостью облика индивидов, что определяется влиянием условий образования. Типоморфный облик минералов, при котором наблюдается полное совпадение типа облика с типом структурного мотива, возникает лишь в условиях дифференциальной подвижности

Таблица 21

Примеры важнейших минеральных видов, облик индивидов которых в генетических условиях с неравномерной подвижностью элементов показывает соответствие с их структурным мотивом

Генетические условия	Облик индивидов и его разновидности	Минеральные виды *	Структурный мотив
Зона цементации и окисления (выветривания) и другие экзогенные процессы	Столбчатый, шестоватый, игольчатый, волосовидный	Гидроборацит, голландит, криптомелан, кюрит, мендипит, палыгорскит, пиролюзит, платнерит, селенолит, (склодовскит), (уранофан), хьюэтит, шафарцикит	Цепной
	Досчатый, ножевидный	Валентинит, гётит, лаврионит, клинолаврионит, теллурит	
	Таблитчатый, пластинчатый, листоватый, чешуйчатый	Бёмит, бийетит, бисмохлит, брусит, вермикулит, вивианит, гибсит, калькалюмогидрит, делафосит, дикит, каолинит, квенселит, кёхлинит, клодетит, креднерит, лепидокрокит, литиофорит, магалюмогидрит, матлокит, надорит, отенит, перит, плюмбоксит, сассолин, сенжьерит, торбернит, уранокиркит, халькофанит, цейнерит, эритрин	Слоистый
Гидротермальные жилы и «сухие» трещины	Столбчатый, шестоватый, игольчатый, волосовидный	Айкинит, антимонит, бертьерит, бетехтинит, буланжерит, висмутин, витихенит, гуанахуатит, джемсонит, кобеллит, козалит, манганит, менегенит, миллерит, теллит, халькостибит, цинкенит	Цепной
	Досчатый, ножевидный	Брукит, вольфрамит, галеновисмутит, (гейландит), (десмин), карфолит, (ливингстонит), эмплектит	
	Таблитчатый, пластинчатый, листоватый, чешуйчатый	Аурипигмент, станисулит, валерит, герценбергит, джиллеспит, (кальцит), ковеллин, кронстедтит, мелонит, молибденит, нагиагит, парагуанахаутит, санборнит, теллуровисмутит, тиллит, франкеит, штернбергит	Слоистый
Контактово-метасоматический и метаморфический процессы	Столбчатый, шестоватый, игольчатый, волосовидный	Актинолит, антофиллит, диопсид, (дюмортьерит), йохансенит, клиногиперстен, ксонотлит, куммингтонит, пектолит, рутил, силлиманит, (тарамеллит)	Цепной
	Досчатый, ножевидный	Волластонит, диаспор, (кианит), (окенит), роговые обманки	
	Таблитчатый, пластинчатый, листоватый, чешуйчатый	Биотит, брусит, (гематит), гиролит, графит, клинохлор, ксантофиллит, маргарит, мусковит, парагонит, пиросмалит, пирофиллит, стильпномелан, тальк, хлоритоид, цеофиллит	Слоистый

* В скобки заключены минеральные виды, облик индивидов которых отвечает не истинному структурному мотиву, а субмотиву, отражающему анизотропию связей второго порядка.

элементов и является следствием приспособления структуры минерала к этим условиям.

Анализ большого фактического материала (Поваренных, 1965) позволяет сделать следующие общие выводы:

1. Соотношение между обликом и структурой минерального индивида неоднозначно и определяется условиями кристаллизации, важнейшей характеристикой которых является степень равномерности в подвижности минералообразующих элементов.

2. При равномерной подвижности элементов в среде анизотропия связей в структуре минерального индивида не проявляется в его облике. Его форма развивается во всех направлениях соответственно межатомным расстояниям (или параметрам элементарной ячейки).

3. При дифференциальной подвижности элементов в среде облик минерального индивида обусловливается главным образом анизотропией связей в его структуре и проявляется тем резче, чем выше степень анизотропии. Его форма развивается в направлении наиболее прочных связей, которые и определяют морфогенезис индивида в этих условиях.

4. Если известна структура минерала, то по облику его индивидов можно судить об условиях образования. Если структура минерала неизвестна, то генетические условия с дифференциальной подвижностью минералообразующих элементов дают возможность по облику минеральных индивидов уверенно судить о типе структурного мотива, к которому принадлежит минерал.

В табл. 21 приведены важнейшие минеральные виды, обладающие этим устойчивым, или типоморфным, обликом, характеризующим цепные и слоистые минеральные виды.

ТВЕРДОСТЬ И ПЛОТНОСТЬ МИНЕРАЛОВ КАК КРИТЕРИИ ИХ КОНСТИТУЦИИ

Оба эти свойства, для которых установлена строгая математическая зависимость от кристаллохимических факторов, позволяющая вычислять фактические их значения для многих минералов, легко дают возможность судить о структурных особенностях последних. Это достигается путем сопоставления вычисленных по соответствующим формулам величин твердости и плотности с истинными (экспериментальными) их значениями.

Так, пользуясь уравнением твердости изодесмических минералов бинарного состава, которая может быть с успехом (на основе принципа аддитивности) применена и к сложным изодесмическим соединениям, легко определить степень отклонения от изодесмической структуры любого минерала. Это уравнение имеет следующий вид:

$$H = \alpha K \frac{W_k \cdot W_a}{d^2} \beta\gamma. \qquad (V)$$

Здесь коэффициенты K, W_k, W_a, d и β имеют то же значение, что и в уравнении (II); новыми являются лишь коэффициенты α и γ. Коэффициент α — это коэффициент пропорциональности, одновременно учитывающий силы отталкивания между атомами в различных валентных типах соединений. Для основных валентных типов $^1/_1$, $^2/_1$, $^2/_2$, $^3/_2$ и $^4/_2$ он имеет соответственно такие значения: 13,0; 8,0; 4,9; 3,9 и 2,4 *. Коэффициент γ — это коэффициент плотности упаковки атомов в структуре минерала, отражающий объемное влияние его координационного числа. Для важнейших координационных чисел — 4, 6, 8 и 12 он соответственно равен 0,65; 1,0; 1,3 и 1,42.

Поскольку в формуле (V) учитывается влияние на твердость минерала всех основных кристаллохимических факторов при обязательном изодесми-

* Эти значения несколько отличаются от приведенных ранее (Поваренных, 1963); они уточнены в связи с изменением шкалы твердости Мооса, которая после замены второй, третьей, пятой и шестой ступеней новыми эталонами стала более равномерной.

ческом (или гомодесмическом) структурном мотиве, любое различие между величинами расчетной и экспериментальной твердости свидетельствует об отличии структуры данного минерала от изодесмической. Это различие таково, что величина расчетной твердости ($H_в$) всегда выше величины экспериментальной твердости ($H_э$), причем численное значение разности между ними ($H_в$—$H_э$) может служить мерой степени анизодесмичности связей в минерале. Эта разность максимальна для минералов со слоистым структурным мотивом, несколько меньше она для цепных и островных минералов. Наибольшего значения она достигает в тех структурах, где доминируют в каком-либо направлении остаточные (вандерваальсовские) связи.

На основе сопоставления величин $H_в$ и $H_э$, которые могут быть выражены также и графическим способом (Поваренных, 1963, стр. 229—238), для большинства минералов с неизученными структурами вполне уверенно можно делать структурные прогнозы, особенно если привлечь на помощь и другие структурно-чувствительные свойства. Этот метод особенно эффективен для минералов простого состава (сульфидов, окислов, галогенидов), а также для силикатов, и при уточнении местоположения отдельных минеральных видов в принятой схеме классификации мы им постоянно пользовались.

Необходимо отметить, что для определения экспериментальной твердости минералов в основу была положена улучшенная (выравненная) шкала Мооса, ступени которой представлены следующими эталонами: 1) тальк (001); 2) галит (100); 3) галенит (100); 4) флюорит (111); 5) шеелит (111); 6) магнетит (111); 7) кварц ($10\bar{1}1$); 8) топаз (001); 9) корунд ($11\bar{2}0$); 10) карбид титана TiC (100). В связи с этим все приведенные во второй части книги значения твердости по Моосу пересчитаны по новой шкале, которая требует повышения на полбалла старых значений в интервалах от 2,5 до 3,5 и от 4,5 до 6.

Кроме уравнения твердости, для корректировки структурных особенностей минералов аналогичным образом может быть применено уравнение плотности (удельного веса) минералов бинарного состава, относящихся к высокосимметричным преимущественно координационным или каркасным структурам. Это уравнение следующее:

$$\rho = p\frac{\sum A}{d^3}, \qquad \text{(VI)}$$

где ρ — плотность; p — коэффициент пропорциональности, одновременно учитывающий плотность упаковки атомов. Для разных структурных типов минералов он имеет различные значения; так, для CsCl он равен 1,072; NaCl— 0,825; CaF_2 и ZnS — 0,536; TiO_2— 0,413; Al_2O_3— 0,275; Mn_2O_3— 0,260; ReO_3— 0,206 и SiO_2 (кристобалит) — 0,134; ΣA — суммарный атомный (формульный) вес, d — межатомные расстояния (Поваренных, 1961, 1964).

Всякое отклонение минерала от идеальной структуры того или иного типа сразу же сказывается на его плотности, которая уменьшается и тем больше, чем резче это отклонение. Оно достигает максимума, когда минералы тождественного состава (полиморфные виды) принадлежат к разным структурным мотивам или к типам с различной координацией атомов. Следовательно, по величине $\Delta\rho$, представляющей собой разность $\rho_в$ и $\rho_э$, легко судить о степени анизодесмичности структуры детально не изученных минеральных видов, пользуясь стандартными межатомными расстояниями (табл. 10).

ДРУГИЕ СВОЙСТВА, ОТРАЖАЮЩИЕ КОНСТИТУЦИЮ МИНЕРАЛОВ

Строго говоря, нет таких свойств, которые не отражали бы в той или иной степени конституцию минералов, в том числе и структурные их особенности. Следовательно, все они могут быть использованы для решения обрат-

Таблица 22

Связь важнейших свойств и формы минералов со структурными мотивами

Структурные мотивы	Показатель преломления света	Двупреломление и оптический знак	Спайность	Твердость	Плотность	Облик
Координационный	Различный (изменяется в широком интервале в зависимости от кристаллохимических факторов)	Нет или низкое (+ и —)	Средняя до совершенной по трем и более направлениям	Различная (изменяется в широком интервале в зависимости от кристаллохимических факторов)	Средняя до высокой (изменяется в широком интервале)	Изометрический
Каркасный	Наиболее низкий	Низкое (+ и —)	Несовершенная или средняя по нескольким направлениям	Средняя	Наименьшая	Преимущественно изометрический
Кольцевой	Низкий (уменьшается с увеличением диаметра колец)	Низкое (большей частью —)	Обычно несовершенная до средней по одному или нескольким направлениям	Средняя до высокой	Наименьшая (возрастает с уменьшением диаметра колец)	Преимущественно изометрический (до столбчатого)
Островной	Высокий (наибольший по отношению к остальным минералам в своем классе)	Умеренное, за исключением минералов с плоскими радикалами (+ и —)	Различная, часто средняя или несовершенная по нескольким направлениям	Высокая (наибольшая по отношению к остальным минералам в своем классе)	Обычно высокая (за исключением кристаллогидратов)	Преимущественно изометрический
Цепной	Средний	Высокое (большей частью +)	Средняя до совершенной по двум (реже по одному) направлениям || цепочкам	Средняя	Средняя	Столбчатый, досчатый, шестоватый, игольчатый, волосовидный
Слоистый	Средний до низкого	Очень высокое (большей частью —)	Совершенная до весьма совершенной по одному направлению || слоям	Низкая (возрастает с повышением прочности связей между слоями)	Низкая (варьирует с изменением состава)	Таблитчатый, пластинчатый, листоватый, чешуйчатый

ной задачи, т. е. установления принадлежности структуры минерала к тому или иному структурному мотиву. К числу важнейших в этом отношении относятся спайность, показатель преломления и двупреломления света и оптический знак, которые легко и с высокой степенью точности определяются.

Спайность, зависящая от прочности и распределения связей в структуре, является хорошим индикатором ее особенностей и позволяет на основе числа направлений и степени совершенства определять структурный мотив минерала. Лучше всего она выявляет цепной и слоистый мотивы как наиболее анизодесмические, четко проявляясь в двух или, соответственно, в одном направлении. В минералах с островными структурами она проходит нередко по трем направлениям, как обычно и в минералах с координационным мотивом, но в отличие от последних с неодинаковой степенью совершенства. В минералах с каркасными структурами она в зависимости от их вторичных особенностей может быть весьма различной и по числу направлений и по степени совершенства.

Оптические свойства (при обязательном учете химизма минералов) — показатель преломления N, двупреломление и оптический знак — являются важными критериями для определения структурного мотива. Величина показателя преломления служит прямым указателем плотности упаковки атомов в структуре, и поэтому самые низкие значения N, как правило, свойственны минералам с каркасными и кольцевыми структурами. Величина двупреломления, характеризующая оптическую анизотропию минерала, в совокупности с оптическим знаком дает возможность обнаруживать среди прочих минералы с цепными и слоистыми структурами. Разумеется, максимальный успех в решении этой обратной задачи достигается при одновременном учете всех важнейших свойств и формы минерала (табл. 22).

СООТНОШЕНИЕ МЕЖДУ ХИМИЧЕСКИМИ И СТРУКТУРНЫМИ ПРИЗНАКАМИ В СХЕМЕ КЛАССИФИКАЦИИ

В единстве химического состава и структуры минералов ведущим признаком является химический состав, тогда как структура ему подчинена (как форма по отношению к содержанию) и относится к признакам вторичным. Но это не означает, что она — признак второстепенный и может быть отнесена в последовательной смене классификационных признаков на одно из последних мест, как это наблюдается в старых химических классификациях по отношению к сингонии. Кристаллическая структура, как классификационный признак, по-своему «многогранна» и, как уже было показано, поддается систематике и обобщению так же, как и химический состав.

Следовательно, оба коренных признака — и состав, и структура — должны в кристаллохимической классификации найти одинаковое отражение. Очевидно, будет наиболее логичным, если в схеме классификации они станут чередоваться один с другим (табл. 23), постепенно уменьшаясь в объеме (т.е. по числу охватываемых каждым из них совокупностей минеральных видов). Так, *классы* мы выделяем, как это вообще принято, по ведущему электроотрицательному элементу или радикалу в составе минералов (например, сульфиды, окислы, силикаты, карбонаты и т. п.), и лишь в особых случаях (простые вещества) — по типу соединения*, а *подклассы* — по ведущему структурному мотиву (например, координационные, каркасные, островные и т. д.). В классах все минеральные виды обладают наиболее общим химическим сходством, определяющим близость некоторых (обычно существенно химических) свойств, в подклассах же минеральные виды объе-

* По характеру химического соединения весь минеральный мир подразделяется на четыре типа соединений — гомоатомные, сульфидные, кислородные и галоидные.

Таблица 23

Соотношение между химическими и структурными признаками в схеме кристаллохимической классификации минеральных видов

Ступень классификации	Классифицирующий признак (основание деления)	Краткая характеристика классифицирующего признака
Тип	Химический состав	Тип химического соединения (определяет доминирующий характер химической связи)
Класс	» »	Тип ведущего электроотрицательного элемента или радикала (определяет тип химического соединения)
Подкласс	Атомное строение	Тип структурного мотива (определяет распределение прочнейших связей между атомами в структуре)
Отдел	Химический состав или атомное строение	Степень сложности состава или строения минеральных видов
Группа	Химический состав и атомное строение	Сходство состава и плана строения (структурная близость — гомеотипия)
Подгруппа	Атомное строение	Сходство деталей строения (структурное тождество — изотипия)
Вид	Химический состав	Тождество химического состава в пределах изоморфного замещения элементов, допускаемого типом структуры

динены на основе наиболее общего структурного сходства, которое также определяет близость некоторых, но уже других (преимущественно физических) свойств, а также морфологических признаков.

Следующей ступенью классификации является разделение минералов по степени сложности химического состава (например, разнообразие катионов, наличие дополнительных анионов, молекул воды) или внутреннего строения (например, разнообразие кольцевых, цепных или слоистых радикалов) на *отделы*. Затем по сходству состава и плана атомного строения, определяемого тождеством КЧ электроположительных атомов и способом сцепления соответствующих координационных полиэдров, минералы подразделяют на *группы*. Последние в зависимости от разнообразия деталей структуры (например, при объединении в группе полиморфных видов типа сфалерита — вюрцита, кремнезема и т. п.) могут быть подразделены на подгруппы на основе тождества структуры. Наконец, каждая группа (или подгруппа) по химическому составу (который изменяется по закону изоморфизма) подразделяется на отдельные *минеральные виды*, число которых в разных группах различно и обусловлено спецификой структурного типа. Для некоторых классов (например, силикатов, боратов и т. п.), характеризующихся большой сложностью и разнообразием состава и строения минеральных видов, помимо ступеней, приведенных в табл. 23, приходится вводить дополнительные ступени (подотдел, раздел и т. п.).

ОБЩАЯ СХЕМА КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Известно, что последовательность типов в схемах химических классификаций, как и классов внутри типа, неодинакова у разных авторов, причем ни у одного из них не приводится какого-либо строгого обоснования принятой схемы. Схема кристаллохимической классификации строится на твер-

дых принципах, не допускающих двусмысленности или различного ее толкования.

Последовательность типов определяется изменением характера химической связи от ковалентно-металлической (гомоатомные соединения и сульфиды) через промежуточную, ионно-ковалентную (окислы) к существенно ионной (галогениды).

Последовательность классов внутри каждого типа определяется: для простых «анионов» уменьшением их валентности и увеличением ЭО, а для радикалов — уменьшением их «заряда» (по схеме: $[RO_n]^{4-} \rightarrow [RO_n]^{3-} \rightarrow [RO_n]^{2-} \rightarrow [RO_n]^{1-}$, где n может быть как 4, так и 3) и увеличением в них относительной прочности связи (см. табл. 6).

Последовательность групп минеральных видов в каждом подклассе или отделе определяется понижением прочности связи между составляющими атомами, т. е. находится в соответствии с уменьшением валентности, электроотрицательности и координационного числа электроположительных атомов, а внутри групп минеральные виды располагаются в порядке увеличения межатомных расстояний и понижения электроотрицательности ЭП атомов. Это обеспечивает в результате строго определенное положение каждой группы и каждого минерального вида в схеме классификации, в которой на основе указанных принципов легко находит свое место каждый вновь открываемый минеральный вид. Схема кристаллохимической классификации минеральных видов до ступени подкласса приведена в табл. 24.

Таблица 24

Схема кристаллохимической классификации минеральных видов

Тип	Класс	Подкласс
I. Гомоатомные и близкие к ним соединения	1. Простые вещества 2. Карбиды, нитриды и фосфиды	
II. Сульфиды и аналогичные соединения	1. Арсениды, антимониды и висмутиды 2. Теллуриды 3. Сульфиды и селениды	
III. Кислородные соединения	1. Окислы 2. Гидроокислы и оксигидраты 3. Силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты и др. 4. Бораты 5. Ванадаты 6. Арсенаты 7. Фосфаты 8. Селениты и теллуриты 9. Вольфраматы и молибдаты 10. Хроматы и селенаты 11. Сульфаты 12. Карбонаты 13. Йодаты 14. Нитраты	1. Координационные 2. Каркасные 3. Кольцевые 4. Островные 5. Цепные 6. Слоистые
IV. Галоидные соединения	1. Хлориды, бромиды и йодиды 2. Оксихлориды и оксифториды 3. Фториды	

Указанная последовательность расположения минеральных видов совпадает в общих чертах (для каждого подкласса) с порядком их кристаллизации в ходе того или иного минералообразующего процесса, но естественно, что это лишь более или менее выраженная тенденция, так как генезис мине-

ралов помимо кристаллохимических факторов определяется также внешними факторами физико-химического равновесия в окружающей среде.

Вместе с тем предлагаемая классификация наилучшим образом отражает как общие структурные особенности минеральных видов, так и все их свойства и подчиняет их закономерному порядку во всех классах, что придает ей значительную практическую ценность.

Наш личный педагогический опыт показал, что кристаллохимическая классификация минеральных видов легко воспринимается студентами и значительно способствует сознательному усвоению минералогии на современном уровне, резко сокращая объем элемента заучивания.

Глава 7

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ КЛАССОВ И ГРУПП

Здесь дается весьма краткая кристаллохимическая характеристика каждого минерального класса с выделением в нем главных подклассов на примере важнейших групп минералов, являющихся в этом отношении наиболее показательными. Разумеется, многие интересные детали строения ряда минеральных видов из-за отсутствия места остаются неосвещенными, так же как и многие кристаллохимические взаимосвязи между отдельными минеральными видами или группами разных классов. Естественно, что важность того или иного класса обусловлена не только числом объединенных в нем минеральных видов, но также числом и разнообразием структурных типов, к которым эти виды принадлежат. Следует подчеркнуть, что классам, менее изученным с точки зрения развиваемого здесь принципа, уделено больше внимания, чем хорошо исследованным и широко освещенным в литературе, как например силикатам, кристаллохимия которых неоднократно рассматривалась в специальных работах и сводках. Тот же принцип распространяется и на графическое изображение структурных типов. Отдается предпочтение вновь расшифрованным структурам, особенно принадлежащим к цепному и слоистому мотивам. Все классы распределяются по четырем основным типам химических соединений в такой последовательности; 1 — гомоатомные соединения, 2 — сульфиды и аналоги, 3 — кислородные соединения и 4 — галогениды. В той же последовательности они представлены и во второй части книги, и фактически каждый раздел этой главы следует рассматривать как краткое кристаллохимическое введение к соответствующему классу.

ГОМОАТОМНЫЕ И БЛИЗКИЕ К НИМ СОЕДИНЕНИЯ

Класс 1. Простые вещества

В этом классе принимают участие 22 видообразующих элемента, которые составляют всего 29 минеральных видов, что свидетельствует о малой склонности их к взаимным соединениям, так как изоморфизм между ними сравнительно ограничен. По своему положению в периодической системе и строению электронной оболочки эти элементы можно разделить на две главные группы: *d*-элементы, или переходные (Fe—Cu, Pd—Ag и Os—Au) и *sp*-элементы с высокими значениями ЭО (подгруппа *b* таблицы Менделеева). Первые в гомоатомных соединениях образуют металлическую связь при довольно высоких величинах эффективной валентности (Поваренных, 1963), что, однако, не мешает кристаллизации соответствующих минералов в структурных типах плотнейшей упаковки атомов. Вторая группа элементов относится к IV—VI *b*-подгруппам; они образуют существенно ковалентные гомоатомные соединения, структурные типы которых определяются гибридизацией *sp*-связей по закону 8 — *N*. Элементы, занимающие промежуточное

положение (Zn, Hg и In), образуют в гомоатомных соединениях компромиссные структурные типы, так же как и элемент IV*b* подгруппы Sn, имеющий благодаря большим межатомным расстояниям в гомоатомных кристаллах шестерную координацию.

В связи с преобладанием в этом классе *d*- и *s*-элементов доминируют минералы с координационными структурами. В структурном типе кубической плотнейшей упаковки атомов (тип халькита, рис. 23) кристаллизуются минералы групп платинита и халькита.

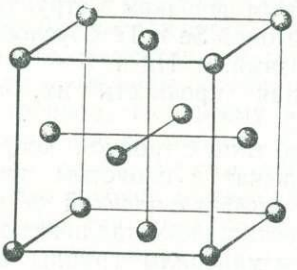


Рис. 23. Структурный тип халькита, кубическая ПУ атомов.

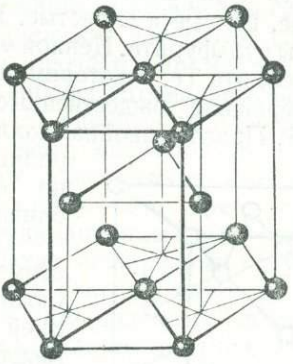


Рис. 24. Структурный тип металлического магния, гексагональная ПУ атомов.

Во второй группе минералов совершенный изоморфизм между атомами Ag и Au (Winchell, 1942) требует упразднения двух старых видов «серебра» и «золота» и слияния их в новый вид *аргаурит* с двумя подвидами аргентоаргаурит и ауроаргаурит. В структурном типе гексагональной плотнейшей упаковки (тип металлического магния, рис. 24) кристаллизуются минералы группы осмирита.

Осмирит, в котором также проявляется совершенный изоморфизм Os и Ir, хотя 100% каждого компонента не достигается (при содержании Ir $> 70\%$ образуется кубическая структура), разделяется на два соответствующие подвида.

В искаженном по оси *c* типе гексагональной плотнейшей упаковки кристаллизуется также цинкит Zn, что обусловливает для него координацию $6 + 6$.

В структуре центрированного куба (тип металлического тантала, рис. 25) кристаллизуются минеральные виды группы феррита Fe, среди которых недавно открытые феркобит FeCo (Challis, Long, 1964) и ферплатинит FePt (Генкин и Басова, 1965) представляют, очевидно, первый — бинарное металлическое соединение со структурой типа хлористого цезия, а второй — такое же соединение, но со структурой типа CuAu.

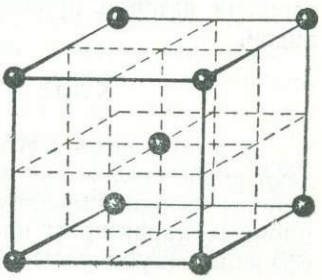


Рис. 25. Структурный тип металлического тантала.

В особом структурном типе кристаллизуется алмаз, представляющий классический пример изодесмического чисто ковалентного соединения с тетраэдрическим распределением sp^3-связей в пространстве (рис. 26). В бинарных соединениях производным от него является тип сфалерита ZnS.

Известно, что с увеличением межатомных расстояний прочность связей уменьшается, а КЧ атома возрастает. Для минералов, построенных из элементов IV*b*-подгруппы, это проявляется очень наглядно. Так, в станите Sn

структурный тип алмаза резко искажается и атомы олова приобретают шестерную координацию, причем одновременно происходит скачкообразный переход к металлической связи (за счет снижения эффективной валентности Sn). Дальнейший шаг в этом направлении представляет структура плюмбита Pb, для атомов которого характерна уже максимальная координация 12 (тип халькита).

Десять минеральных видов образуют анизодесмические структуры — кольцевые, цепные и слоистые. К первым относятся три минеральных вида из группы сульфурита. Цепной мотив структуры характерен для минералов группы теллита Te, в котором винтовые цепочки из атомов Te (или Se в селите) совершенно тождественные гетерогенным цепочкам в структуре киновари HgS. Правда, двойная координация атомов Se и Te обусловлена гибридными p^2-связями, а Hg и S — sp-связями, но относительная прочность их, вероятно, близка.

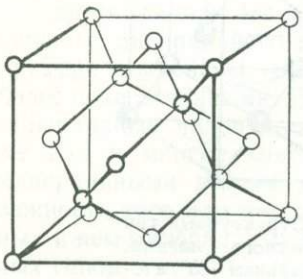


Рис. 26. Структура алмаза.

Структурные типы с тройной координацией атомов принадлежат к слоистым постройкам. Сюда относятся графит с плоской sp^2-координацией атомов и остаточно-металлической связью между слоями и минералы группы арсита As с зонтичной p^3-координацией атомов. Слои в этом случае обладают весьма неровной поверхностью, причем за счет атомов соседнего слоя в структуре намечается более высокая взаимная координация атомов, равная $3+3$. Благодаря большому различию в межатомных расстояниях арсита и стибита атомы As и Sb обладают ограниченным изоморфизмом, что обусловливает возникновение двойного соединения стибарсита SbAs, принадлежащего к тому же структурному типу, вероятно, с неупорядоченным распределением атомов по позициям.

Для большинства минеральных видов этого класса произведена унификация наименований и приняты новые названия в соответствии с разработанными автором принципами рациональной номенклатуры минеральных видов.

Класс 2. **Карбиды, нитриды и фосфиды**

В этом классе всего восемь минералообразующих элементов, которые дают ровно столько же минеральных видов. Из числа последних пять относятся к координационному и три к каркасному подклассам. Для координационных характерны простейшие структурные типы вюрцита (муасанит), сфалерита (кубомуасанит), галита (осборнит) и Fe_3P (шрейберзит). Сидеразит обладает, очевидно, дефектной структурой, которая детально не изучена (*SB*—II, 284).

Среди каркасных два полиморфных минеральных вида — мозезит и гексамозезит — являются антиструктурными аналогами кристобалита и гексатридимита с общей формулой $[Hg_2N]Cl \cdot H_2O\,{}^{3}_{\infty}$. Атомы Cl уравновешивают положительный заряд каркаса, состоящего из тетраэдров NHg_4, и могут замещаться радикалами SO_4 и CO_3 (в этом случае вакантные полости заполняются водой). Третий минеральный вид — когенит Fe_3C имеет переходную структуру от изодесмической к каркасной, так как атомные полиэдры (призмы CFe_6) соединяются в структуре не только через вершины, но и ребра.

Все минералы этого класса очень редки в природе, причем большинство из них встречается также в составе метеоритов.

СУЛЬФИДЫ И АНАЛОГИЧНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Класс 1. Арсениды, антимониды и висмутиды

В этом классе 12 видообразующих элементов составляют 31 минеральный вид.

Важнейшими элементами, помимо As, Sb и Bi, являются Ni, Cu, Pd и Pt. Весьма характерно, что в арсенидах доминируют элементы группы Ni, тогда как в теллуридах первое место принадлежит элементам следующей группы (особенно Ag и Au). Причина этого заключается прежде всего в соотношении валентностей ЭП и ЭО элементов. Наиболее оптимальные валентности 3 и 4, требуемые для простых арсенидов As^{3-} и диарсенидов $[As_2]^{4-}$, легче реализуются у элементов восьмой группы, чем у элементов I*b*-подгруппы.

Минеральные виды объединяются в двух подклассах — координационном и островном. По своему атомному составу — это преимущественно простые бинарные соединения. В числе координационных выделяется семь минеральных групп, которые отвечают, вероятно, семи разным структурным типам, но это требует подтверждения, так как большая часть их пока не изучена. Главными структурными типами в этом подклассе являются тип NiAs (группа никелина), тип Cu_2Mg (группа мальдонита) и тип Cu_3As (группа домейкита). Все это — существенно ковалентные соединения, и структуры их определяются в основном гибридизацией электронных орбит соответствующего типа, на которую накладывается влияние металлического характера связи. Значительная доля последней обусловлена наличием у переходных элементов не участвующих в связи электронов. С увеличением межатомных расстояний и уменьшением валентности ЭП элементов влияние металлического характера связи и одновременно повышения координации атомов становится все более существенным в генезисе структурного типа соответствующих соединений. Так, если в минералах, принадлежащих к структурному типу NiAs, доминирует влияние гибридной ковалентной связи типа d^4sp, то в структурах минералов мальдонита Au_2Bi, домейкита Cu_3As и дискразита Ag_3Sb уже отчетливо выступает влияние координационного принципа вместе с высокой концентрацией коллективизированных электронов.

Большинство минеральных видов, принадлежащих к подклассу островных, кристаллизуется в структурных типах пирита и марказита (рис. 10 и 80), координация атомов в которых определяется ковалентными связями с гибридизацией электронных орбит типа d^2sp^3. Необходимо лишь подчеркнуть, что в отличие от пирита и марказита островные радикалы As_2, Sb_2 и Bi_2 имеют в два раза большую валентность, чем S_2, а следовательно, и связанные с ними атомы (Ni, Co, Pt, Au и др.) выступают в четырехвалентном состоянии. Последнее, между прочим, часто берется под сомнение, так как в свойствах минералов выражается недостаточно четко (за исключением высокой твердости сперилита).

Особым структурным типом, можно сказать, уникальным для всех сульфидов и аналогов, является структура скутерудита $(Co, Ni)_4[As_4]_3$. Атомы мышьяка в ней связаны в квадратные кольца As_4, которые расположены перпендикулярно по отношению к соседним кольцам. Каждый атом Co(Ni) окружен шестью атомами As, очевидно, по тому же (пиритному) типу гибридизации электронных орбит. Только для этого минерального вида отмечается совершенный изоморфизм видообразующих элементов, в остальных видах он проявляется лишь в ограниченных масштабах. Подавляющая часть минеральных видов рассматриваемого класса — очень редка в минеральном мире и образуется только в областях с высокой концентрацией Ni и платиноидов. Из числа восьми слабо изученных минералов часть, вероятно, представляет механическую смесь.

Класс 2. **Теллуриды**

Класс теллуридов представлен 24 минеральными видами, в составе которых участвует 12 видообразующих элементов. Важнейшими из них являются Ag и Au, затем Bi, Cu и Ni, так что по существу это класс золото-серебряных минералов. Все минералы класса относятся к ковалентным соединениям, но в результате более низкой валентности, проявляемой составляющими атомами, и бóльшими (в среднем) межатомными расстояниями доля металлической связи в них несколько выше. Другим отличием от арсенидов является некоторое распространение здесь сложных соединений, обязанных главным образом одновременному участию в составе двух- и одновалентных атомов Cu и Ag. Это — следствие частичного окисления Cu^{I} и Ag^{I} до двухвалентного состояния, причем стехиометрические соотношения ЭП и ЭО элементов, как правило, не достигаются, и компенсация валентностей осуществляется путем образования дефектных структур. Возникают формулы типа $Cu_{2-x}Cu_{1/2\,x}\square^{+}Te$ или $Cu_{2-x}Cu_{1+1/2\,x}\square^{+}Te_2$, где символ $\square^{+}$ обозначает катионную вакансию в кристаллической решетке данного минерала (Риз, 1956).

В этом классе минеральные виды распределяются по трем подклассам — координационных, островных и слоистых теллуридов. Среди координационных хорошо изучены в структурном отношении минералы следующих четырех из семи минеральных групп: никтелита, алтаита, колорадоита и гессита. Из них первые три принадлежат к уже известным структурным типам NiAs, NaCl и ZnS (сфалерита), гессит же кристаллизуется в особом типе, характерном только для него. Для никтелита NiTe характерно окисление части Ni^{II} до Ni^{IV}, что обусловливает дефектность структуры и, вероятно, постепенный переход к мелониту $NiTe_2$, обладающему слоистой структурой типа $Mg(OH)_2$. Координационными соединениями сложного состава являются вейсит, штюцит и пецит. Для них характерны соответственно более сложные структуры с различной координацией атомов.

К подклассу островных теллуридов относятся две минеральные группы — креннерита $AuTe_2$ и фробергита $FeTe_2$. Представитель последней— фробергит — кристаллизуется в структурном типе марказита, минералам же группы креннерита, куда относится также и сильванит $AgAuTe_4$, свойственны специфические, по-видимому, уникальные для минерального мира структуры.

В подклассе слоистых теллуридов находится четыре группы — мелонита, теллуровисмутита, вулканита и рикардита. Структура основных представителей каждой группы изучена достаточно детально. Слоистый мотив в них обусловливается резко различной прочностью связей между атомами, расположенными в пределах данного слоя и в соседних слоях. В мелоните $NiTe_{2\frac{2}{\infty}}$ между слоями действуют остаточно-металлические связи, как, вероятно, и в структуре вулканита $CuTe_{\frac{2}{\infty}}$. В структуре минералов из группы теллуровисмутита различная прочность связей внутри слоя и между слоями обусловлена (как и в висмите) большим различием в межатомных расстояниях. Слоистый мотив в структуре рикардита менее резко выражен, так как разница в прочности различных связей невелика, что подтверждается достаточно высокой твердостью минерала.

Изоморфные замещения элементов в этом классе довольно обычны, однако совершенный изоморфизм между ними (за исключением не вполне доказанного $Ni^{II} \rightarrow Ni^{IV}$) не осуществляется. Правда, в слоистом жозеите отмечается довольно широкая вариация отношения Te : S, которая также обусловлена замещением в структуре, но не атом за атом, а слой Te-атомов за слой S-атомов.

Класс 3. Сульфиды и селениды

В рассматриваемом типе класс сульфидов и селенидов наиболее обширный. Он заключает 199 минеральных видов, в составе которых принимает участие 31 видообразующий элемент. Главнейшими среди них, помимо (S и Se), оказываются так называемые «халькофильные» элементы Cu, Pb, Ag, Sb, As и Bi, в меньшей мере — Fe, Ni, Co и Sn. Практически только в этом классе в качестве видообразующих элементов выступают Ga, In, Tl, Ru и Rh, а также наиболее широко (по числу видов) проявляются Cd, Hg и Ge.

В основе систематики сульфидов во всех учебных пособиях и справочниках лежит отношение числа электроположительных атомов к числу атомов S и Se, что, конечно, не соответствует кристаллохимическому принципу и является наследием чисто химических представлений об их природе. Детальное обоснование кристаллохимического принципа классификации сульфидов недавно дано нами (Powarennych, 1963), и здесь мы остановимся лишь на главном.

По типу химической связи, определяемому, как и в других классах, на основе разности ЭО элементов, подавляющее большинство сульфидов и селенидов относится к существенно ковалентным соединениям со степенью ковалентности от 65 до 85%. Для минералов, состоящих из переходных элементов и элементов с электронной оболочкой типа Pb^{2+}, характерна также некоторая доля металлической связи, обусловливающая соответствующую степень металлического блеска и электропроводности.

Ковалентные связи между атомами в сульфидах представляют собой направленные σ-связи, число и конфигурация которых целиком зависят от строения наружной электронной оболочки этих атомов. Большое число «халькофильных» элементов, выступающих в разных валентных состояниях, обусловливает широкое разнообразие строения электронных оболочек, благодаря чему в рассматриваемых классах минералов обнаруживается полный набор координационных чисел и валентных конфигураций атомов (Поваренных, 1959), определяющих специфику, особую сложность, а также уникальность отдельных кристаллических структур (например, киновари, молибденита, ковеллина и др.).

В этом классе обнаруживаются представители всех структурных мотивов: значительное число минеральных видов относится к подклассу координационных и субкоординационных, имеется несколько групп каркасных и островных видов, один относится к кольцевым, и много различных групп представлено в подклассах цепных и слоистых сульфидов. Все они кристаллохимически достаточно четко связываются с определенными группами элементов, характеризующихся в условиях существенно ковалентной связи устойчивыми координационными числами атомов. Для элементов с шестерной или четверной координацией свойственны координационные и каркасные структуры, для элементов с тройной и двойной координацией характерны анизодесмические, преимущественно кольцевые, цепные и слоистые структуры.

К первой группе относятся элементы с конфигурацией гибридных связей типа d^2sp^3, d^4sp, d^3s и sp^3, т. е. все переходные элементы и элементы I*b*-, II*b*- и III*b*-подгрупп периодической системы в нормальном валентном состоянии (Cu, Ag, Zn, Cd, Hg плюс еще Ge и Sn из четвертой подгруппы). Ко второй группе относятся элементы с конфигурацией гибридных связей типа p^3, d^2p, dsp, sp^2, sp и p^2. Это преимущественно элементы с электронной оболочкой типа Pb^{2+} (с неподеленной парой *s*-электронов) — As^{III}, Sb^{III}, Bi^{III}, Sn^{II}, а также Cu^{II}, Ag^{I} и Hg.

В подклассе координационных сульфидов естественно доминируют минеральные группы во главе с Fe (группы троилита, пирротина, кубанита

и др.), Ni (группы хизлевудита, полидимита, шэндита, пентландита и др.) и Cu (группы халькопирита, энаргита, борнита, дигенита и др.). Меньшее разнообразие видов свойственно Zn (группа сфалерита), Pt (группа куперита) и Pb (группа галенита). Шестерная координация последнего всецело обусловлена большими межатомными расстояниями Pb—S(Se). Для некоторых сульфидов, например, хизлевудита Ni_3S_2 или пентландита $(Fe; Ni)_9S_8$, необычный вид формул (из которых трудно определить валентность ЭП элементов) обусловлен более высокой координацией атомов S по сравнению с Ni, характерной для антиструктур.

Близкими по плану строения к координационным сульфидам, но отличными по прочности связи являются островные сульфиды группы пирита-марказита и кобальтина-арсенопирита. Это, конечно, не обычный, а особый островной тип, в котором острова представлены ковалентными парами S_2 (или аналогичными ей AsS, SbS и др.), а координирующие каждую пару шесть атомов Fe (или его аналогов) связаны с ними также ковалентными d^2sp^3-связями, что обусловливает высокую твердость соответствующих минералов.

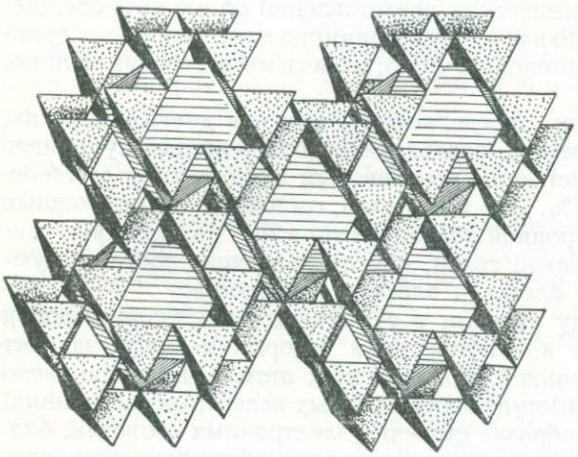


Рис. 27. Структура тетраэдрита:
общий вид каркасной постройки с лавесовскими полиэдрами внутри крупных пустот.

Очень разнообразную группу структурных типов возглавляют элементы со склонностью к пониженной координации. Это Cu, Ag, Hg и As, Sb и Bi, которые наряду с координационными образуют также анизодесмические структуры простого и сложного состава.

Кристаллохимия сульфидов меди весьма своеобразна благодаря наличию в составе минералов одно- и двухвалентных ее атомов с различными координационными числами. Атомам Cu^I свойственна обычно четверная координация* (халькопирит, станнин, энаргит и др.), тогда как атомы Cu^{II} чаще всего находятся в тройной координации. Однако при определенных условиях незначительное присутствие Cu^{II} заставляет атомы Cu^I принимать тройную координацию, как, например, в высокотемпературном гексахалькозине или тетраэдрите (Белов, 1953). В связи с тройной координацией Cu и S структура гексахалькозина при параллельной ориентации треугольников Cu—S оказывается слоистой (Белов и Бутузов, 1946). Слоистой же структурой, но уже за счет параллельной ориентации треугольников Cu^{II}—S, расположенных между двойным слоем обращенных друг к другу тетраэдров Cu^I—S (см. рис. 93), обладает ковеллин $Cu^I_2Cu^{II}S_3$. Тройная координация Cu^{II} обнаружена также в бетехтените $Cu_{21}Pb_2S_{15}$ (Dornberger-Schiff, Hoehne, 1959), но в структуре последнего треугольники CuS_3 распространяются не в двух, как в ковеллине, а в одном направлении, чем и обусловлен игольчатый облик минерала. Более строгая химическая формула его будет $Cu^I_{16}Pb_2Cu^{II}_5S_{15}$ или $Cu^I_8PbCu^{II}_2S_7$. Наконец, наиболее сложным

* Двойная координация атомов Cu^I проявляется в куприте Cu_2O и, должно быть, в борните Cu_5FeS_4 (Белов, 1954).

строением с одновременным участием Cu^{I} и Cu^{II} обладает тетраэдрит, структура которого является прототипом каркасного содалита (Pauling, Neumann, 1934). В тетраэдрите, в каждой из крупных полостей каркаса, состоящего из тетраэдров Cu^{I} — S, размещается четыре атома Cu^{I} и два атома Cu^{II} в тройной координации, а также четыре атома Sb^{III} в трой-

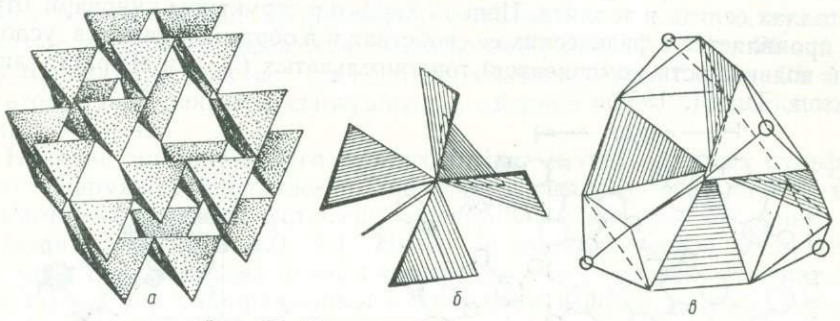


Рис. 28. Детали структуры тетраэдрита:
а — «фонарь» из тетраэдров; *б* — расположение атомов Cu, находящихся в тройной координации; *в* — лавесовский полиэдр с четырьмя атомами Sb (As) в пирамидальной зонтичной координации.

ной пирамидальной координации и один добавочный атом S (для баланса $2Cu^{I} \rightarrow 2Cu^{II}$) (рис. 27 и 28). Формулу каркасного тетраэдрита, которую изображают, по Полингу, в виде $Cu_6Cu_6Sb_4S_{12}S$, правильнее писать с выделением каркаса и разновалентных атомов меди таким образом: $Cu^{I}_4Cu^{II}_2Sb_4[Cu^{I}_6S_{12}]S$.

Во многом аналогична, но нетождественна кристаллохимия сульфидов серебра. Двойная координация атомов Ag, наблюдающаяся в аргентите, науманите, штромейерите, прустите и пираргирите, обусловливает своеобразие структур этих минералов. Так, аргентит Ag_2S и, по-видимому, науманит Ag_2Se обладают каркасной структурой типа куприта. В структуре штромейерита CuAgS (A. Frueh, 1956) атомы Ag и Cu имеют различную координацию: Ag и S образуют в двойной координации зигзагообразные цепочки, между которыми в тройной координации атомов серы размещаются атомы меди, связывающие эти цепочки друг с другом (рис. 29). В структурах прустита Ag_3AsS_3 и пираргирита Ag_3SbS_3 наблюдается близкая картина, с той лишь разницей, что винтообразные цепочки Ag—S—Ag—S, расположенные по тригональной призме, связываются более прочно трехвалентными As (соответственно Sb), образующим с атомами S пирамидальные группы AsS_3 (соответственно SbS_3).

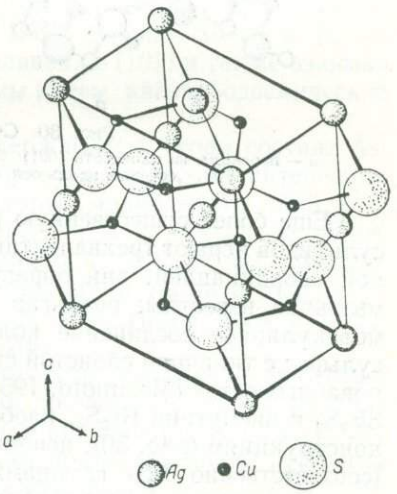


Рис. 29. Структура штромейерита AgCuS.

В акантите Ag_2S одна половина атомов Ag находится в двойной, а другая половина — в тройной координации (Frueh, 1958).

Четверная координация атомов Ag характерна, по-видимому, для аргентопирита $AgFe_2S_3$ и аргиродита $Ag_8(Sn, Ge)S_6$. Большая часть атомов Ag находится в четверной координации также в эвкайрите CuAgSe (Frueh и др., 1957). Структуры этих минералов координационные.

Структура киновари HgS обычно рассматривается как слегка искаженная структура типа NaCl. Однако два атома S, расположенные значительно ближе к атому Hg, чем остальные четыре, свидетельствуют о двойной координации Hg, образующей с атомами S бесконечные винтовые цепочки, подобные цепочкам из атомов Se и Te в соответствующих субметаллических кристаллах селита и теллита. Цепной характер структуры киновари отчетливо проявляется в физических ее свойствах и в образовании ею (в условии малой подвижности компонентов) тонкоигольчатых (∥ оси c) кристалликов (Dickson, Tunell, 1959).

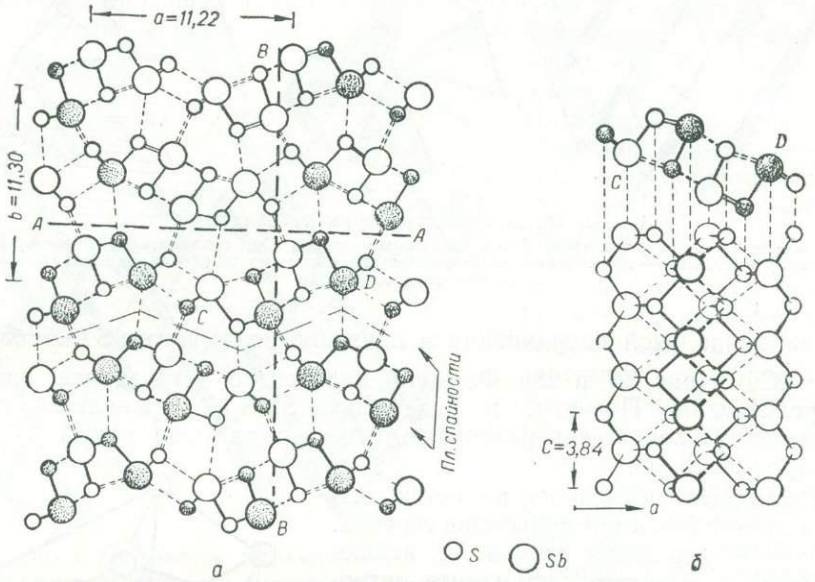


Рис. 30. Структура антимонита Sb_2S_3:
а — проекция на плоскость (001); *б* — проекция на плоскость (010) (*A* — *A* и *B* — *B* это сечения вдоль оси *c* для вычисления прочности связей)

Еще более существенную роль в генезисе анизодесмических структур сульфидов играют трехвалентные As, Sb и Bi. Обладая тройной пирамидальной координацией, они образуют неодинаковые простые сульфиды. Для мышьяка известны: реальгар As_4S_4— структурный аналог сульфурита — молекулярное соединение кольцевой структуры, и аурипигмент As_2S_3— сульфид с типичной слоистой структурой, состоящий из трехслойных гофрированных сеток (Morimoto, 1954; Белов, 1954, 1958). Структуры антимонита Sb_2S_3 и висмутина Bi_2S_3, наоборот, относятся к ярко выраженным цепным конструкциям (рис. 30), цепочки в которых составлены счетверенными SbS_3 (соответственно BiS_3) группами в виде «радикалов» $(Sb_4S_6)_\infty^1$ или $(Bi_4S_6)_\infty^1$, простирающихся в направлении оси c (Bragg, 1937).

Цепные структуры сульфидов Sb и Bi (отчасти As) отчетливо проявляются в ряде сложных сульфидов («сульфосолях»), заключающих наряду с этими элементами Cu, Ag и Pb, реже Tl, Sn, Fe, Mn и Hg. Как показывает изучение структур, в тех сложных сульфидах, где при тройной координации Sb и Bi они ассоциируются в цепочки, структура минерала сохраняет цепной мотив в качестве доминирующего, как правило, лишь в том случае, когда общее количество других элементов в его составе не слишком велико. Влияние цепного мотива сказывается на физических свойствах сложных сульфидов и, пожалуй, нагляднее всего на их габитусе, что уже давно было подмечено В. Гофманом (Hofmann, 1935).

Следует подчеркнуть, что значительно бóльшая резкость проявления

зависимости всех свойств и габитуса сульфидов от их структурных особенностей по сравнению с большинством кислородных соединений и галоидами объясняется ковалентными связями в сульфидах, обладающих повышенной прочностью (Поваренных, 1959),в результате чего различие между разными связями относительно возрастает. Поскольку Sb и Bi трехвалентные, их связи с S (при тройной координации) оказываются в сложных сульфидах значительно прочнее соответствующих связей Cu—S, Ag—S и Pb—S; поэтому только при существенном количественном перевесе Cu, Ag, Pb и других атомов они способны «заглушить» в сложной структуре мотив, создаваемый Sb и Bi.

Наличие доминирующего цепного мотива в этих сложных сульфидах легко обнаруживается также по характеристическому параметру *c*, величина которого соответствует звену цепочки Sb—S или Bi—S и равна соответственно 3,8—3,9 и 4,0—4,1. Ниже, в систематической части книги, установка ряда сложных цепных сульфидов изменена так, что параметр *c* совпадает у них с направлением вытянутости цепочек (Красильщикова, Поваренных, 1965). Но ряд сложных сульфидов, например плагионит, баумгауерит, миаргирит, прустит и др., имеют специфические особенности строения, которые заставляют отнести их в специальный новый подкласс субкоординационных сульфидов. Эти особенности заключаются в наличии в структурах этих минералов цепных и слоистых мотивов атомов, которые, сочетаясь вместе, ориентированы в разных направлениях и взаимно уравновешивают (нейтрализуют) друг друга в смысле прочности связей. Например, в упоминавшемся уже штромейерите AgCuS (рис. 29) прочность связей в зигзагообразных цепочках Ag—S—Ag, вытянутых вдоль оси *c*, уравновешивается связями Cu—S_3, ориентированными перпендикулярно оси *c*. В структуре миаргирита $AgSbS_2$ (Knowles, 1964) цепочки Sb—S и Ag—S протягиваются по диагонали ячейки по направлению (101) и также взаимно «нейтрализуют» одна другую. В результате мы имеем квазиизодесмические кристаллы изометрического облика.

Среди слоистых сульфидов, помимо содержащих в своем составе As, Sb и Bi, необходимо отметить и другие, образующие весьма интересные структурные типы. К ним относятся структуры молибденита $MoS_2{}^2_\infty$ и станисулита $SnS_2{}^2_\infty$ (последний кристаллизуется в типе $Mg(OH)_2$), затем герценбергит $SnS{}^2_\infty$ и тиллит $PbSnS_2{}^2_\infty$, ливингстонит $HgSb_4S_2S_6{}^2_\infty$, смайтит $FeFe_2S_4{}^2_\infty$ и др. В основе структур герценбергита и тиллита находятся сетки, состоящие из тригональных пирамидальных групп SnS_3 и PbS_3, совершенно аналогичных группам SbS_3 и BiS_3.

В подтверждение анизодесмичности структур цепных и слоистых сульфидов для них вычислена относительная прочность связей в различных направлениях по формуле (IV). Эти данные приведены в табл. 25 и 26, из которых следует, что они служат хорошим подтверждением реальной анизодесмичности структур рассматриваемых сульфидов.

Отношение величин прочности связей в различных направлениях показывает степень анизотропии связей в структуре минерала, которая позволяет сделать ряд полезных выводов. Так, из табл. 26 видно, что среди слоистых сульфидов наивысшей анизотропией связей отличаются станисулит и молибденит; близки к ним в этом отношении смайтит, аурипигмент и герценбергит, обладающие почти такой же совершенной спайностью и низкой твердостью. Менее анизотропны гексахалькозин, ливингстонит и ковеллин. Вместе с тем из данных таблицы легко видеть также, что базальная спайность в ковеллине разрывает связи между атомами Cu^I и S, но не между двумя атомами S, как может показаться с первого взгляда. Соответственно в структуре ливингстонита (табл. 26), где различие в прочности связей менее выражено, вторая (несовершенная) спайность по (100)

Таблица 25

Относительная прочность связей по разным направлениям в кристаллических структурах некоторых цепных сульфидов

Минерал и формула	Направление сечения кристалла	Атомы, участвующие в связи	CN	W_k	W_a	K	d	n	β	σ	Степень анизотропии связей
Киноварь	∥ (0001)	Hg—S	6	2	2	1,80	2,3	1	1,0	0,227	1,00*
$HgS\,^{1}_{\infty}$	∥ $(10\bar{1}0)$	Hg—S	6	2	2	1,80	3,1	1	1,0	0,125	0,55
	∥ $(1\bar{2}10)$	Hg—S	6	2	2	1,80	3,3	1	1,0	0,110	0,48
Антимонит	∥ (001)	Sb—S	7	3	2	1,73	2,80	2	0,8	0,303	1,00
$Sb_2S_3\,^{1}_{\infty}$	∥ (010)	Sb—S	7	3	2	1,73	3,47	1,5	0,8	0,148	0,49
	∥ (100)	Sb—S	7	3	2	1,73	3,11	2,5	0,8	0,307	1,01
Бертьерит	∥ (001)	(Fe, Sb) — S	6,7	2,7	2	1,72	2,85	2,3	0,81	0,319	1,00
$FeSb_2S_4\,^{1}_{\infty}$	∥ (010)	(Fe, Sb) — S	7	2,5	2	1,72	3,19	1,5	0,81	0,147	0,46
	∥ (100)	Sb—S	7	3	2	1,73	2,86	2,5	0,8	0,362	1,13
	∥ (110)	Sb—S	7	3	2	1,73	3,20	2,0	0,8	0,235	0,74
Джемсонит	∥ (001)	(Fe, Pb, Sb) —S	7,1	2,6	2	1,70	3,11	2,7	0,8	0,278	1,00
$Pb_4FeSb_6S_{14}\,^{1}_{\infty}$	∥ (120)	(Pb, Sb) — S	7,2	2,5	2	1,69	3,57	2,0	0,8	0,146	0,52
	∥ (010)	(Pb, Sb) — S	7,4	2,2	2	1,69	3,07	2,0	0,8	0,171	0,61
	∥ (110)	(Pb, Sb) — S	7	2,8	2	1,71	3,53	2,2	0,8	0,151	0,54
Айкинит	∥ (001)	(Cu, Pb, Bi) —S	6	2	2	1,69	2,80	1,7	0,9	0,220	1,00
$CuPbBiS_3\,^{1}_{\infty}$	∥ (010)	(Cu, Pb, Bi) —S	6	2	2	1,69	2,99	1,3	0,9	0,147	0,67
	∥ (100)	(Pb, Bi) — S	7	2,5	2	1,70	3,04	2,5	0,8	0,224	1,02
Халькостибит	∥ (001)	(Cu, Sb) — S	5	2	2	1,72	2,75	3,0	0,9	0,494	1,00
$CuSbS_2\,^{1}_{\infty}$	∥ (100)	(Cu, Sb) — S	5,3	2,3	2	1,73	2,78	2,0	0,85	0,330	0,67
	∥ (010)	Sb—S	6	3	2	1,73	3,11	2,0	0,8	0,286	0,58
	∥ (010)	Cu—S	4	1	2	1,71	2,29	1,0	1,0	0,163	0,33

* За единицу принимается прочность связи в цепочке.

Таблица 26

Относительная прочность связей по разным направлениям в кристаллических структурах некоторых слоистых сульфидов

Минерал и формула	Направление сечения кристалла	Атомы, участвующие в связи	CN	W_k	W_a	K	d	n	β	σ	Степень анизотропии связей
Молибденит	⊥ (0001)	Mo—S	6	4	2	1,82	2,35	3	0,8	1,06	1,00
$MoS_2\,^{2}_{\infty}$	∥ (0001)	S—S	6	2	2	2,00	3,65	3	1,0	0,022	0,02
Станисулит	⊥ (0001)	Sn—S	6	4	2	1,91	2,55	3	1,0	1,20	1,00
$SnS_2\,^{2}_{\infty}$	∥ (0001)	S—S	6	2	2	2,00	3,90	3	1,0	0,017	0.01
Аурипигмент	⊥ (010)	As—S	3	3	2	1,79	2,25	2	0,8	1,13	1,00
$As_2S_3\,^{2}_{\infty}$	∥ (010)	S—S	4	2	2	2,00	3,10	2	1,0	0,043	0,04
Герценбергит	⊥ (001)	Sn—S	6	2	2	1,68	2,66	3	0,8	0,379	1,00
$SnS\,^{2}_{\infty}$	∥ (001)	Sn—S	6	2	2	1,68	3,31	3	0,8	0,022	0,06
Гексахалькозин	⊥ (0001)	Cu—S	3	1	2	1,71	2,24	2	1,0	0,45	1,00
$Cu_2S\,^{2}_{\infty}$	∥ (0001)	Cu — (Cu, S)	3	1	2	1,71	3,34	2	0,85	0,17	0,38
Ливингстонит											
$HgSb_4S_2S_6\,^{2}_{\infty}$											
слой $HgSb_2S_4$	∥ (100)	Hg—S	6	2	2	1,80	3,03	3	1,0	0,392	1,00
	∥ (001)	Sb—S	7	3	2	1,73	3,56	2	0,8	0,187	0,48
слой Sb_2S_2 (S_2)	∥ (100)	Sb—S	7	3	2	1,73	2,84	2	0,8	0,294	0,75
	∥ (100)	S—S	5	2	2	2,00	2,07	1	1,0	0,374	0,95
	∥ (001)	Sb—S	7	3	2	1,73	3,64	2	0,8	0,180	0,46
Смайтит	⊥ (0001)	Fe—S	6	2,7*	2	1,80	2,42	3	0,8	0,66	1,00
$FeFe_2S_4\,^{2}_{\infty}$	∥ (0001)	S—S	6	2	2	2,00	3,67	3	1,0	0,022	0,03
Ковеллин	⊥ (0001)	(Cu^{I}, Cu^{II})–S	3,7	1,3	2	1,76	2,26	6	0,9	1,31	1,00
$Cu^{I}_{2}Cu^{II}S_2S\,^{2}_{\infty}$	∥ (0001)	Cu^{I}—S	4	1	2	1,71	2,35	5	1,0	0,78	0,60
	∥ (0001)	S—S	4	2	2	2,00	2,05	4	1,0	1,90	1,45

* Средняя валентность атомов Fe в смайтите.

разрывает слоистые (по 001) радикалы между атомами Sb и S (рис. 31, сечение *B—B*), но, по-видимому, не нарушает пары S—S (Niizeki, Buerger, 1957). Аналогичным образом доказывается одно, а не два направления совершенной спайности вдоль оси *c* в антимоните (рис. 30, сечение *A—A*). В айкините же, где самые слабые связи, как и антимоните, проходят примерно ⊥ (010), единственная спайность в силу резко выраженной зигзагообразности в направлении этой слабой зоны оказывается несовершенной.

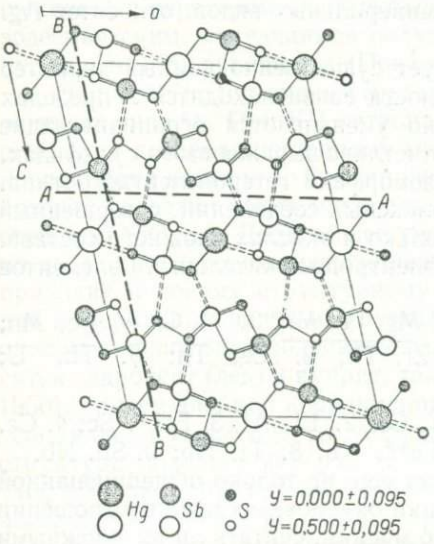


Рис. 31. Структура ливингстонита $HgSb_4S_2S_6$:
проекция на плоскость (010) (*A — A* и *B — B* сечения вдоль оси *b* для вычисления прочности связей).

Следует подчеркнуть, что несмотря на близость межатомных расстояний *R*—S или *R*—Se, изоморфизм элементов в сульфидах более ограничен, чем в существенно ионных, например кислородных соединениях, так как координационные числа и конфигурации ковалентных связей атомов в сульфидах более специфичны и индивидуальны. Именно поэтому в минералах рассматриваемого класса осуществляется главным образом изовалентный изоморфизм, а гетеровалентный весьма ограничен. Главнейшими изоморфными рядами электроположительных элементов в сульфидах являются следующие:

Изовалентные ряды:* 1. Cu, Ag, Tl; 2. Ag, Au; 3. Zn, Fe, Mn, Cd, Hg; 4. Fe, Co, Ni, Cu; 5. Pd, Pt, Ni; 6. Ru, Os; 7. As, Sb, Bi; 8. Ge, Sn; 9. Mo, W, Re; 10. As, V.

Гетеровалентные ряды: 1. Cu^{I}, Cu^{II}; 2. Zn, Ga, In, Tl; 3. Cd, In; 4. Fe^{II}, Fe^{III}; 5. Ni^{II}, Ni^{III}.

Совершенный изоморфизм обнаружен лишь для следующих пар: Co—Ni(1), Sb—As(4), Ge—Sn(1) и As—V(1). При изовалентном изоморфизме мы имеем сульфиды с нормальными структурами, а при гетеровалентном изоморфизме — обычно с дефектными структурами, так как в последнем случае компенсация зарядов за счет одновременного вхождения в решетку атомов с другой валентностью осуществляется с трудом. Дефектные структуры характерны для пирротина, борнита, седерхольмита, дигенита и других сульфидов, причем наличие в их составе одного и того же элемента в разных валентных состояниях требует отнесения их в отдел сложных координационных сульфидов.

В классе сульфидов и селенидов довольно много минералов (13 наименований) отнесены к недостаточно изученным или сомнительным. Вероятно, бóльшая часть из них представляет собой тонкие механические смеси, возникшие в результате распада изоморфных систем.

КИСЛОРОДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Класс 1. Окислы

Класс окислов по числу видообразующих элементов, равному 41, одинаков с классом силикатов, но значительно уступает ему в числе минеральных видов, которое достигает лишь 157. Важнейшими видообразую-

* Подчеркнуты элементы, обладающие совершенным изоморфизмом.

щими элементами являются здесь так называемые литофильные элементы — Fe, Mn, Ti и в меньшей мере Nb, Ta, Sb, Al, Ca, Si, Pb и Mg, причем халькофильные Sb и Pb выступают в окислах преимущественно в высшей своей валентности, не известной в сульфидах. Следует, однако, отметить, что такие «халькофильные» элементы, как Cu и Zn, а также As и Bi, входят в окислы в нормальной валентности (2 и 3) и не являются уж очень редкими и соответствуют (по числу минеральных видов) таким, например, «литофильным» элементам, как Na или Y. К числу редких видообразующих элементов, входящих в состав одного-двух минеральных видов, относятся Ag, Cd, Hg, Ni, La, Tl^{3+}, Se^{4+} и Mo^{6+}.

В минералах этого класса доминирует существенно ионный характер связи между атомами (степень ковалентности связи находится в пределах от 12 до 56%), благодаря чему заметно уменьшаются ограничивающие условия изоморфного замещения, столь отчетливо выраженные в сульфидах, и значительно свободнее проявляется изоморфизм гетеровалентного типа. Но, как это характерно для всех некомплексных соединений, совершенный изоморфизм элементов осуществляется только в окислах сложного состава. Главнейшими изоморфными рядами электроположительных элементов в окислах являются следующие:

Изовалентные ряды: 1. Ca, Sr, Ba; 2. Mg, Fe, Mn; 3. Al, Cr, V, Fe, Mn; 4. Sb, Bi; 5. La, Ce, Y; 6. Zr, Hf; 7. Zr, Th; 8. Ce, Th; 9. Th, U; 10. Nb, Ta; 11. Mo, W.

Гетеровалентные ряды: 1. Na, Ca, Y, Ce; 2. Li, Al; 3. Fe^{2+}, Sc; 4. Ca, Ce^{3+}, Th; 5. Fe^{2+}, Ti; 6. Fe^{3+}, Ti; 7. Fe^{3+}, Nb; 8. Ti, Nb; 9. Sn, Nb.

До настоящего времени не существует еще не только общепризнанной схемы кристаллохимической классификации окислов, но даже в отношении целых групп минералов нет единодушного мнения, считать ли их сложными окислами типа $A_mB_nO_p$ или солью какой-либо кислоты типа $A_m[BO_p]_n$, т. е. представителями совсем другого класса природных соединений. Так, например, сложные окислы Ti, Nb, Ta и U относят иногда к солеобразным соединениям — титанатам, ниобо-танталатам и т. п. (Барсанов, 1959). Кислородные соединения As^{3+}, Sb^{3+} и Sb^{5+} также относятся к арсенитам и антимонитам наравне с селенитами, теллуритами и йодатами (Бетехтин, 1950), тогда как Х. Штрунц (1957) объединяет их в классе окислов*.

Обоснование кристаллохимических границ между сложными окислами и комплексными кислородными соединениями на основе коэффициента анизодесмичности приведено выше, а схема кристаллохимической классификации окислов с обзором структурных типов недавно была опубликована (Powarennych, 1965), в связи с чем мы рассмотрим их в сокращенном виде.

Разнообразие структурных типов в классе окислов очень велико, по крайней мере нисколько не меньше, чем в классе сульфидов и селенидов. Хотя доля ковалентной связи в окислах редко превышает 50%, направленные связи с гибридизацией орбит, обусловленные специфическим строением электронной оболочки, все же существуют. Это главным образом окислы элементов *b*-подгруппы периодической системы Pb^{2+}, As^{3+}, Sb^{3+}, Se^{4+}, Te^{4+} с не участвующими в связи *s*-электронами. Для них характерны низкие координационные числа, и они, как правило, образуют анизодесмические структуры с цепным и слоистым мотивами.

Структуры координационных окислов бинарного состава относятся к классическим и рассмотрены были выше. Это минералы группы торианита

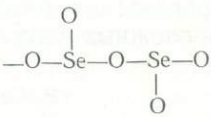
* Мы не говорим уже о проявлении структурного формализма, при котором совершенно игнорируется химическая сторона природы минерала. Примером такого рода является отнесение кварца и других минералов группы кремнезема к силикатам каркасного строения (Dana, 1944).

(тип CaF_2), группы корунда (тип Al_2O_3), группы периклаза (тип NaCl) и группы цинкокситa (тип ZnS). Более редкими являются структуры минералов группы биксбиита Mn_2O_3, бисмита Bi_2O_3, тенорита CuO и баделита ZrO_2 с координационным числом Zr, равным 7 (McCullough, Trueblood, 1959).

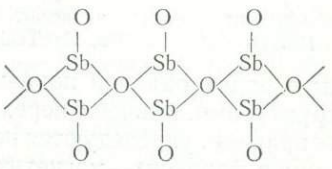
Все остальные окислы простого (бинарного) состава относятся уже не к координационному, а к другим структурным мотивам. Этот переход к другим мотивам обусловлен для каждого валентного типа окислов уменьшением КЧ атомов, что сопровождается повышением коэффициента валентной насыщенности и переходом от открытых соединений изодесмического типа к анизодесмическим, являющимся полузакрытыми или совсем закрытыми (молекулярными) соединениями (Поваренных, 1963).

Наиболее полно смена структурных типов представлена в окислах валентного типа $^4/_2$. При КЧ катиона 8 структурный тип, как уже отмечалось, относится к координационному мотиву (тип CaF_2— ThO_2). С уменьшением координации катиона до 6 возникает цепная структура типа рутила (рис. 16), которой обладают шесть минеральных видов, в том числе недавно открытый стишовит $SiO_2\,{}^1_\infty$. Дальнейшее уменьшение координационного числа катиона до 4, при котором коэффициент валентной насыщенности достигает $^1/_2$, приводит к новому структурному мотиву каркасного типа, характерному для минеральных видов из группы кремнезема. Весьма примечательно, что окислы с обратным отношением валентностей, а именно ½, к которым относятся гидроксит (лед) и куприт, также имеют каркасные структуры (Ормонт, 1950), причем двойной координации атомов Cu^+ в куприте способствует тенденция их к проявлению *sp*-гибридизации σ-связей. Особым типом каркасной структуры обладает минерал анатаз TiO_2, в котором каждый из октаэдров TiO_6 (см. рис. 109) связан с другими через четыре попарно противоположные ребра (Белов, 1947). Такая каркасная структура отличается от обычных (в которых связь полиэдров осуществляется через общие вершины) заметно меньшей рыхлостью упаковки атомов, что доказывается меньшей разницей в удельном весе рутила и анатаза (4,26 и 4,04 соответственно), чем, например, стишовита и кварца (4,35 и 2,65 соответственно) (Стишов и Попова, 1961).

Помимо рутила цепную структуру имеет также редкий селенолит SeO_2.

У него плоские одинарные цепи, имеющие конфигурацию  , вытянуты вдоль оси *c* и связаны друг с другом вандерваальсовскими силами.

Двойные спаренные цепочки характерны для структур рамсделита γ-MnO_2 (Byström, Byström, 1950) и парамонтроузита VO_2 (Evans, Mrose, 1955). В этих минералах октаэдры MnO_6 и VO_6 связаны в двойные колонки и соединяются друг с другом через общие вершины, как в структуре диаспора — гётита. Двойные цепочки свойственны также некоторым окислам валентного типа $^2/_3$, а именно структуре валентинита Sb_2O_3; их конфигурация может быть схематически изображена следующим образом:



Другие простые окислы As и Sb — это арсенолит As_2O_3 и сенармонтит Sb_2O_3— образуют структуры островного типа. Они представлены отдель-

ными «молекулами» As_4O_6 и Sb_4O_6, расположенными в кубической решетке по алмазному закону (рис. 113). И цепи и островные группы удерживаются частично координационными связями, как это подтверждает твердость минералов.

Среди окислов простого состава слоистыми структурами обладают молибдит MoO_3 и ванадиоксит V_2O_5 (Byström, 1950). Слоистые структуры характерны также для клодетита As_2O_3 (Frueh, 1951) и двух окислов свинца PbO — плюмбоксита и ортоплюмбоксита. В структуре первого (рис. 124) волнистые слои образуются благодаря необычной пирамидальной четверной координации атомов Pb. Последние с повышением температуры принимают, вероятно, тройную координацию (подобно атомам As^{3+} и Sb^{3+}), причем образуется тоже слоистая структура, но несколько иного типа, характерная для ортоплюмбоксита — ромбической модификации PbO (Byström, 1943). В обоих случаях между слоями действуют не полностью остаточные связи.

Менее очевидным на первый взгляд кажется слоистый мотив в структуре брукита TiO_2 и теллурита TeO_2, тесно связанных по зигзагообразному характеру расположения цепочек октаэдров RO_6 в пространстве с минералами группы колумбита—вольфрамита. Однако если в структурах последних соседние цепочки октаэдров соединяются друг с другом через вершины (как в рутиле), в бруките, благодаря сцеплению октаэдров с помощью трех ребер, эти цепочки попарно связаны в двойные слои октаэдров, простирающиеся параллельно (100), которые удерживаются вместе посредством общих вершин (рис. 33,*а*).

Переходя к окислам сложного состава, необходимо отметить, что в большинстве своем они в кристаллохимическом отношении тесно связаны с простыми окислами и могут быть «получены» из структур последних соответствующими «замещениями» атомов на основе закона морфотропии. В некоторых случаях эти замещения, как например, в ряду фероксит — магнетит — ферримагнетит — гематит, происходят непосредственно в природе (в зоне окисления), так что подобные переходы от одной структуры к другой свидетельствуют о реальных генетических связях между многими структурными типами окислов. Приведем в качестве примера несколько главных гомолого-морфотропических рядов, подчеркивающих структурную взаимосвязь простых и сложных окислов*:



Отмеченные переходы в рядах окислов показывают наличие сложных взаимосвязей между их структурами, причем с переходом от одного структурного типа к другому, как правило, унаследуются некоторые особенности исходного типа (сравни, например, фероксит—магнетит или торианит—ромеит).

* В этих рядах объем элементарных ячеек не учитывается.

Сложные окислы с координационными структурами довольно многочисленны. Возглавляет этот отдел (в соответствии с валентностью атомов) минерал уранинит, при рентгенографическом изучении которого установлена специфичность его строения, существенно отличающегося от структурного типа CaF_2—ThO_2, так как $^1/_3$ атомов урана находится в состоянии высшей валентности, что соответствует формуле $U_2^{4+}U^{6+}O_7$ (Макаров и др., 1960). В этом же отделе рассматривается и фергусонит $(Ce,Y)NbO_4$. Правда, для него установлена структура типа шеелита (Комков, 1959), но в силу относительно малого различия в прочности связи между Y—O_8 и Nb—O_4 он вполне обоснованно может быть отнесен к соединениям координационного типа. Более изодесмическими структурами, отличными от структуры фергусонита, обладают сходные с ним по формуле стибиоколумбит $Sb(Nb, Ta)O_4$, бисмутотанталит $BiTaO_4$ и сервантит $SbSbO_4$, у которых атомы Sb^{3+}, Nb, Ta и Sb находятся в шестерной, а Bi^{3+}— в восьмерной координации (Dihlström, 1938; Aurivillius, 1951). Сюда же относятся минеральные виды из группы пирохлора, имеющие структуру, фактически промежуточную между координационным и каркасным мотивами (Белов, 1953). Структурой, близкой к пирохлоровой, обладает минерал кальциртит $Ca_2ZrZr_4Ti_2O_{16}$, катионы которого имеют координационные числа 8, 7 и 6 (Пятенко и Пудовкина, 1961). По-видимому, сюда же следует отнести и цирконолит с близкими к нему минералами. Несколько особняком стоит минерал сведенборгит $NaBe_4SbO_7$, имеющий в связи с составом уникальную структуру.

Другая группа сложных окислов может быть выведена из структур простых окислов трех- и двухвалентных элементов. Так, сложными окислами со структурой типа корунда являются минералы группы ильменита $FeTiO_3$. Близок к структуре биксбиита Mn_2O_3 минерал браунит (лонгбанит) $Mn^{2+}Mn_6^{3+}SiO_{12}$ (Byström, Mason, 1943), который из-за наличия в составе небольшого количества Si часто относят к силикатам (Strunz, 1957), что недостаточно обосновано.

Обширная группа сложных окислов построена на основе сочетания структурных типов корунда и периклаза (или NaCl) с заполнением части тетраэдрических полостей (Белов, 1947). Сюда относятся минералы группы шпинелей и группы магнетоплюмбита $PbFe_{12}O_{19}$, у которых между блоками шпинельной структуры расположены крупные ионы Pb или Ca (Adelsköld, 1938). Также близок к структуре шпинели сапфирин $Mg_2Al_4SiO_{10}$, формулу которого (Gossner, Mussgnug, 1928), как более простую, следует предпочесть другим вариантам (Франк-Каменецкий, Кондратьева и Комков, 1962). Удельный вес и твердость сапфирина дают основание считать координацию составляющих его атомов аналогичной координации атомов в шпинелидах.

В отделе сложных окислов с координационными структурами следует, очевидно, разместить также некоторые «арсениты» типа армангита—тригонита (Strunz, 1957) и магнуссонита — финеманита (Gabrielson, 1957). Замыкают рассматриваемый отдел минералы с дефектными структурами — мёрдокит Cu_6PbO_8 и паратенорит $Cu_{2x}^{+}\,Cu_{1-2x}^{2+}\,O_{1-x}$.

Среди сложных окислов, обладающих каркасной структурой, наиболее известен перовскит $CaTiO_3$. В нем октаэдры TiO_6 соединяются через общие вершины и образуют каркас, в крупных полостях которого расположены ионы Ca в координации 12 (рис. 32). Аналогичную структуру имеют лопарит (Na; Ce)TiO_3 и луешит $NaNbO_3$ (Safiannikoff, 1959). Более компактную каркасную структуру имеют, как показали недавно В. Б. Александров (1962) и А. И. Комков (1963), эсхинит $CeTiNbO_6$ и прайорит $YTiNbO_6$. Последний устойчив только до температуры 750—900° С; выше этой температуры происходит превращение его в эвксенит — высокотемпературную форму $YTiNbO_6$, характеризующуюся слоистой структурой.

Любопытным строением обладают некоторые сложные цепные и слоистые окислы, имеющие структуры, производные от структурных типов рутила и брукита. Структурой полирутила (с утроенным параметром *c*) обладает тапиолит $FeTa_2O_6$. Интересно, что наличие в природе минерального вида, в составе которого преобладает Nb («моссит»), не подтверждается как анализами изученных минералов (Dana, 1944), так и исследованием устойчивости соответствующих искусственных соединений (Brand, 1943). Аналогичную структуру имеют бистремит $MgSb_2O_6$, трипугиит $FeSb_2O_6$ и ордоньезит $ZnSb_2O_6$.

Структурами, в основе которых находится план структуры брукита, обладают многие минеральные виды, изученные лишь в последнее время, так как большинство из них представлено метамиктными агрегатами. Раньше всех была изучена структура колумбита (Mn, Fe)(Ta, $Nb)_2O_6$ (Sturdivant,

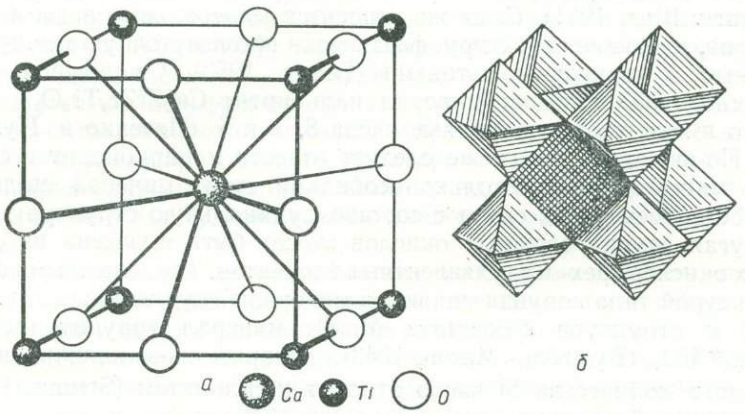


Рис. 32. Структура перовскита $CaTiO_3$:
а — в шариковом и *б* — в полиэдрическом изображении.

1930). Структура вольфрамита (Mn, Fe)WO_4 была расшифрована значительно позже на примере искусственного $NiWO_4$ (Keeling, 1957). Затем были изучены структуры ферсмита $CaNb_2O_6$ (Александров, 1960), эсхинита $CeTiNbO_6$ (Александров, 1962) и иксиолита (Fe; Sn)TaO_4 (Nickel, Rowland, McAdam, 1963). В основе структур перечисленных минералов лежат зигзагообразные цепи из октаэдров RO_6, вытянутые вдоль оси *c* и соединяющиеся между собой общими вершинами, как в рутиле (см. рис. 16). Минералы, содержащие в составе Fe, Mn и Sn, для которых, как и для Ta, Nb и W, характерна октаэдрическая координация, имеют достаточно компактные цепные структуры, отличающиеся в зависимости от состава лишь периодом повторяемости, как, например, колумбит и вольфрамит (рис. 33, *б* и *в*). Минералы ферсмит и эвксенит, содержащие в составе более крупные и соответственно менее электроотрицательные ионы — Ca, Y, Ce и др.,— отличаются менее компактными структурами, так как указанные ионы приобретают в них уже восьмерную координацию, в связи с чем эти структуры имеют слоистый характер (Александров, 1960).

Характерно, что установка кристаллов этих структурно родственных минералов тесно связана с традиционной морфологической установкой и не совпадает со структурными особенностями их в целом. При этом и в морфологической установке встречаются расхождения. Так, например, для брукита существуют разные установки (Dana — Ford, 1932; Dana, 1944; Ормонт, 1950). Сейчас наиболее обычна установка, при которой параметры имеют следующие значения: $a = 5{,}45$, $b = 9{,}18$, $c = 5{,}15$. Аналогичная установка

принята для колумбита, ферсмита и эвксенита. В то же время вольфрамит имеет установку с обратными значениями параметров a и b (Dana, 1951), которая лучше отвечает структурным особенностям, если иметь в виду структурное родство всех минералов с рутилом и брукитом, причем установка последнего должна быть: $a = 9{,}18$, $b = 5{,}45$ и $c = 5{,}15$.

На рис. 33 показана связь между структурами брукита, колумбита и вольфрамита, которая становится особенно понятной при сопоставлении

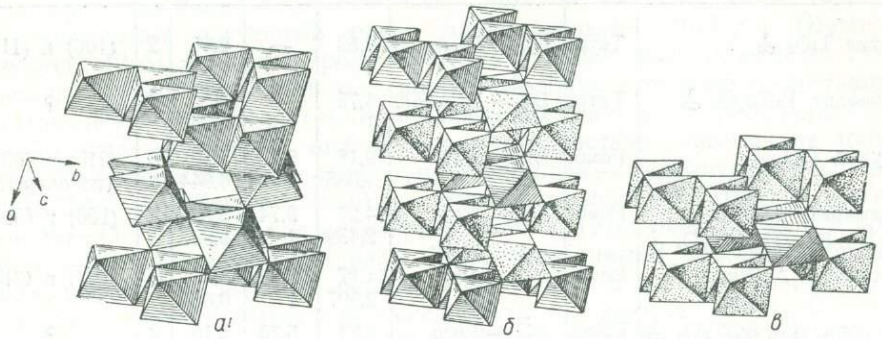


Рис. 33. Слоистая структура брукита (*а*) в аналогичной установке с цепными структурами колумбита (*б*) и вольфрамита (*в*).

со структурой рутила в установке с вертикальной псевдогексагональной осью (рис. 34). Параметр a весьма характерен для всех; он является кратным «толщине» октаэдра RO_6 (рис. 34, *а*), которая составляет около 2,3—2,4 (TiO_6— FeO_6). Так, в структуре рутила a равен 4,59, в бруките — 9,18 (что точно равно $2a$ рутила), в колумбите 14,27 ($\approx 3a$ рутила). Параметр b зависит от узора цепочек из октаэдров RO_6 и определяет расстояние между ними; для зигзагообразных цепочек (брукит—вольфрамит) он составляет около

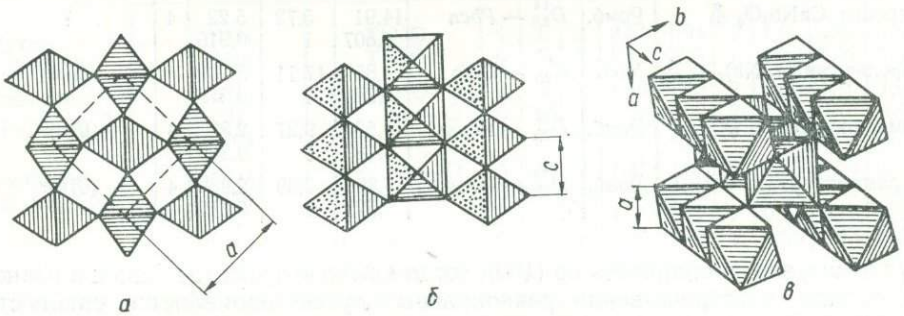


Рис. 34. Структура рутила в установке с вертикальной псевдогексагональной осью a (*в*) и главные параметры ячейки a и c (*а*, *б*).

5,4—5,8, а для сдвоенных цепей (диаспор—гётит) — 9,5—10 (сравни хризоберилл—форстерит). Наконец, параметр c также является характеристической величиной в структурах этих минералов. Он равен «высоте» октаэдра RO_6 (рис. 34, *б*), т. е. длине ребра октаэдра в цепи и составляет около 3 (или кратное ему значение) в случае прямых цепочек (рутил, гётит и др.) и $2c \cdot \cos 30^\circ \approx$ $\approx 5{,}2$ — в случае зигзагообразных цепочек (брукит, вольфрамит, колумбит, ферсмит). В табл. 27 приведены данные о параметрах ячейки и дана правильная установка кристаллов важнейших из рассматриваемых минералов. Очевидно, что призматическая спайность в рутиле по (110) находит свое отражение в колумбите и вольфрамите вдоль цепочек по (100) и (010); однако в первом, в связи с двойным «слоем» из цепочек октаэдров состава (Ta, Nb)O_6,

Таблица 27

Параметры ячейки и нормальная установка некоторых цепных и слоистых окислов

Минерал и формула	Сингония	Пространственная группа	Параметры ячейки			Z	Направление спайности
			a a/b	b 1	c c/b		
Рутил TiO_2 $^1_\infty$	Тетр.	D^{14}_{4h} — $P4_2/mnm$	4,59 1	—	2,96 0,645	2	(100) и (110)
Тапиолит $FeTa_2O_6$ $^1_\infty$	Тетр.	D^{14}_{4h} — $P4_2/mnm$	4,75 1	—	9,26 1,950	2	?
Брукит TiO_2 $^2_\infty$	Ромб.	D^{15}_{2h} — $Pbca$	9,18 1,685	5,45 1	5,15 0,944	8	(210) и (001) (несоверш.)
Колумбит $(Mn, Fe)(Ta, Nb)_2O_6$ $^1_\infty$	Ромб.	D^{14}_{2h} — $Pbcn$	14,27 2,489	5,74 1	5,09 0,887	4	(100) и (010)
Магниобит $MgNb_2O_6$ $^1_\infty$	Ромб.	D^{14}_{2h} — $Pbcn$	14,17 2,507	5,65 1	5,02 0,888	4	(100) и (010)
Иксиолит $(Fe, Sn)TaO_4$ $^1_\infty$	Ромб.	D^{14}_{2h} — $Pbcn$	4,74 0,827	5,73 1	5,16 0,901	2	?
Вольфрамит $(Mn, Fe)WO_4$ $^1_\infty$	Мон.	C^4_{2h} — $P2/c$	4,79 0,835	5,74 1	4,99 0,869	2	(010) и (100)
Уоджинит $MnSnTa_2O_8$ $^1_\infty$	Мон.	C^6_{2h} — $C2/c$ (C^4_s — Cc)	9,52 0,831	11,46 1	5,11 0,446	4	?
Самарскит $Y(Fe; U)(Ta, Nb)_2O_8$ $^1_\infty$	Мон.	C^6_{2h} — $C2/c$	4,82 0,855	5,63 1	5,15 0,915	1	(100)
Эвксенит $YTiNbO_6$ $^2_\infty$	Ромб.	D^{14}_{2h} — $Pbcn$	14,76 2,585	5,71 1	5,19 0,909	4	?
Ферсмит $CaNb_2O_6$ $^2_\infty$	Ромб.	D^{14}_{2h} — $Pbcn$	14,91 2,607	5,72 1	5,22 0,913	4	?
Торолит $Sn(Ta, Nb)_2O_7$ $^1_\infty$	Мон.	C^6_{2h} — $C2/c$	4,85 0,284	17,11 1	5,56 0,319	4	(100)
Рамсделит MnO_2 $^1_\infty$	Ромб.	D^{16}_{2h} — $Pbnm$	4,53 0,489	9,27 1	2,87 0,309	4	(010)?
Парамонтроузит VO_2 $^1_\infty$	Ромб.	D^{16}_{2h} — $Pbnm$	4,89 0,521	9,39 1	2,93 0,312	4	(010)?

лучше выражена спайность по (100), тогда как во втором, где цепочки разного состава пространственно равноправны, лучше проявляется спайность по (010). Для кристаллических минералов со структурой типа эвксенита — ферсмита должна быть лучшей спайность колумбитового характера, т. е. по (100). По морфологии, спайности и параметрам ячейки к группе колумбита близок торолит $SnTa_2O_7$.

Среди сложных окислов с двойными цепочками необходимо отметить минералы группы голландита, структура которых детально изучена (A. Byström, A. M. Byström, 1950). Основу структуры представляют цепочки сдвоенных октаэдров MnO_6, параллельные оси c и соединяющиеся друг с другом посредством вершин, так что внутри их образуются сквозные каналы квадратного сечения с диаметром около 3,9. В этих каналах размещаются крупные ионы K, Ba и Pb, удерживающиеся в них существенно ионным взаимодействием, так как часть атомов Mn имеет валентность 2 вместо 4.

Совершенно другой тип сдвоенных цепочек обнаружен в структуре псевдобрукита Fe_2TiO_5 (Pauling, 1930), в которой октаэдры TiO_6 и FeO_6

соединяются внутри соответствующих цепей вершинами, а между соседними цепями — ребрами.

Наконец, весьма интересная цепная структура была установлена для минералов шафарцикита $FeSb_2O_4$ и трипкеита $CuAs_2O_4$ (Zemann, 1951), в которых сочетаются цепочки из октаэдров FeO_6 и CuO_6 с цепочками из треугольных пирамид SbO_3 и AsO_3. Октаэдры в цепи связываются ребрами (параметр $c \approx 2h$ октаэдра), пирамиды — вершинами, а между собой цепочки соединяются также через общие вершины (см. рис. 120). Точно такое же строение имеет изученный ранее плюплюмбоксит $PbPb_2O_4$ (Byström, Westgren, 1943), в котором роль ионов As^{3+} и Sb^{3+} выполняют ионы Pb^{2+}, склонные по строению своей электронной оболочки к тройной координации; роль ионов Fe^{2+} и Cu^{2+} в структуре плюплюмбоксита выполняют ионы Pb^{4+}.

Слоистые структуры окислов сложного состава известны не только в уже отмечающихся минералах группы эвксенита — ферсмита, но и для кёхлинита Bi_2MoO_6 (Zemann, 1956), в структуре которого сочетаются двойные слои Mo—O—Bi—O, и для креднерита $CuMnO_2$ (Кондрашов, 1958), в котором слои образованы октаэдрами MnO_6 (связанными общими ребрами), удерживающимися вместе с помощью ионов Cu^+ в двойной координации. Возможно, близок по строению к креднериту и делафосит $CuFeO_2$, хотя разноречивые данные о его свойствах не дают возможности говорить об этом уверенно.

Таблица 28

Относительная прочность связей в кристаллических структурах некоторых цепных и слоистых окислов

Минерал и формула	Направление сечения кристалла	Атомы, участвующие в связи	CN	W_k	W_a	K	d	n	β	σ	Степень анизотропии связей
Рутил	∥ (001)	Ti—O	6	4	2	2,51	1,94	2	1,0	1,07	1,00
TiO_2 $^1_\infty$	∥ (110)	Ti—O	6	4	2	1,51	1,99	1	1,0	0,51	0,48
Тапиолит	∥ (001)	Nb—O	6	5	2	1,46	2,05	2	1,0	1,16	1,00
$FeNb_2O_6$ $^1_\infty$	∥ (001)	(Fe, Nb)—O	6	3,5	2	1,38	2,09	2	0,95	0,70	0,60
	∥ (110)	(Fe, Nb)—O	6	4	2	1,41	2,07	1	0,95	0,43	0,37
Колумбит	∥ (001)	(Fe, Nb)—O	6	4	2	1,41	2,07	2	0,95	0,85	1,00
$FeNb_2O_6$ $^1_\infty$	∥ (100)	Nb—O	6	5	2	1,46	2,05	1	1,0	0,58	0,68
	∥ (100)	Fe—O	6	2	2	1,31	2,12	1	0,9	0,18	0,21
	∥ (010)	(Fe, Nb)—O	6	4	2	1,41	2,07	1	0,95	0,43	0,51
Шафарцикит	∥ (001)	(Sb, Fe)—O	4,5	2,7	2	1,33	2,11	4	0,9	1,29	1,00
$FeSb_2O_4$ $^1_\infty$	∥ (110) и (100)	Sb—O	3	3	2	1,35	2,09	1,5	0,9	0,84	0,65
Валентинит	∥ (001)	Sb—O	3	3	2	1,34	1,59	2	0,9	1,90	1,00
Sb_2O_3 $^1_\infty$	⊥ (001)	O—O	1	2	2	2,00	2,52	1	1,0	0,20	0,11
Плюмбоксит	⊥ (001)	Pb—O	4	2	2	1,28	2,30	4	0,9	0,97	1,00
PbO $^2_\infty$	∥ (001)	Pb—O	8	2	2	2,00	3,10	4	0,9	0,24	0,25
Клодетит	⊥ (010)	As—O	3	3	2	1,41	1,79	2	0,9	1,58	1,00
As_2O_3 $^2_\infty$	∥ (010)	O—O	1	2	2	2,00	2,72	1	0,9	0,13	0,08
Брукит	⊥ (100)	Ti—O	6	4	2	1,51	1,95	2	1,0	1,06	1,00
TiO_2 $^2_\infty$	∥ (100)	Ti—O	6	4	2	1,51	1,95	1	1,0	0,53	0,50
Креднерит	⊥ (001)	Mn—O	6	3	2	1,51	2,04	3	0,82	1,09	1,00
$CuMnO_2$ $^2_\infty$	∥ (001)	Cu—O	2	1	2	1,29	1,80	1	1,0	0,40	0,37
Ферсмит	∥ (001)	Nb—O	6	5	2	1,46	2,02	4	1,0	2,39	1,00
$CaNb_2O_6$ $^2_\infty$	∥ (010)	(Ca, Nb)—O	7,3	3	2	1,28	2,33	6	1,0	1,18	0,49
	∥ (100)	Nb—O	6	5	2	1,46	2,02	2	1,0	1,20	0,50
	∥ (100)	Ca—O	8	2	2	1,19	2,48	4	1,0	0,39	0,16

В подтверждение чисто стерической характеристики структур рассмотренных выше минералов принадлежность их к определенным структурным мотивам легко доказывается также сопоставлением относительных величин прочности связей между атомами в различных направлениях, вычисленных по формуле (IV).

В табл. 28 приведены данные вычисления относительной прочности связей для некоторых окислов, обладающих цепным и слоистым структурными мотивами. Для сложных окислов такое вычисление сделано с известными упрощениями. Анизодесмичность структур, отчетливо проявляющаяся в свойствах и морфологии этих минералов, хорошо согласуется с расчетными данными. Разумеется, наивысшей степенью анизотропии отличаются минералы с преобладанием по некоторым направлениям остаточной связи (например, селенолит, валентинит, клодетит и др.). Меньше всего степень анизотропии у минералов с существенно ионной связью между атомами (рутил, касситерит, брукит, колумбит, ферсмит и т. п.),что вполне естественно, так как отличие в прочности связей по разным направлениям обусловлено у них в основном различием в числе и направлении связей.

Класс 2. **Гидроокислы и оксигидраты**

В составе 69 минеральных видов этого класса принимают участие 26 видообразующих элементов. Естественно, что благодаря специфике генетических условий среди них почти не представлены элементы, химически весьма активные. Это преимущественно элементы со средними значениями электроотрицательности (от 140 до 300 *ккал/г-ат*), образующие с гидроксилом нейтральные труднорастворимые и устойчивые по отношению к гидратации и окислению соединения. По участию в составе различных минеральных видов наиболее важны следующие: Al (16 минеральных видов), U (14 минеральных видов), Mn (10 минеральных видов), выступающий в трех разных валентных состояниях — Mn^{2+}, Mn^{3+}, Mn^{4+}, затем Fe, Ca, Mg и Cu (по 8 минеральных видов) и, наконец, V (7 минеральных видов) также в трех валентных состояниях — V^{3+}, V^{4+} и V^{5+}. Меньшее значение имеют Zn, Pb и Ni, а также сера и углерод, входящие в состав соответственно семи и десяти минеральных видов в качестве радикалов SO_4 и CO_3. Остальные элементы участвуют в составе лишь одного или двух минеральных видов, причем особый интерес среди них представляют такие редкие элементы, как Li, Be, In, Co и Ge. Довольно любопытным фактом является большое разнообразие минеральных видов, образуемых U^{6+}. Это обусловлено благоприятным сочетанием U с другими элементами, а также особенностями образуемых им структур слоистого типа.

Структуры минералов гидроокислов и оксигидратов несколько менее разнообразны, чем в классе окислов, что обусловлено преимущественно меньшим числом минеральных видов. Характерным для всех и весьма важным в структурном отношении является наличие гидроксила, обусловливающего значительно меньшую прочность связи атомов в структуре по сравнению с кислородом и способного к «расщеплению» под воздействием соседних атомов и образованию гидроксильно-водородной связи. Кроме того, в два раза более низкая, чем у кислорода, валентность OH резко повышает (при том же КЧ) коэффициент валентной насыщенности атомных полиэдров, следствием чего является скачок от координационных к субмолекулярным — преимущественно слоистым — структурам. Именно поэтому самый распространенный в окислах и сульфидах подкласс координационных структур здесь нацело отсутствует.

Первым подклассом в этом классе являются каркасные гидроокислы. Структурно изученным оказался редкий недавно открытый минерал стотит

$FeGe(OH)_6$, в котором несколько искаженные октаэдры $Fe(OH)_6$ и $Ge(OH)_6$ соединяются через общие вершины (см. рис. 128), как в типе ReO_3, причем атомы Fe и Ge, чередуясь по позициям, распределены упорядоченно (Strunz, Giglio, 1961). К этому же подклассу, но уже на основании физических свойств, отнесены джалиндит $In(OH)_3$ и амакинит $Fe(OH)_2$, резко отличный по всем свойствам и морфологии от минералов структурного типа брусита. Джалиндит близок к структурному типу ReO_3 (Moeller, 1947).

В подклассе цепных основным является структурный тип диаспора AlOOH, который характеризуется прямыми цепочками из сдвоенных октаэдров (рис. 35), как в рамсделите MnO_2, вытянутых вдоль оси *c*. Однако между цепочками, связанными вершинами октаэдров, почти точно посредине соседних атомов O помещаются протоны H, так что каждый атом O вместо тройной координации имеет четверную ($3R + H$). Судя по малому расстоянию O—H— O (для диаспора 2,65) и двойной координации атома H, связи эти скорее всего относятся к водородным, а следовательно, более правильная формула минералов группы диаспора будет HRO_2 (Bragg, 1937). Близкой к структурному типу диаспора является цепная структура манганита. К цепным сложного состава относятся минералы группы псиломелана — тодорокита, которые близки по структуре к голландиту и отнесены сюда в связи с содержанием воды, как оксигидраты. Правда, сам псиломелан несколько отличается от голландита (рис. 36, *б*) и обладает более удобными

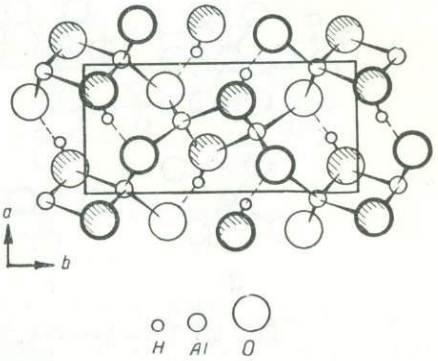


Рис. 35. Структура диаспора в проекции на (001).

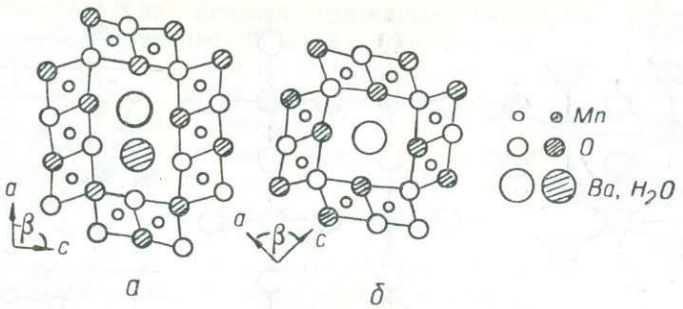


Рис. 36. Схематическая проекция псиломелана (*а*) и голландита (*б*) на плоскость (001).

для размещения молекул воды каналами прямоугольного сечения (рис. 36, *а*) (Wadsley, 1953). Тодорокит и вудрафит имеют, очевидно, структуру типа голландита. К цепным отнесен также редкий гидроокисел кафетит $CaFe_2Ti_4O_8(OH)_8$, обладающий игольчатым и волосовидным обликом индивидов (Кухаренко, Кондратьева, Ковязина, 1959).

Подкласс слоистых наиболее разнообразен в структурном отношении и представлен как минералами простого, так и сложного состава. Помимо хорошо известных и давно определенных структурных типов гибсита и брусита, здесь представлены также многие другие, недавно расшифрованные.

Так, обращает на себя внимание группа простых и сложных гидроокислов урана, строение которых в значительной мере прояснилось после струк-

турного изучения В. Захариасеном (1948, 1954) искусственных соединений уранила — $Ca(UO_2)O_2$, UO_2F_2, $Ba(UO_2)O_2$ и др. Наличие в урановых соединениях прочной уранильной группы UO_2 обусловливает специфическое распределение в пространстве остальных координирующих уран атомов, лежащих в плоскости, перпендикулярной связи O—U—O (рис. 37). Именно

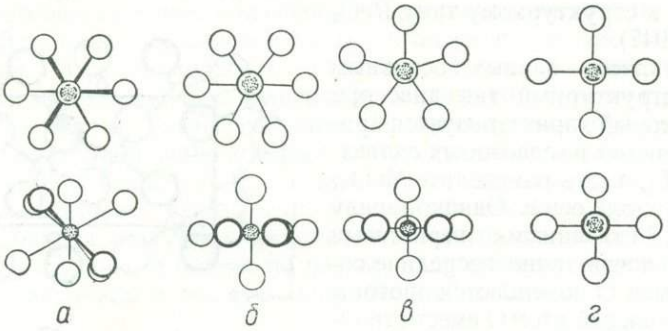


Рис. 37. Типы главных урановых полиэдров в плане и вертикальном сечении;
а — UO_2O_6; *б* — UO_2O_6; *в* — UO_2O_5; *г* — UO_2O_4.

через эти атомы (их может быть 6, 5 или 4) происходит ассоциация полиэдров урана и возникают слоистые или иногда цепные структуры. Для первых чаще всего характерны гексагональные слои, как в соединениях $Ca(UO_2)O_2$, UO_2F_2 и α-$UO_2(OH)_2$, пентагональные, как в бекерелите и реже тетрагональные, как в $Ba(UO_2)O_2$ или β-$UO_2(OH)_2$, (рис. 38, *а*, *б*, *в*). Между собой слои удерживаются ионами Ca или Ba, находящимися в восьмерной координации,

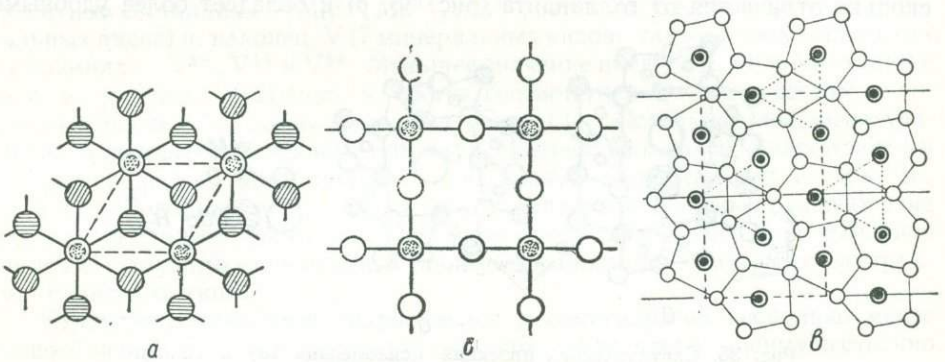


Рис. 38. Три типа слоев, состоящих из урановых полиэдров:
а — гексагональный слой $[UO_2O_2]^{2-}$ и $[UO_2(OH)_2]^0$, существующие в структурах $Ca[UO_2O_2]$ и $UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$; *б* — тетрагональный слой $[UO_2O_2]^{2-}$, характерный для $Ba[UO_2O_2]$; *в* — пентагональный слой $[(UO_2)_8O_4(OH)_8]^{2-}$, предполагаемый в минералах группы бекерелита.

а в соединениях UO_2F_2 и $UO_2(OH)_2$— гидроксильно-водородными или O—F-связями. Переходя к минералам, мы обнаруживаем заметные отличия в параметрах ячейки, что обусловлено, очевидно, не только вхождением между слоями молекул воды, но также способом распределения катионов и порядком наложения слоев друг на друга, определяющего период идентичности. Как показали К. Крайст и Д. Кларк (1960), параметры почти всех гидроокислов урана оказываются кратными определенным величинам, причем параметр *с* (межслоевое расстояние) находится в узких пределах

7,1—7,6. Таблитчатый и пластинчатый облик индивидов, совершенная спайность по (001) и низкая твердость минералов не оставляют сомнения в том, что это представители типичных слоистых структур. Кристаллохимические формулы минералов получаются на основе сочетания комплексов $UO_2(OH)_2$ и $R^{2+}(UO_2)O_2$ и выводятся из эмпирических данных $xRO \cdot yUO_3 \cdot zH_2O$ таким способом: $R_x^{2+}(UO_2)_yO_{2x}(OH)_{2(y-x)} \cdot (z+y+x)H_2O$ (Christ, Clark,

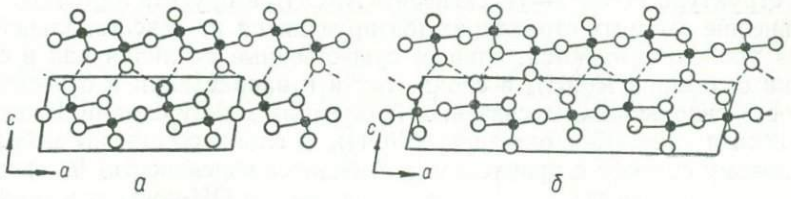


Рис. 39. Слоистые структуры гидроксилов ванадия в проекции на плоскость (010);
а — хэггита, *б* — протодолоресита.

1960), либо (для группы бекерелита) $R_x^{2+}(UO_2)_yO_{4x}(OH)_{2(y-3x)} \cdot (z-y+3x)H_2O$ (Evans, 1963). Несколько иного плана слоистая структура умохоита $UMoO_6(H_2O)_2 \cdot 2H_2O$, в которой Mo имеет, как и U, восьмерную координацию (рис. 37, *б*), что обусловливает образование бесконечных сеток более сложного состава (Макаров и Аникина, 1960).

Весьма интересны структуры ряда гидроокислов ванадия — датонита $V^{4+}O(OH)_2$, долоресита $V_3^{4+}O_4(OH)_4$ и хэггита $V^{3+}V^{4+}O_2(OH)_3$ (Evans, Mrose, 1960). Слоистый мотив в них создается за счет сцепления октаэдров VO_6 либо одними (четырьмя) вершинами, как в датоните, либо ребрами и вершинами, как в долоресите и хэггите (рис. 39). Различие в волнистых слоях двух последних минеральных видов заключается в том, что в хэггите слои состоят из цепочек сдвоенных октаэдров, соединенных вершинами (рис. 39, *а*), а в долоресите тем же способом оединяются простые и сдвоенные цепочки, чередуясь вдоль оси *а* (рис. 39, *б*). Между слоями действуют гидроксильно-водородные связи (длина OH — OH около 2,8). Пока еще не изучены гидроокислы ванадия, такие как навахоит и симплотит, которые, очевидно, построены по сходному структурному плану, что доказывается свойствами, морфологией и отчасти метрикой их ячеек.

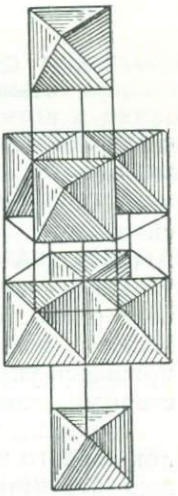


Рис. 40. Структурный тип $NaHF_2$.

Ряд слоистых структур гидроокислов построен по структурному типу $NaHF_2$ (рис. 40), который близок к типу $CdCl_2$ (плотнейшая кубическая упаковка), с тем лишь отличием, что в незаселенных атомами слоях вместо октаэдров и тетраэдров размещаются тригональные призмы (Белов, 1947), вдоль ребер которых действуют гидроксильно-водородные связи, скрепляющие слои между собой. К этому типу принадлежат гетерогенит CoO(OH) и литиофорит $(Li; Al)MnO_2(OH)_2$, причем в последнем слои из октаэдров $(Li; Al)O_6$ и MnO_6 чередуются и несколько смещены друг относительно друга, что приводит к снижению симметрии.

Резко отличной от типа гетерогенита является структура лепидокрокита FeO(OH), представленная двойными волнистыми слоями из октаэдров Fe, но в отличие от структуры диаспора — гётита гидроксильные связи здесь резко локализованы. Они расположены между слоями, соединяя наиболее выступающие атомы кислорода октаэдров Fe по косым направлениям (рис.41).

К особым структурным типам относятся слоистые структуры халькофанита $ZnMn_3O_7(H_2O)_3$ и квенселита $PbMnO_2OH$. В первом слои из октаэдров Mn и Zn соединяются молекулами воды (Wadsley, 1955), во втором слоистый мотив создается сочетанием слоев из октаэдров Mn и пирамидальных групп Pb, скрепляемых гидроксильными связями (Byström, 1945).

Среди слоистых гидроокислов к важнейшим структурным типам принадлежат структуры гибсита— гексагибсита $Al(OH)_3$ и брусита $Mg(OH)_2$. В этих двух внешне сходных структурах (базирующихся на гексагональной плотнейшей упаковке) имеются, однако, существенные различия как в способе укладки октаэдров $R(OH)_6$ в слоях, так и в направлении и относительной прочности гидроксильных связей, действующих между слоями. В структуре гексагибсита (рис. 133) октаэдры $Al(OH)_3$ в слоях соединены ребрами по корундовому способу с пропуском (для баланса валентности) $^1/_3$ октаэдров, а OH-ионы соседних слоев расположены строго друг против друга, так что линии действия гидроксильно-водородных связей составляют стороны тригональных призм (как в структуре $NaHF_2$). В структуре брусита (рис. 17) слои октаэдров $Mg(OH)_6$ сплошные, а распределение OH-связей между слоями иммитирует ребра несуществующих («пустых») октаэдров.

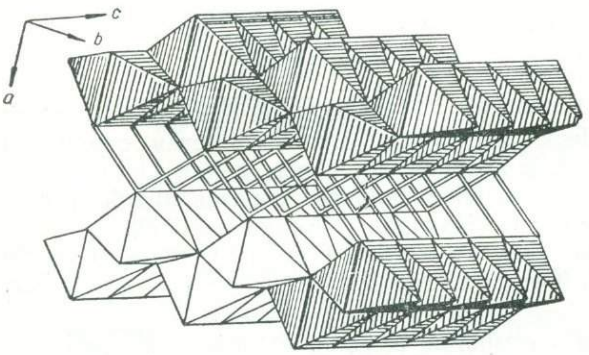


Рис. 41. Схема структуры лепидокрокита; двойные линии — связи O—H—O

На основе сочетания структурных элементов брусита и гексагибсита с участием радикалов CO_3 и молекул воды построены структуры ряда более сложных гидроокислов. Сюда относятся минералы группы магалюмогидрита (бывшего гидроталькита) $R_6^{2+}R_2^{3+}(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4$ и скарброит $Al_{14}(CO_3)_3(OH)_{36}$, в структуре которого чередуются слои $Al(OH)_3$ и $Al(CO_3)_3$ (Doffin, Goodyear, 1960). В диморфной группе гидроталькита—манассеита, в которой минералы различаются лишь порядком повторяемости слоев и являются всего лишь структурными разновидностями (политипами) гексагональной (2H) и тригональной (3*R*)сингонии, пришлось упразднить ложносамостоятельные виды и, чтобы не путать со старыми, дать им новые, рациональные названия.

В подтверждение чисто стерической характеристики структур минералов данного класса принадлежность их к цепным и слоистым мотивам легко доказать путем сопоставления относительных величин прочности связей между атомами в различных направлениях, вычисленных по формуле (IV) (табл. 29). Коэффициент анизотропии связей достигает у слоистых гидроокислов значительной величины (4—6).

Характеристическими параметрами структур многих минералов здесь, как и в классе окислов, являются основные размеры октаэдра (или кратные ему) 2,2—2,4; 2,8—3,0 и 3,8—4,0. Для цепных гидроокислов параметр *a* обычно кратный толщине октаэдра (2,3—2,4),а параметр *c* — размеру его ребра (2,8—3,0). У слоистых гидроокислов и оксигидратов мерой для параметра *c* чаще всего бывает толщина октаэдра, как, например, у минералов группы брусита, а также у долоресита, хэггита, гексагибсита, литиофорита и др. Но у некоторых минералов, например у гидротунгстита, параметр *c* соответствует высоте октаэдра (3,8—4,0).

Таблица 29

Относительная прочность связей по разным направлениям в кристаллических структурах некоторых цепных и слоистых гидроокислов

Минерал и формула	Направление сечения кристалла	Атомы, участвующие в связи	*CN*	W_k	W_a	*K*	*d*	*n*	β	σ	Степень анизотропии связей
Диаспор	∥ (001)	Al—O	6	3	2	1,41	1,88	4	1,0	1,60	1,00
$AlOOH\ {}^{1}_{\infty}$	∥ (010)	Al—O	6	3	2	1,41	2,12	2	1,0	0,63	0,39
	∥ (210)	(Al, H) — O	4	2	2	1,52	2,41	4	1,0	1,05	0,65
	∥ (100)	(Al, H) — O	4	2,5	2	1,46	2,16	4	1,0	1,57	0,98
Гибсит	⊥ (001)	Al—OH	6	3	1	1,41	1,86	4	1,0	0,82	1,00
$Al(OH)_3\ {}^{2}_{\infty}$	∥ (001)	OH—OH	3	1	1	2,00	2,79	3	1,0	0,26	0,32
Брусит	⊥ (0001)	Mg—OH	6	2	1	1,29	2,10	4	1,0	0,39	1,00
$Mg(OH)_2\ {}^{2}_{\infty}$	∥ (0001)	OH—OH	6	1	1	2,00	3,22	3	1,0	0,10	0,26
Квенселит	⊥ (100)	(Pb,Mn)—(O,OH)	4,5	2,5	1.5	1,39	2,06	2	0,86	0,47	1,00
$PbMnO_2(OH)\ {}^{2}_{\infty}$	∥ (100)	Pb—O	3	2	2	1,28	2,24	1	0,9	0,31	
	∥ (100)	Pb—OH	3	2	1	1,28	2,13	2	0,9	0,34	0,66
	∥ (100)	OH—OH	3	1	1	2,00	2,84	1	1,0	0,08	0,72
Халькофанит	∥ (001)	(Mn, Zn) — — (O,H_2O)	6	3,3	1,33	1,54	1,98	7	0,9	1,82	0,17 1,00
$ZnMn_3O_7(H_2O)_3\ {}^{2}_{\infty}$	⊥ (001)	Zn—O	6	2	2	1,37	1,95	6	1,0	1,44	0,79
	⊥ (001)	$Zn—H_2O$	6	2	1	1,37	2,14	6	1,00	0,60	0,33
Литиофорит	⊥ (001)	(Li, Al, Mn) — — (O, OH)	6	3	1,5	1,47	1,94	4	0,92	1,08	1,00
(Li; Al) MnO_2 $(OH)_2\ {}^{2}_{\infty}$	∥ (001)	O—OH	6	1	2	2,00	2,80	3	1,0	0,25	0,23

Поскольку большинство гидроокислов и оксигидратов образуется (и устойчиво) в условиях низких температур в зоне окисления и гидратации, для них характерны ограниченный изоморфизм элементов и микрокристаллические, коллоидно-дисперсные агрегаты. Свойства минеральных индивидов и морфологические особенности в них замаскированы, что не позволяет их использовать для косвенного суждения о структуре минералов, а явления сорбции, присущие дисперсоидам, затрудняют определение подлинного их состава. Именно по этой причине довольно значительная по числу группа минералов помещена в раздел недостаточно изученных и сомнительных.

Класс 3. **Силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты, бериллосиликаты, титано-, цирконо- и ураносиликаты**

В минеральном мире это самый обширный класс, заключающий 409 минеральных видов*, в составе которых принимает участие 41 видообразующий элемент. Важнейшими среди них (помимо Si, O и H) являются Al, Ca, Na, Fe, Mg, Mn и K; несколько меньшее участие в составе минеральных видов принимают Be, Ti, Ba, F, B, Li, Zr, Pb, U и Ce. Из числа редких элементов, входящих в состав лишь 1—2 минеральных видов, следует упомянуть Cs, Sc, Ni и N (в виде NH_4), а также P, As и Bi.

Значительная часть минералов этого класса принадлежит к промежуточным, т. е. полуковалентным, соединениям. Правда, это относится

* Поскольку между Si и его заместителями в четверной координации существуют в основном стехиометрические отношения, вероятно, было бы рационально разделить обширный класс силикатов на отдельные (самостоятельные) классы собственно силикатов, боросиликатов, алюмосиликатов и т. д., каждый из которых не уступал бы по числу видов боратам или карбонатам.

преимущественно к кремнекислородным связям, тогда как между кислородом и остальными ЭП элементами связи существенно ионные. С увеличением числа ассоциированных тетраэдров SiO_4 степень анизодесмичности силикатов возрастает (Поваренных, 1963). Как состояние связей, так и физико-химические условия образования большинства силикатов способствуют широкому проявлению изоморфизма элементов. Так, в силикатах насчитывается 38 совершенно изоморфных видов, что в два раза больше, чем в фосфатах, и в три раза превышает число их в окислах. Наряду с изовалентными широко распространены гетеровалентные изоморфные замещения. Фактически в силикатах проявляются в различной степени все главные ряды изоморфизма элементов, и в их числе 15 пар элементов показывают совершенный изоморфизм (см. табл. 14).

Класс силикатов единственный, минеральные виды в котором намного раньше других были систематизированы на кристаллохимической основе. Этому способствовали две причины — широкое распространение в силикатах всех структурных мотивов и пристальное внимание рентгеноструктурщиков к силикатам еще на заре структурно-аналитических работ, развернувшихся в 20-х годах XX в. В первых схемах классификации силикатов, предложенных в 30-х годах У. Л. Брэггом, Л. Полингом и др., фигурировало небольшое число структурных типов в каждом подклассе, причем в подавляющем большинстве это были «темноцветные» силикаты с мелкими катионами — Mg, Fe и Al, к которым затем присоединились Be, Sc и Ti. Начиная с 1952 г. (когда были разработаны и применены «прямые» методы анализа сложных силикатов), в изучении кристаллохимии силикатов наступил новый этап (вторая глава по Н. В. Белову), который можно назвать «кристаллохимией силикатов с крупными катионами». К последним относятся Na, Ca, *TR* и связанные с ними атомы среднего размера — Mn, Zr, Nb, Ta и U. В результате были открыты новые кремнекислородные радикалы и убедительно доказана стерическая взаимообусловленность строительных «кирпичей» силикатов — кремнекислородных тетраэдров и их комплексов с катионными полиэдрами.

Среди многих важных проблем, относящихся к химизму, а точнее — к кристаллохимии силикатов, особое место занимает вопрос об аналогах кремния, изоморфно замещающих его в структурах последних. Причем имеется в виду изоморфное замещение в существенных количествах, чувствительно сказывающееся на отрицательном заряде кремнекислородного радикала и изменяющее в силикатах состав и соотношение электроположительных элементов. Фактически в большинстве случаев наблюдается стехиометрическое отношение кремния и его заместителей в структуре, что обусловлено как стерическими их особенностями, так и вполне определенным местоположением в ней элементов, компенсирующих возникающие при этом отрицательные заряды.

Главнейшим аналогом кремния, замещающим его почти во всех типах силикатов, является, как известно, алюминий, специфическая роль которого в этом отношении впервые была установлена Я. И. Берцелиусом еще в 1827 г. на основе чисто химических исследований.

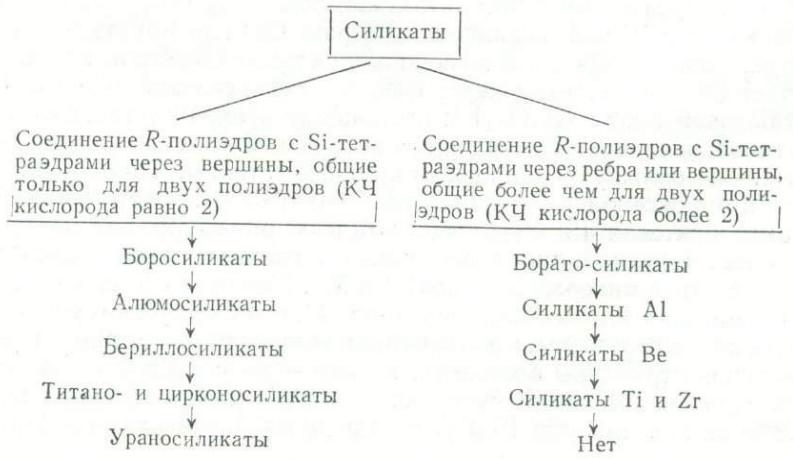
В наше время, когда роль алюминия как кристаллохимического аналога кремния выявлена достаточно полно и установлены в основных чертах условия, при которых эта аналогия осуществляется, привлекает задача детального изучения других его аналогов, способных изоморфно замещать его в структурах силикатов подобно алюминию. К ним относятся многие элементы, но наиболее распространены B и Be и в меньшей мере Fe^{3+}, Zn и Mg. Все эти элементы, принимая тетраэдрическую координацию (для Be она всегда постоянна), сочетаются в структурах силикатов с кремнием и образуют, как правило, каркасные и слоистые структуры, что вполне

закономерно, так как ассоциация полиэдров осуществляется при этом только через общие вершины (в которых одновременно сходятся два полиэдра). Последнее весьма важно, поскольку при любом другом способе ассоциации тетраэдров (через ребра или грани) аналогия заключающих элементов с кремнием кончается.

На этом основании все соединения элементов с кремнием подразделяются на две группы: 1) силикаты данного элемента, например алюминия (соответственно бора, бериллия и т. п.), и 2) комплексные силикаты, например алюмосиликаты (соответственно, боро- и бериллосиликаты и т. п.). Причем решающую роль играет не столько координация элемента, сколько способ ассоциации (сцепления) его полиэдра с кремнекислородными тетраэдрами. Следовательно, и при четверной координации атомов, как например у Be, могут быть и силикаты Be (фенакит, берилл, бертрандит и др.) и бериллосиликаты (чкаловит, гельвин и др.). Что касается кристаллохимической позиции бора в силикатах, то еще недавно он рассматривался в них как обычный катион вроде Al (Ramdohr, 1948; Kerr, 1959; Berry, Mason, 1959), хотя уже полвека тому назад В. И. Вернадский подчеркивал кислотную роль его в силикатах. В настоящее время установлено его присутствие в них в тройной и четверной координации; в первой он обычно связывается не с Si, а с другими атомами (чаще всего с Al, как, например, в аксините, турмалине, дюмортьерите и др.), образуя двойные соединения борато-силикаты; во втором он сочетается с Si как его заместитель и образует боросиликаты.

С этой точки зрения и некоторые другие элементы, такие как Ti и Zr (не склонные в кислородных соединениях природных процессов к четверной координации), могут выступать в двоякой роли, т. е. связываться с Si-тетраэдрами только вершинами своих октаэдров либо ребрами, соединяясь одновременно между собой в колонки или стенки. В первом случае образуются титано- и цирконосиликаты (как правило, слоистые или каркасные), во втором — силикаты Ti и Zr. Легко показать, что прочность связи между Ti-октаэдрами и Si-тетраэдрами (см. табл. 6) различается не очень сильно (немного более чем в два раза), точно так же, как между Be- и Si-тетраэдрами. Таким образом, этот взгляд на титано- и цирконосиликаты является уточнением представлений о них В. И. Вернадского на новой, кристаллохимической основе, и был высказан и проиллюстрирован на структурных примерах Н. В. Беловым (Бакакин и Белов, 1964). Для урана, с его волчкообразной координацией, характерны ураносиликаты слоистого типа.

Общее деление силикатов на две различные группы можно выразить следующей схемой:



В связи с этой схемой положение многих минеральных видов в нашей классификации силикатов изменено, и все старые ошибки в этом отношении, например отнесение берилла или фенакита к каркасным (Эйтель, 1962; Zoltai, 1960) и т. п., исправлены.

Атомы Si по своему положению в ряду полиэдров и величине КВН в кислородном окружении (табл. 9) наиболее склонны к взаимной ассоциации (полимеризации). Занимая доминирующее положение в количественном отношении и образуясь в широком диапазоне T и P земных процессов, силикаты обладают самыми разнообразными структурными мотивами. Среди самостоятельных группировок тетраэдров известны следующие: изолированные тетраэдры $[SiO_4]$, диортогруппы $[Si_2O_7]$ и кольца — тройные $[Si_3O_9]$, четверные $[Si_4O_{12}]$, шестерные одноэтажные $[Si_6O_{18}]$ и шестерные двухэтажные $[Si_{12}O_{30}]$ (рис. 42). За последние десять лет число мине-

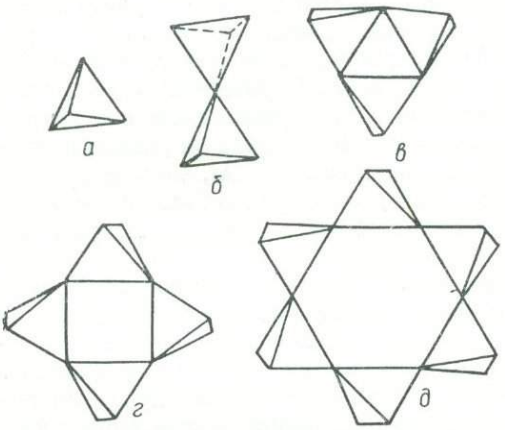


Рис. 42. Основные дискретные кремнекислородные «кирпичи» в силикатах:
а — тетраэдр $[SiO_4]$, *б* — диортогруппа $[Si_2O_7]$, *в* — тройное кольцо $[Si_3O_9]$, *г* — четверное кольцо $[Si_4O_{12}]$, *д* — шестерное кольцо $[Si_6O_{18}]$.

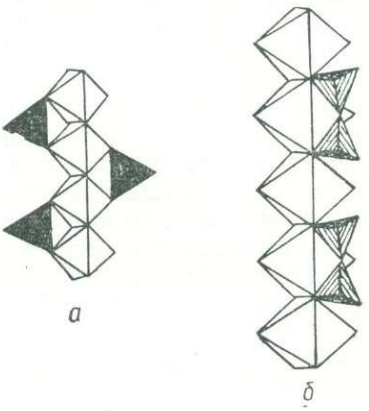


Рис. 43. Генезис орто- (*а*) и диортогрупп (*б*) в силикатах в зависимости от размеров катионов.

ральных видов, относящихся к ним, заметно возросло. Особенно это относится к диортосиликатам и кольцевым силикатам. Расшифровка структуры силикатов с крупными катионами — Na, Ca, Mn, Ce — показала, что для большинства из них характерны не ортотетраэдры $[SiO_4]$, а диортогруппы $[Si_2O_7]$. Разгадка заключается в несоизмеримости размеров ребер одиночных Si-тетраэдров и Ca(Na, Mn)-октаэдров; последние требуют диортогрупп, размеры которых хорошо совпадают с ребрами Ca (и др.)-октаэдров (рис. 43).

За указанный период сильно пополнился также инвентарь цепных и ленточных силикатов. Помимо классических пироксеновой цепочки $[Si_2O_6]$ и амфиболовой ленты $[Si_4O_{11}]$ к настоящему времени установлено много новых типов, которые представлены на рис. 44 и 45. В генезисе этих цепочек и лент также большую роль играют крупные катионы. Таковы, например, цепочки в пироксеноидах — волластонитовая $[Si_3O_9]$, родонитовая $[Si_5O_{15}]$ и пироксмангитовая $[Si_7O_{21}]$, узор которых, определяющий длину звена (или соответствующий параметр) цепочки, целиком определяется соотношением в составе минералов атомов Ca и Mn. Некоторые из цепочек, например власовитовая или мелилитовая (рис. 44, *д*, *е*), не существуют в изолированном виде в структуре, а должны быть мысленно «вырезаны», первая — из каркасной структуры власовита, вторая — из слоистой структуры мелилита. Причем последняя имеет гетерогенный (гетероатомный) характер и состоит из диортогрупп $[Si_2O_7]$ и одиночных Mg-тетраэдров. Интересна

также коленчатая цепочка $[Si_4O_{12}]$, состоящая из диортогрупп. Этот тип был обнаружен в каркасном набатитасилите $Na_2Ba[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]^{3}_{\infty}$, в котором такие цепочки прочно связаны с Ti-октаэдрами (см. рис. 153). Особен-

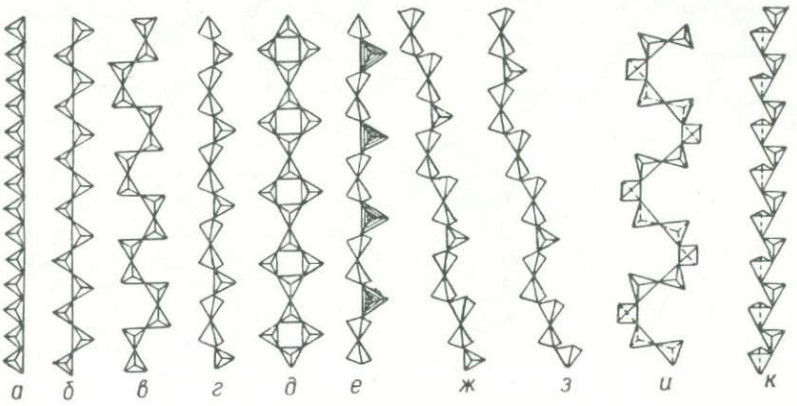


Рис. 44. Различные типы простых цепочек из тетраэдров в силикатах

а — метагерманатная $[GeO_3]^{1}_{\infty}$, *б* — пироксеновая $[Si_2O_6]^{1}_{\infty}$, *в* — набатитасилитовая $[Si_4O_{12}]^{1}_{\infty}$, *г* — волластонитовая $[Si_3O_9]^{1}_{\infty}$, *д* — власовитовая $[Si_4O_{11}]^{1}_{\infty}$, *е* — мелилитовая $[MgSi_2O_9]^{1}_{\infty}$, *ж* — родонитовая $[Si_5O_{15}]^{1}_{\infty}$, *з* — пироксмангитовая $[Si_7O_{21}]^{1}_{\infty}$, *и* — стокситовая $[Si_6O_{18}]^{1}_{\infty}$, *к* — барилитовая $[BeO_3]^{1}_{\infty}$.

но интересной оказалась недавно открытая (Vorma, 1964) стокситовая цепочка (рис. 44, *и*), представляющая собой сочетание диортогрупп Si_2O_7 с одиночными тетраэдрами SiO_4 (см. рис. 190).

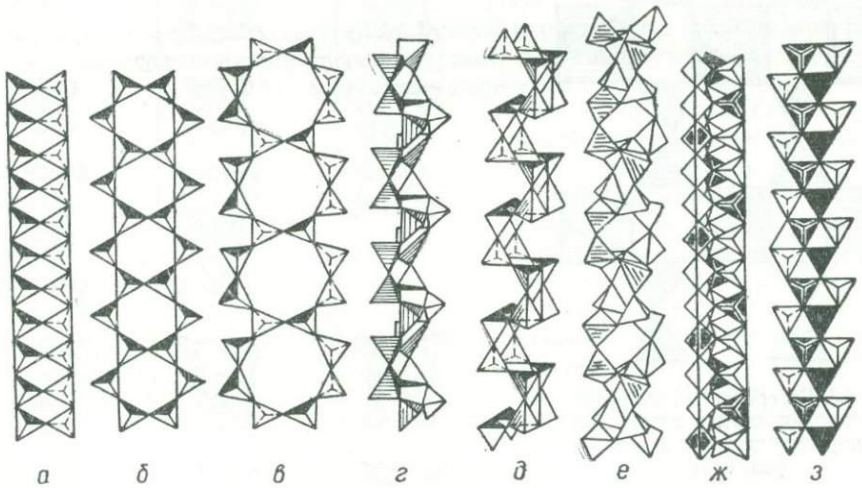


Рис. 45. Различные типы двойных цепочек (лент) из тетраэдров в силикатах:

а — силлиманитовая $[AlSiO_5]^{1}_{\infty}$; *б* — амфиболовая $[Si_4O_{11}]^{1}_{\infty}$; *в* — ксонотлитовая $[Si_6O_{17}]^{1}_{\infty}$; *г* — эпидидимитовая $[Si_6O_{15}]^{1}_{\infty}$; *д* — ортоклазовая $[Si_8O_{20}]^{1}_{\infty}$; *е* — нарсарсукитовая $[Si_8O_{20}]^{1}_{\infty}$; *ж* — фенакитовая $[Be_2SiO_7]^{1}_{\infty}$; *з* — эвклазовая $[Be_2Si_2O_8]^{1}_{\infty}$.

Среди самостоятельных (изолированных) лент новыми являются силлиманитовая $[AlSiO_5]$ и ксонотлитовая $[Si_6O_{17}]$ (рис. 45, *а*, *в*). У первой в каждой из двух цепочек Si-тетраэдры чередуются по высоте с Al-тетраэдрами (находясь один против другого) (рис. 190). Вторая представляет

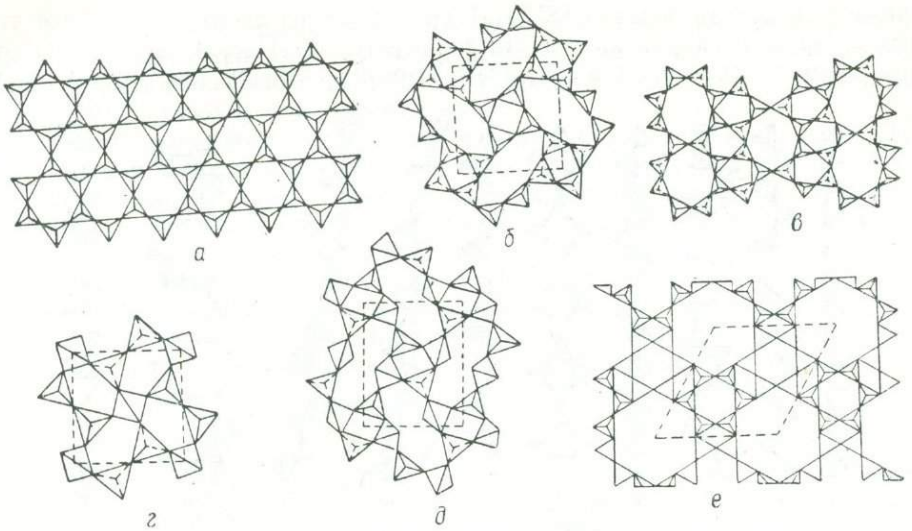


Рис. 46. Основные типы сеток из тетраэдров в силикатах:

а — тальковая (слюдяная) $[Si_4O_{10}]\overset{2}{\infty}$; *б* — апофиллитовая $[Si_8O_{20}]\overset{2}{\infty}$; *в* — окенитовая $[Si_8O_{20}]\overset{2}{\infty}$; *г* — мелилитовая $[MgSi_2O_7]\overset{2}{\infty}$; *д* — датолитовая $[B_2Si_2O_{10}]\overset{2}{\infty}$; *е* — пиросмалитовая $[Si_{12}O_{30}]\overset{2}{\infty}$.

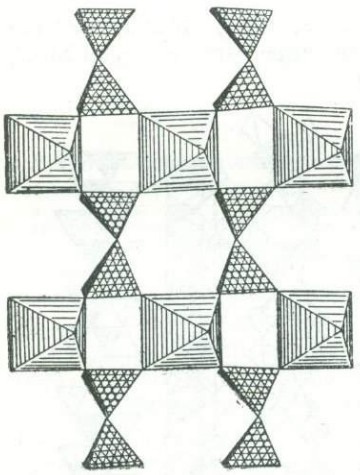


Рис. 47. Гетерогенная бафертитасилитовая сетка, состоящая из диортогрупп Si_2O_7 и октаэдров TiO_6.

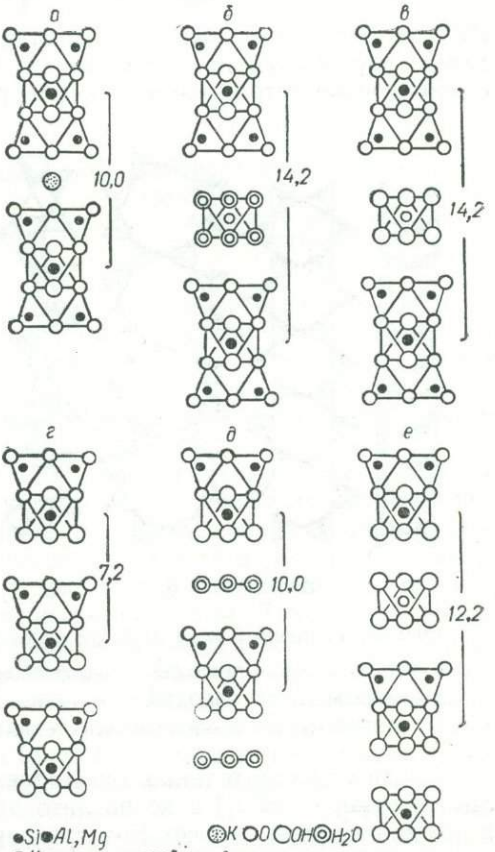


Рис. 48. Схематическое изображение важнейших структур слоистых силикатов и алюмосиликатов в разрезе:

а — слюды; *б* — монтмориллонит; *в* — хлорит; *г* — каолинит (или серпентин); *д* — галлуазит; *е* — структура пока не обнаружена.

сдвоенную волластонитовую цепочку (аналогично амфиболовой, состоящей из двух пироксеновых цепочек) и служит помимо цепных также строительным элементом некоторых слоистых силикатов (например, группы тоберморита). Остальные ленты, представленные на рис. 45, не самостоятельны, а «вырезаны» из структур силикатов различных классов.

В семействе слоистых радикалов также произошло заметное пополнение. В дополнение к давно известным слюдяной, апофиллитовой и мелилитовой сеткам добавились новые. Сюда относятся следующие: окенитовая $[Si_6O_{15}]$, датолитовая $[B_2Si_2O_{10}]$, пиросмалитовая $[Si_{12}O_{30}]$, санборнитовая $[Si_4O_{10}]$ и сёрлзитовая $[BSi_2O_7]$. На рис. 46 показаны не все из перечисленных выше (они приведены во второй части книги).

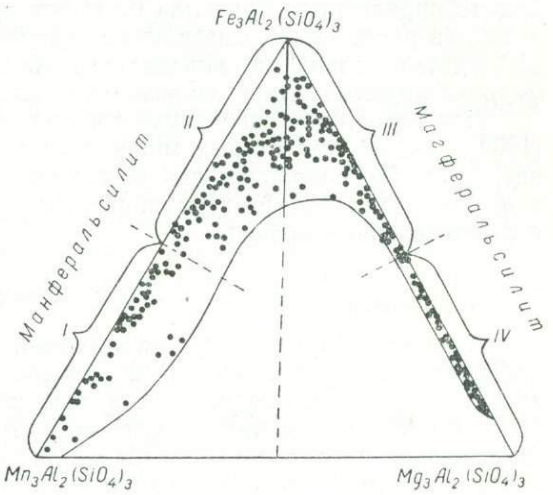


Рис. 49. Выделение изоморфных видов и подвидов на диаграмме состава группы гранатов.

Весьма интересна также группа новых гетерогенных типов сеток, состоящих из Si-тетраэдров и Ti-октаэдров, открытых в таких минералах, как бафертитасилит, лампрофиллит и астрофиллит. Во всех перечисленных минералах сетки имеют одну характерную особенность: Ti-полиэдры в них связаны не с одиночными Si-тетраэдрами, а с диортогруппами Si_2O_7, как это показано на рис. 47, иллюстрирующем тип сетки бафертитасилита.

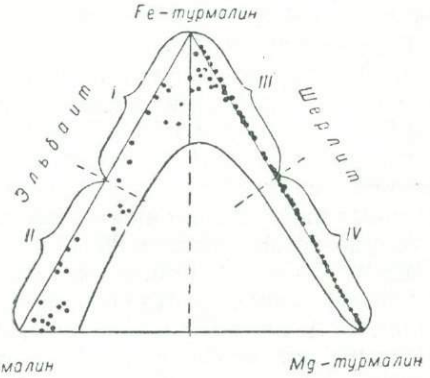


Рис. 50. Выделение изоморфных видов и подвидов на диаграмме состава группы турмалинов.

Но очевидно, что самыми распространенными среди слоистых силикатов в минеральном мире являются силикаты и алюмосиликаты, в основе которых лежат алюмокремнекислородные сетки с гексагональным узором колец (рис. 46, *а*), т. е. так называемые слюдяные сетки. Однако принадлежащие сюда, помимо слюд, такие минералы, как хлориты, монтмориллонит, тальк, каолинит и др., отличаются друг от друга в деталях по строению самих слоев (а не сеток), по заполнению межслоевого пространства и т. п. На рис. 48 приведено схематическое изображение наиболее важных представителей этих групп силикатов.

В заключение следует отметить, что среди совершенно изоморфных минеральных видов, широко распространенных в классе силикатов, имеются два, относящиеся к трехкомпонентным системам с разрывом. Эти минеральные виды принадлежат к группе гранатов и турмалинов (рис. 49 и 50).

Как доказано последними исследованиями в области изучения химического состава минералов первой группы (Соболев, 1964), существует совершенный изоморфизм между Mn и Fe, с одной стороны, и Fe и Mg — с другой, отмеченный в прошлом еще А. Н. Винчеллом (Winchell, 1942). Последнее требует слияния старых трех видов в два новых с изменением названий. Вместо пиральспита Винчелла (которого вообще не существует) предлагаются два рациональных названия *манферальсилит* и *магферальсилит*, каждый с двумя подвидами: *манганоманферальсилит* и *ферроманферальсилит*, *ферромагферальсилит* и *магнезиомагферальсилит* (рис. 49).

Для турмалинов, диаграмма состава которых составлена М. М. Сливко (1962), вместо трех старых минеральных видов — эльбаита, шерла и дравита (рис. 50) сохраняем два названия: *эльбаит* (для Li, Fe-турмалина) и *шерлит* (для Mg, Fe-турмалина). Каждый из них также имеет по два соответствующие подвида.

Класс 4. **Бораты**

В области изучения кристаллохимии боратов, как и их структурной систематики, за последние 15—20 лет достигнуты успехи не менее значительные, чем в изучении класса силикатов. На первом этапе (1945—1955 гг.) при малом числе изученных структур боратов для понимания их строения широко привлекался метод химической и структурной (часто слишком прямолинейной) аналогии с учетом физических и физико-химических свойств минералов. Выведенные таким путем структурные формулы боратов и попытки на этом основании дать систематику последних (Николаев, 1947; Поваренных, 1955) имели в общем положительное значение несмотря на то, что состав водных боратов был интерпретирован ошибочно. На втором этапе (1955—1965 гг.) после расшифровки структур ряда важнейших водных боратов прояснились специфические черты кристаллохимии бора и были сформулированы некоторые общие ее принципы, относящиеся к составу и генезису сложных радикалов (Christ, 1960). Вместе с новыми структурными формулами появились и новые схемы классификации не только водных боратов (Edwards, Ross, 1960; Christ, 1960), но и всего класса полностью (Горбов, 1960; Tennyson, 1963). К настоящему времени изучено строение уже свыше 25 природных боратов, а для трех, кроме того, установлена изоструктурность с минералами других классов. Это составляет почти половину вероятных (равных примерно 65) структурных их типов и позволяет (особенно с помощью рентгенографического анализа изоструктурных с природными синтетических боратов) более уверенно интерпретировать состав еще не изученных минеральных видов этого класса.

В составе более или менее достоверно установленных 86 минеральных видов боратов подавляюще преобладают Ca и Mg (принимают участие в 32 и 27 минеральных видах соответственно), затем идут Na (13 минеральных видов), Mn^{2+} (12 минеральных видов), Fe и Sr (по 6 минеральных видов). При этом весьма характерны следующие две особенности: а) в составе минералов резко преобладают простые соединения, т. е. заключающие в составе только один электроположительный элемент (65 минеральных видов из 86); б) обилие самостоятельных структурных типов (66 из 86) и в связи с этим малое число изоструктурных (или гомеоструктурных) групп минералов. Несомненно, что специфика состава и кристаллохимические особенности боратов следствие не только свойств атомов бора, но и его геохимии — путей миграции и способов его концентрации в условиях геологических процессов.

Как выше было показано, бор в кислородных соединениях по величине межатомных расстояний B—O попадает в область устойчивости тройной

координации элементов (см. рис. 3), но находится он в непосредственной близости к верхней ее границе и может при определенных условиях принимать четверную координацию. Такими условиями в боратах общего состава $A_mB_nO_p$ являются либо повышение прочности связи A—O (за счет увеличения валентности и ЭО элемента A), либо, в соответствии с формулой (1), понижение прочности связи B—O, которое осуществляется заменой O на OH. К примерам первого рода относятся синхалит $MgAl[BO_4]$ и танборит $Ta[BO_4]$, второго — типлит $Na_2[B(OH)_4]Cl$ и бандилит $Cu[B(OH)_4]Cl$.

По величине коэффициента валентной насыщенности в кислородных полиэдрах B (как и Si) относится к числу элементов, склонных к полимеризации, точнее — к ассоциации борокислородных полиэдров в отдельные группы (конечные радикалы или острова), цепочки, слои и каркасы. Однако по сравнению с Si бор может находиться в боратах одновременно в двух типах координационных полиэдров — $B(O, OH)_3$ и $B(O, OH)_4$, что приводит к более сложным их объединениям, мало похожим по своему составу и конфигурации на соответствующие объединения кремнекислородных тетраэдров в силикатах.

В настоящее время, помимо полиэдров BO_3 и BO_4, в природных боратах установлены следующие конечные комплексные радикалы: B_2O_5, B_3O_6, $B_2O(OH)_6$, $BB_2O_3(OH)_4$, $B_2BO_3(OH)_5$, $B_2B_2O_5(OH)_4$, $BB_4O_6(OH)_4$ и $B_3B_2O_6(OH)_6$ (рис. 51, *а — и*). Эти комплексные радикалы строятся таким образом, что при объединении полиэдры связываются друг с другом только через вершины, причем общими атомами в этих вершинах (по закону баланса валентностей) обязательно являются атомы O, тогда как свободные вершины полиэдров заняты группами OH (Christ, 1960). Только при таком распределении O и OH в комплексных радикалах возможно сосуществование атомов B в тройной и четверной координации в условиях низких температур, характерных для генезиса водных боратов. Поэтому на рис. 51 окружение атомов B изображено кружками двух сортов, отвечающих O и OH (а в их формулах атомы B в разной координации написаны раздельно). Благодаря указанным особенностям в строении комплексных радикалов характерной чертой соответствующих боратов является наличие наряду с обычными ионными связями $R—O$ также гидроксильно-водородных связей в их структурах (обычно преобладающих), длина которых (O—OH или $O—H_2O$) находится в пределах 2,7—3,1 (Morimoto, 1956; Christ, Clark, Evans, 1958; Руманова, Аширов, 1963; Курбанов, 1964, и др.). Естественно, что электроположительные атомы в водных боратах также окружены (обычно в строго определенной координации) преимущественно группами OH и молекулами H_2O, причем, как это вообще свойственно кристаллогидратам, часть молекул H_2O играет в структуре самостоятельную (буферную) роль.

Некоторые из конечных радикалов могут соединяться друг с другом, образуя бесконечно протяженные цепные, слоистые и каркасные их ассоциации. Сейчас среди боратов уже выявлены следующие цепочки: кальциборитовая — $[B_2O_4]_\infty^{2n-}$, колеманитовая — $[B_2BO_4(OH)_3]_\infty^{2n-}$, гидроборацитовая — $[B_2BO_4(OH)_3]_\infty^{2n-}$ и пробертитовая — $[B_3B_2O_7(OH)_4]_\infty^{3n-}$ (рис. 52). В этих цепочках повторяющимися звеньями являются: для кальциборитовой—радикал B_2O_5, для колеманитовой и гидроборацитовой $[B_2BO_3(OH)_5]$, а для пробертитовой — $[B_3B_2O_6(OH)_6]$, причем в колеманитовой и гидроборацитовой цепочках одинаковые по форме звенья—радикалы соединяются различным способом.

В числе слоистых структур давно известны сассолин $H_3[BO_3]$ и бандилит $Cu[B(OH)_4]Cl$, слои которых составлены из простых радикалов BO_3

и $B(OH)_4$. Слои из сложных радикалов установлены пока только в тьюнелите $Sr(H_2O_3)$ $[B_3B_3O_9(OH)_2]$ (Clark, 1964) и в синтетическом продукте $Ca[B_2BO_5(OH)]$ (Clark, Christ, Appleman, 1962).

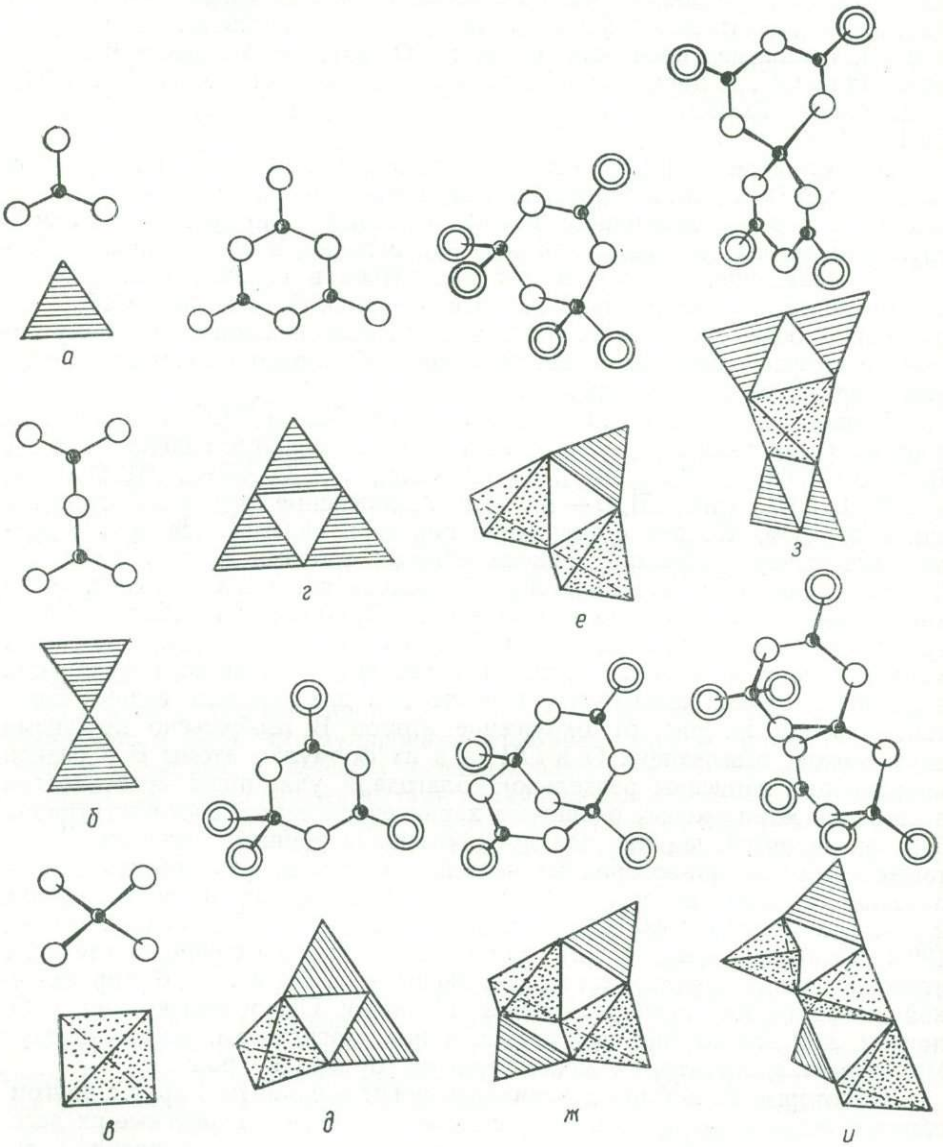


Рис. 51. Типы дискретных радикалов в классе боратов:
а — треугольник $[BO_3]$; *б* — диметагруппа $[B_2O_5]$; *в* — тетраэдр $[BO_4]$; *г* — тройное кольцо $[B_3O_6]$; *д* — тройное кольцо $[BB_2O_3(OH)_4]$; *е* — тройное кольцо $[B_2BO_3(OH)_5]$ *ж* — четверное кольцо $[B_2B_2O_5(OH)_4]$; *з* — группа $[BB_4O_6(OH)_4]$; *и* — группа $[B_3B_2O_6(OH)_6]$

В процессе соединения радикалов в местах их соприкосновения происходит замена («конденсация») OH на O, т. е. число атомов O в соответствующем звене—радикале постепенно возрастает, а прочность связи увеличивается. Этот процесс можно проследить, например, при переходе от островного мейергоферита к цепному колеманиту и от него к слоистому синтетическому

соединению $Ca[B_2BO_5(OH)]$, что выразится следующей схемой (Christ, 1960; Tennyson, 1963):

$$1)\ n\,[B_2BO_3(OH)_5]^{2-} \rightarrow [B_2BO_4(OH)_3]_n^{2n-} + nH_2O;$$
$$2)\ n\,[B_2BO_4(OH)_3]^{2-} \rightarrow [B_2BO_5(OH)]_n^{2n-} + nH_2O.$$

В табл. 30, иллюстрирующей состояние наших знаний о конституции боратов, приведены примеры важнейших структурных типов в плане указанной структурно-генетической взаимосвязи (сравни Tennyson, 1963). Наряду со структурами минералов в нее включены также структуры синтетических боратов. Для некоторых минералов формулы (как и структуры) проблематичны и даны в порядке прогноза.

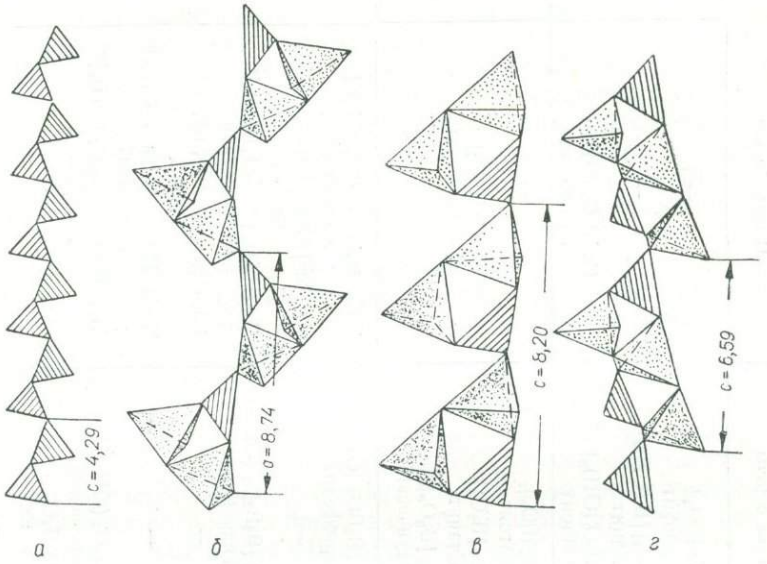


Рис. 52. Основные типы цепочек в боратах:

а — кальциборитовая $[B_2O_4]_\infty^1$; *б* — колеманитовая $[B_3BO_4(OH)_3]_\infty^1$
в—гидроборацитовая $[B_2BO_4(OH)_3]_\infty^1$; *г*—пробертитовая $[B_3B_2O_7(OH)_4]_\infty^1$

В отношении последнего возникают особые сложности преимущественно для водных боратов. Резко пониженная в связи с различной координацией атомов и низкой температурой изоморфная замещаемость элементов (например, типа Ca → Na) в сочетании с кристаллогидратным характером водных боратов являются главными причинами, обусловливающими обилие структурных типов последних. Фактически любая замена электроположительных атомов или только числа молекул H_2O сопровождается существенной перестройкой структуры, приводящей всякий раз к возникновению нового структурного типа. Это чрезвычайно затрудняет прогнозирование структур рентгеновски не изученных боратов, в котором при отсутствии устойчивых характеристических параметров наиболее надежными критериями (да и то лишь для определения структурного мотива) являются физические свойства и морфологические признаки минералов. Тем не менее прогноз структур на базе обобщения, достигнутого экспериментальными исследованиями, совершенно необходим для кристаллохимической систематики боратов. Рассмотрим наиболее характерные структурные типы, представленные в соответствующих подклассах.

Среди каркасных боратов важнейшее место занимают минералы группы борацита, структура которого представляет весьма изящную вязь (рис. 210)

Таблица 30

Обзор важнейших структурных типов боратов, представленных в различных подклассах

Радикал	Каркасные бораты	Островные бораты	Цепные бораты	Слоистые бораты
BO_4 □	$H[BO_2]$ Метаборит	$Ta[BO_4]$ Танборит	—	—
$B(OH)_4$ □	—	$Ca_2[AsO_4][B(OH)_4]$ Канит	—	$Cu[B(OH)_4]Cl$ Бандилит
$B_2O(OH)_6$ 2□	—	$Mg[B_2O(OH)_6]$ Пинноит	$Ca[B_2O_2(OH)_4]$* Уралборит	$Ba_2[B_3SiO_7(OH)_3]$* Гарелсит
BO_3 △	—	$Mg_3[BO_3]_2$ Котоит	—	$H_3[BO_3]$ Сассолин
B_2O_5 2△	—	$Mg_2[B_2O_5]$ Суанит	$Ca[B_2O_4]$ Кальциборит	—
B_3O_6 3△	—	$K_3[B_3O_6]$ (синтетический)	—	—
$B_2BO_3(OH)_5$ 2□ + 1△	—	$Ca(H_2O)[B_2BO_3(OH)_5]$ Мейергоферит	$Ca(H_2O)[B_2BO_4(OH)_3]$ Колеманит	$Ca[B_2BO_5(OH)]$ (синтетический)
$BB_2O_3(OH)_4$ 1□ + 2△	$Cs[BB_2O_5]$ (синтетический)	—	$Sr[BB_2O_4(OH)_2]_2$* Витчит	—
$B_2B_2O_5(OH)_4$ 2□ + 2△	$Li_2[B_2B_2O_7]$ (синтетический)	$Na_2(H_2O)_8[B_2B_2O_5(OH)_4]$ Натрогидроборит	$K_2(H_2O)_3[B_2B_2O_6(OH)_2]$* (синтетический)	—
$B_4BO_6(OH)_7$ 4□ + 1△	—	—	$Ca_2(H_2O)_7[B_4BO_7(OH)_5]$* Терчит	—
$B_3B_2O_6(OH)_6$ 3□ + 2△	—	—	$NaCa(H_2O)_3[B_3B_2O_7(OH)_4]$ Пробертит	$Ca_2[B_3B_2O_8(OH)_2]Cl$* Хилгардит
$B_2B_2O_6(OH)_5$ 2□ + 3△	—	$Na_2[B_2B_3O_6(OH)_5]$* (синтетический)	$Na_2(H_2O)_2[B_2B_3O_7(OH)_3]$* Эзкуррит	—
$BB_4O_6(OH)_4$ 1□ + 4△	$K[BB_4O_8]$ (синтетический)	$K(H_2O)_2[BB_4O_6(OH)_4]$ (синтетический)	—	—
$B_3B_3O_7(OH)_6$ 3□ + 3△	—	—	—	$Sr(H_2O)_3[B_3B_3O_9(OH)_2]$ Тьюнелит
$B_3B_4O_{12}$ 3□ + 4△	$Mg_3[B_3B_4O_{12}]OCl$ Борацит	—	—	—

* Звездочкой отмечены бораты с неизученной структурой.

из борокислородных тетраэдров и треугольников (Ito, Morimoto, Sadanaga, 1951). Соотношение числа радикалов BO_4 к BO_3 в структуре борацита составляет 3 : 4, в связи с чем его формула должна писаться $Mg_3[B_3B_4O_{12}]OCl$. В этой группе объединяются две подгруппы полиморфных видов ромбической и кубической сингонии, каждая из которых заключает по три минеральных вида (причем названия их различаются только приставкой *кубо*, например, борацит и кубоборацит и т. д.).

Другим каркасным боратом, структура которого была изучена на синтетическом материале (Zachariasen, 1963), является метаборит $H[BO_2]$ (Лобанова, Аврова, 1964). В нем наряду с каркасом из тетраэдров BO_4 между атомами О имеются также водородные связи, обусловленные наличием протона Н, нейтрализующего отрицательный заряд каркаса.

К каркасным же, судя по очень высокой твердости (6,5) и малой плотности (2,80), относится, вероятно, и фабианит $CaH[BO_2]_3$, хотя его формулу пишут также $Ca[B_3O_5(OH)]$ (Tennyson, 1963) по аналогии с синтетическим боратом, относимым к слоистым (Clark, Christ, Appleman, 1962).

Наконец, к числу каркасных отнесен и родицит (Strunz, 1943), формула которого написана по аналогии с боратитом (Поваренных, 1955). Однако большая плотность минерала (3,4) требует новых подтверждений его структуры.

Подкласс островных боратов наиболее богат минеральными видами. Среди безводных представлены как ортобораты с радикалом BO_4, так и метабораты с радикалом BO_3. Для тех и других характерно структурное сходство с минералами иных классов. Так, например, тетрагональный танборит* $Ta[BO_4]$ (Mrose, Rose, 1961) изоструктурен с цирконом $Zr[SiO_4]$, а синхалит $MgAl[BO_4]$ (Claringbull, Hey, 1952) гомеоструктурен с оливином $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. Норденшельдин $CaSn[BO_3]_2$ изоструктурен с доломитом $CaMg[CO_3]_2$; для котоита $Mg_3[BO_3]_2$также отмечается близость к структурному типу оливина (Sadanaga, 1950). Структурные аналогии удается обнаружить и у островных боратов с добавочными анионами. Так, структура еремеевита $Al_6[BO_3]_5(OH)_3$ (Головастиков, Белова, Белов, 1956) имеет много сходного со структурой апатита—лессингита, варвикит $Mg_3Ti[BO_3]_2O_2$— с куспидином, флюоборит $Mg_3[BO_3](OH, F)_3$ — с синтетическим $Ca_6[Si_2O_7](OH)_6$, наконец, канит $Ca_2[AsO_4][B(OH)_4]$ гомеоструктурен с цирконом.

Островной радикал $B(OH)_4$ установлен не только в каните, но также в типлите $Na_2[B(OH)_4]Cl$ и бандилите $Cu[B(OH)_4]Cl$, однако прочность связи в них резко различна в плоскости и перпендикулярно (001), что делает их слоистыми. Напротив, во фроловите $Ca[B(OH)_4]_2$ (Петрова, 1957) и пентагидроборите $Ca(H_2O)[B(OH)_4]_2$ (Малинко, 1961), судя по исследованию аналогичных (лишь немного более богатых водой) синтетических боратов Ca, Sr и Ba (Кравченко, 1963; 1964), мы, очевидно, встречаемся с типичными островными радикалами $[B(OH)_4]$.

Интересны островные бораты со сдвоенными радикалами, круг которых расширился, когда вслед за структурой суанита MgB_2O_5 (Takeuchi, 1952) были расшифрованы структуры пинноита $Mg[B_2O(OH)_6]$ (Paton, McDonald, 1957) и ашарита $Mg_2[B_2O_4OH]OH$ (Пэн Чжи-чжун, У Чен-юй, Чжан Пи-син, 1963). В основе структуры пинноита оказались сдвоенные тетраэдры $B(OH)_4$, в месте соединения которых один OH замещен О. В ашарите (и родственных с ним сасексите и, вероятно, роуите) обнаружены сдвоенные треугольники BO_3, в которых один О замещен OH, что дает радикал типа $[B_2O_4OH]$. По аналогии с пинноитом в родственную группу выделен пока не изученный нифонтовит (Малинко, Лисицин, 1961). К ашари-

---

* Название изменено, так как бейерит гомофоничен с бейеритом $CaBi_2[CO_3]_2O_2$.

ту, вероятно, близок по строению сибирскит (Васильева, 1962), состав которого точно отвечает формуле $Ca_2[B_2O_4OH]OH$. Возможно также, что в люнебургите мы встречаемся с радикалом $[B_2O(OH)_4]$, состоящим из двух треугольников $B(OH)_3$ (Tennyson, 1963).

Отдел островных боратов со сложными радикалами также представлен минеральными видами, структуры большей части которых детально изучены. Здесь выделяются группы с такими радикалами: $[B_2BO_3(OH)_5]$ — группы индерита и курнаковита (рис. 51, *е*), $[B_2B_2O_5(OH)_4]$ — группа натрогидроборита (рис. 51, *ж*), куда следует отнести, должно быть, и кернит (сравни Christ, 1960), $[B_2B_3O_6(OH)_5]$ — группа бирингучита (радикал пока не подтвержден), $[BB_4O_6(OH)_4]$ — группа лардереллита (рис. 51, *з*), выделенная на основе химического сходства с водными синтетическими боратами $K(H_2O)_2[BB_4O_6(OH)_4]$ и $NH_4(H_2O)_2[BB_4O_6(OH)_4]$ (Zachariasen, 1937). В отдельную, но пока проблематическую группу с усложненным радикалом, представляющим сочетание двух радикалов $[BB_4O_6(OH)_4]$ и $[B_2B_2O_5(OH)_4]$ (Christ, 1960), выделены джинорит, стронджинорит, калиборит и патерноит.

В подклассе цепных боратов, помимо уже рассмотренных ранее (выявленных рентгеноструктурным анализом) видов цепочек (рис. 52), намечаются гипотетические, но вполне вероятные цепные радикалы. Сюда относятся цепочки: уралборитовая — $[B_2O_2(OH)_4]$, состоящая из тетраэдров $B(O, OH)_4$, а также сложного состава: витчитовая — $[BB_2O_4(OH)_2]$, терчитовая — $[B_4BO_7(OH)_5]$ и, наконец, эзкурритовая — $[B_2B_3O_7(OH)_3]$. В преображенските, вероятно, находятся цепочки пробертитового типа (Christ, 1960). Реальность предполагаемых цепочек помимо общих кристаллохимических соображений подкрепляется резко анизотропной (игольчатой, волосовидной) формой индивидов, а также анизотропией ряда физических свойств.

Минеральные виды, относимые к подклассу слоистых боратов, пока еще недостаточно изучены. Вполне вероятно, что из одних тетраэдров $B(O, OH)_4$ (вместе с тетраэдрами SiO_4) построена слоистая структура гарелсита (Milton, Axelrod, Grimaldi, 1955), тип которой считается близким к структурному типу датолита (Christ, 1959).

Классической слоистой структурой, построенной из треугольников BO_3, является сассолин $H_3[BO_3]^2_\infty$ (см. рис. 225), который часто относят к гидроокислам, и формулу его пишут $B(OH)_3$ (Dana, 1844). Но расстояния между атомами O соседних радикалов BO_3 (равные 2,71) и координация атомов O (см. главу 2) свидетельствуют о существенно водородной, а не гидроксильной связи между атомами в этих слоях.

К слоистым боратам, построенным из сложных радикалов, состоящих из тетраэдров $B(O, OH)_4$ и треугольников $B(O, OH)_3$, относятся минералы группы тьюнелита $Sr(H_2O)_3[B_3B_3O_9(OH)_2]^2_\infty$ (Clark, 1964), в котором, вопреки правилам Крайста (Christ, 1960), некоторые атомы кислорода являются общими одновременно для трех B-тетраэдров (см. рис. 227). К слоистым же, вероятно, принадлежат и минералы группы хилгардита $Ca_2[B_3B_2O_8(OH)_2]Cl$ (Christ, 1960), а также силикоборат хаулит $Ca_2(H_2O)[B_5SiO_{10}(OH)_3]$. Однако причисление их к слоистым боратам требует, очевидно, непосредственного доказательства рентгеноструктурным методом.

Завершают подкласс слоистых боратов уже упоминавшиеся ранее бандилит и типлит, слоистый мотив которых возникает в результате анизотропии связей, обусловленной наличием и расположением атомов Cl.

Класс 5. **Ванадаты**

В составе 40 минеральных видов класса ванадатов принимают участие 19 видообразующих химических элементов. Помимо трех главных V^{5+}, O и H наиболее распространены Ca (участвует в построении 16 минеральных видов), U^{6+} (10 минеральных видов), Al (6 минеральных видов), Pb, Cu^{2+} и Mn (по 5 минеральных видов). Участие водорода в 37 из 40 минеральных видах свидетельствует о том, что почти все ванадаты (за исключением трех видов) представляют собой основные или водные соединения.

До настоящего времени ванадаты рассматривались как составная часть более обширного класса фосфатов, арсенатов и ванадатов (Strunz, 1957), в котором радикалы PO_4, AsO_4 и VO_4 считались совершенно аналогичными и изоморфными. Изучение и расшифровка структуры ряда природных и синтетических ванадатов, произведенная в последнее десятилетие М. Кураши, У. Барнесом, Х. Бахманом, Г. Эвансом и др., показала, что

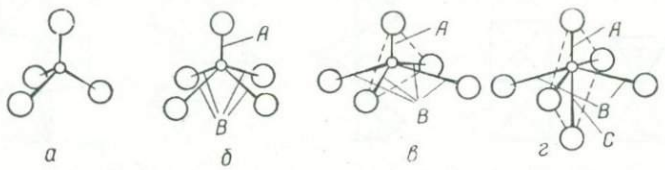


Рис. 53. Четыре типа координационных V-полиэдров:
а — тетраэдр $[VO_4]$; *б* — тетрагональная пирамида $[VO_5]$; *в* — тригональная дипирамида $[VO_5]$; *г* — октаэдр $[VO_6]$.

атомы V^{5+} существенно отличаются от атомов P^{5+} и As^{5+} своей координацией в кислородном окружении и, следовательно, строением образуемых ими минералов. По величине межатомных расстояний *R*—O (см. главу 2) V^{5+} находится значительно ближе к верхней границе устойчивости КЧ4, чем P^{5+} и As^{5+} (фактически располагается в зоне перехода $4 \rightarrow 6$), и, как оказалось в действительности, склонен приобретать (в зависимости от атомного окружения и условий среды минералообразования) не только четверную координацию, но и КЧ5 и даже 6, правда, со значительным искажением формы полиэдров. Но с повышением координации атомов V^{5+} коэффициент валентной насыщенности V-полиэдров уменьшается от $^5/_8$ (КЧ = 4) до $^1/_2$ (КЧ = 5) и даже ниже, до $^5/_{12}$ (КЧ = 6), что существенно облегчает их взаимную ассоциацию через общие вершины и ребра и приводит к возникновению бесконечных ванадикислородных цепочек, сеток (слоев) и каркасов, почти совершенно не известных среди фосфатов и арсенатов. Таким образом, V^{5+} образует с кислородом следующие четыре типа координационных V-полиэдров: 1) тетраэдры VO_4; 2) тетрагональные пирамиды VO_5; 3) тригональные дипирамиды VO_5 и 4) октаэдры VO_6. Между ними нетрудно уловить морфологическую (и несомненно генетическую) взаимосвязь, которая показана на рис. 53. Тетраэдр VO_4 (рис. 53, *а*) с примерно одинаковыми четырьмя расстояниями V—O, равными около 1,73, легко переходит в тетрагональную пирамиду VO_5 (рис. 53, *б*) со средним расстоянием V—O, равным 1,78, причем одно расстояние (на рис. 53 отмечено буквой *A*) заметно короче четырех других (отмечены буквой *B*). Расстояние *A* составляет около 1,60, а расстояние *B* (в среднем) около 1,90, что свидетельствует о более прочной (повышенной кратности) связи *A*, и при взаимной ассоциации V-полиэдров этот прочно связанный атом кислорода часто остается свободным, образуя группировку VO, называемую *ванадилом*. Небольшая деформация тетрагональной пирамиды (за счет удлинения одной из связей *B*, а иногда *A*) приводит к возникновению тригональной дипирамиды VO_5 (рис. 53, *в*)

со слегка изломанной тройной осью, среднее расстояние V—O которой составляет около 1,83. С входящей стороны этого излома (напротив *A*) иногда подходит шестой атом кислорода (на рис. 53 эта связь отмечена буквой *C*), и тогда возникает сильно искаженный октаэдр VO_6 (рис. 53, *г*) со средним расстоянием V—O, равным около 2,00 (Evans, 1961).

Из всех перечисленных типов V-полиэдров только тетраэдры VO_4 встречаются в структурах ванадатов в самостоятельном (не ассоциированном) состоянии; остальные, как правило, входят составными частями в более сложные (цепные и слоистые) ванадикислородные радикалы. Минералы, заключающие в структуре радикалы VO_4, относятся к островным ванадатам, или ортованадатам. К ним принадлежат лишь минералы, содержащие доба-

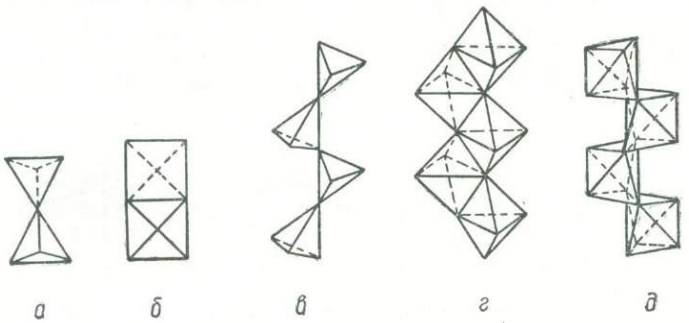


Рис. 54. Островные и цепные мотивы из V-полиэдров:
а — диортогруппа $[V_2O_7]$; *б* — дипентагруппа $[V_2O_8]$; *в* — метаванадатная цепочка $[VO_3]\,{}^{1}_{\infty}$; *г* — метаросситовая (двойная) цепочка $[VO_3]\,{}^{1}_{\infty}$; *д* — пухеритовая цепочка $[VO_4]\,{}^{1}_{\infty}$

вочные анионы и молекулы воды. Пухерит $Bi[VO_4]$, относимый первоначально к островным (Qurashi, Barnes, 1953), оказался принадлежащим к подклассу цепных (Fischer, Kleber, Sommer, 1958).

Ортованадатами с добавочными анионами являются ванадинит $Pb_2Pb_3[VO_4]_3Cl$, изоструктурный с апатитом и пироморфитом (Trotter, Barnes, 1958), и минералы групп деклуазита и везиньеита. В деклуазите $Pb(Zn, Cu)[VO_4]OH$ проявляется совершенный изоморфизм между Zn и Cu, чему, безусловно, способствует форма полиэдра $ZnO_4(OH)_2$ в виде тетрагональной бипирамиды (Qurashi, Barnes, 1964), удобная по конфигурации связей не только для Zn, но и для Cu^{2+}, склонной к квадратной dsp^2-конфигурации σ-связей.

К водным ортованадатам относятся девять минеральных видов, среди которых пять являются ванадатами Al, например штейгерит $Al(H_2O)_3[VO_4]$, или ванадат-фосфатами Al — группа шодерита $Al_2(H_2O)_8[VO_4][PO_4]$. Но их строение, как и строение фольбортита $Cu_3(H_2O)_3[VO_4]_2$ и сантафеита, не изучено, так что судя по морфологическим данным и некоторым свойствам для ряда из них возможны более сложные структурные мотивы. Из числа водных ванадатов расшифрована структура бракебушита $Pb(Mn, Fe)(H_2O)[VO_4]_2$ (Donaldson, Barnes, 1955), которая оказалась близкой к структуре деклуазита (точнее, сходного с ним пиробелонита).

К ассоциациям V-полиэдров островного типа относятся сдвоенные V-тетраэдры V_2O_7 (рис. 54, *а*), образующие диортованадаты, и сдвоенные тетрагональные пирамиды V_2O_8 (рис. 54, *б*). Первые обнаружены в искусственном $Zr[V_2O_7]$ и в минерале шерветите $Pb_2[V_2O_7]$. В водном минерале дельриоите также предполагается радикал V_2O_7, но игольчатый, волокнистый облик индивидов заставляет отнести его к группе метароссита — цеп-

ного ванадата. Среди минералов самостоятельные радикалы V_2O_8 неизвестны; они установлены лишь в структуре карнотита, где находятся в непосредственной связи с уранилом.

Цепные мотивы из V-полиэдров могут состоять из тетраэдров VO_4, дипирамид VO_5 и октаэдров VO_6 (рис. 54, *в*, *г*, *д*). Первая цепочка состава $[VO_3]_n^{n-}$, напоминающая пироксеновую цепочку в силикатах, установлена пока лишь у синтетических безводных ванадатов щелочных элементов $NaVO_3$, KVO_3, $RbVO_3$, $CsVO_3$ и NH_4VO_3 (Evans, 1960; Bachman, Barnes, 1961).

С повышением валентности и ЭО электроположительных атомов (а также с вхождением в состав H_2O) координация V^{5+} в цепных радикалах повышается и возникают метацепочки из тригональных V-пирамид состава $[VO_3]_n^{n-}$ (рис. 54, *г*) и ортоцепочки из V-октаэдров состава $[VO_4]_n^{3n-}$ (рис. 54, *д*), звенья в которых соединяются ребрами. Цепочки из октаэдров VO_6 установлены в пухерите $Bi[VO_4]$ (Fischer, Kleber, Sommer, 1958). Структура пухерита весьма интересна и показательна, как пример перехода в гомологическом ряду соединений состава ABO_4 от островного к цепному мотивам (см. рис. 231). В зигзагообразной цепочке октаэдры VO_6 соединяются ребрами так, что остаются свободными лишь две вершины, а четыре являются общими. Это дает радикал состава $[VO_4]_{\infty}^{1}$, сходный по внешнему виду и заряду с радикалами из изолированных тетраэдров $[VO_4]$. Облик индивидов пухерита подтверждает цепную по (100) его структуру. Строго говоря, его следовало бы из класса ванадатов поместить в класс окислов, как это сделано с вольфрамитом, кехлинитом и др. Лишь очень сильное искажение полиэдра VO_6 удерживает нас от этого.

Цепочки из дипирамидальных звеньев обнаружены в водосодержащих минералах группы метароссита $Ca(H_2O)_2[VO_3]_{2\,\infty}^{1}$ (Kelsey, Barnes, 1957) (см. рис. 232) и, вероятно, группы хендерсонита $Ca_2V^{4+}(H_2O)_8[VO_3]_{8\,\infty}^{1}$. Сочетание сдвоенных метацепочек с одинарными установлено в ванадатах группы метахьюэтита $Ca(H_2O)_3[V_6O_{16}]_{\infty}^{1}$ (Bachman, Barnes, 1962) (см. рис. 233), в которых радикал состава $[V_6O_{16}]_n^{2n-}$ получается из сочетания метацепочек $[V_2O_6]_{\infty}^{1}$ и $[V_4O_{10}]_{\infty}^{1}$. Вода, очевидно, имеет частично цеолитный характер, так как в определенных пределах довольно легко удаляется и вновь входит в решетку без кардинального изменения ее параметров. Близкими по составу (типу радикала) к минералам группы метахьюэтита являются меланованадит и шервудит, однако наличие в их составе, помимо Ca, также атомов V^{4+} свидетельствует об особом типе структуры. Заключают отдел водных цепных ванадатов минералы группы паскоита $Ca_3(H_2O)_{16}[V_{10}O_{28}]_{\infty}^{1}$, структура которых не изучена, но судя по игольчатому и волосовидному облику индивидов она, безусловно, относится к разряду цепных структур. В группу, помимо паскоита, хаммарита и раувита, отнесены также корвусит и грантсит, в составе которых, кроме V^{5+}, входит еще V^{4+}. В грантсите объединенные вместе они дают радикал типа $[V_6O_{16}]$, но, естественно, с повышенным зарядом При этом параметры ячейки у него близки к параметрам ячейки метахьюэтита, что позволяет предполагать изоморфизм между V^{5+} и V^{4+}

Среди природных ванадатов пока не установлены минералы со слоистыми и каркасными структурами, в которых слои или каркасы были бы нацело построены из V-полиэдров, хотя среди искусственных соединений они обнаружены. Так, например, $K_3V_5O_{14}$ обладает слоистой структурой, слои которой состоят из тетрагональных пирамид VO_5 и тригональных дипирамид VO_5, дающих при соединении вершинами сетку состава V_5O_{11} (Bystom, Evans, 1959). Каркасную структуру, построенную из VO_5- и VO_6-полиэдров, имеют ванадиевые бронзы.

Однако слои гетероатомного состава в природных ванадатах недавно найдены. Весьма любопытна в этом отношении структура минералов, объединенных в группу карнотита—калькурванита (бывшего тюямуюнита). Здесь, как и в ряде других аналогичных слоистых структур, мотив структуры определяется атомами U^{6+}. Последние, благодаря экваториальному (по отношению к уранилу) распределению связей с атомами O, принадлежащими одновременно и другим жестким полиэдрам (радикалам), создают прочную, как правило, неровную сетку гетероатомного состава. В этой группе, представленной семью минеральными видами, детально изучено строение лишь одного карнотита, да и то безводного (Appleman, Evans, 1957). Слои в его структуре создаются (рис. 55) на основе прочной связи сдвоенных дипирамидальных радикалов $[V_2O_8]$ с полиэдрами $(UO_2)O_5$, которые в результате имеют состав $\{(UO_2)_2[V_2O_8]\}_n^{2n-}$. Удерживаются слои вместе более слабыми связями атомов K, Ca, Ba и других и гидроксильно-водородными связями молекул воды. При сходстве параметров a и b параметры c у минералов различны, что обусловлено не только типом и размером межслоевых атомов, но и количеством находящихся там молекул воды.

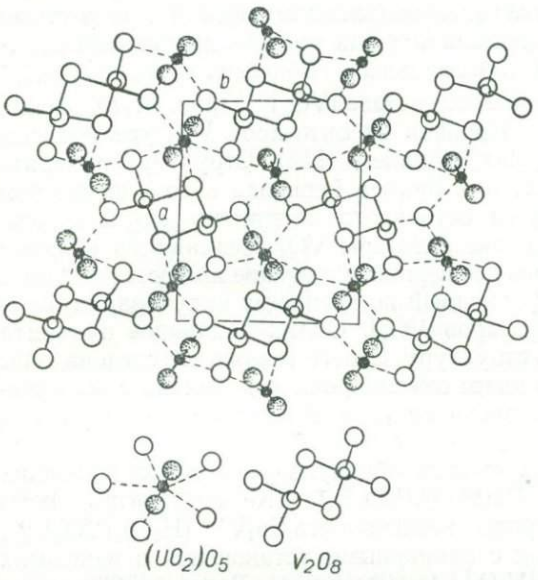


Рис. 55. Структура безводного карнотита: проекция на плоскость (001).

В заключение следует отметить, что ванадаты, являясь в большинстве минералами зоны окисления и гидратации, образуют коллоидно-дисперсные агрегаты, которые не только сильно затрудняют расшифровку их структуры, но и не позволяют составить о ней косвенное представление на основе важнейших свойств и морфологических данных.

Класс 6. **Арсенаты**

Класс арсенатов насчитывает 96 минеральных видов, в составе которых принимает участие 24 видообразующих элемента. Помимо ведущих (As, O и H), наиболее распространены Ca (24 минеральных вида), Cu (20 минеральных видов), Mn (17 минеральных видов) и U (16 минеральных видов); меньшее значение имеют Mg, Fe, Pb, Zn и Al (11—8 минеральных видов). Совершенный изоморфизм элементов в этом классе ограничен и проявляется лишь в шести минеральных видах между K и H_3O; Mg и Mn; Co и Ni; OH и F, а также As и P (два раза). Как и в классе ванадатов, здесь доминируют минеральные виды простого состава; свыше 90% всех видов содержат гидроксил или H_2O.

Однако As^{5+} в противоположность V^{5+} не образует иных радикалов, кроме AsO_4, и в этом отношении арсенаты существенно отличаются от ванадатов и, наоборот, близко примыкают к фосфатам. Но разница в межатомных расстояниях As—O_4 и P—O_4 оказывается все же существенной, так что при низкотемпературных условиях, характерных для гене-

зиса арсенатов, совершенный изоморфизм между As и P установлен лишь в двух случаях для структурных типов апатита (пироморфит — миметевит) и торбернита (новачекит — салеит). Следовательно, раздельное рассмотрение арсенатов и фосфатов кристаллохимически вполне оправдано, хотя в каждом из этих классов встречается много минеральных видов, кристаллизующихся в одинаковых структурных типах.

В связи с тем, что коэффициент валентной насыщенности AsO_4 превышает ½, ассоциация тетраэдров друг с другом не осуществляется и среди минералов этого класса подавляюще преобладают (на 60%) структуры, относящиеся к островному мотиву. Структуры, принадлежащие к мотивам бесконечной протяженности, образуются за счет более прочной ассоциации AsO_4-тетраэдров с другими полиэдрами и, естественно, довольно редки, так как набор подходящих для этого элементов здесь меньше, чем в классе фосфатов.

В подклассе каркасных известны лишь три минеральных вида — фармакосидерит, мансфильдит и скородит. Каркасная структура первого весьма своеобразна и состоит из счетверенных октаэдрических групп $4FeO_3(OH)_3$, вершины которых являются общими с AsO_4-тетраэдрами (см. рис. 234). В крупных полостях структуры размещаются ионы K и H_3O, а также молекулы H_2O.

Среди минералов с разнообразными островными структурами, из которых далеко не все еще определены, довольно много изоструктурных с минералами класса фосфатов, сульфатов и силикатов. Так, близким по структуре к монациту является рузвельтит $Bi[AsO_4]$, а к гранату — берцелит $NaCa_2(Mg, Mn)_2[AsO_4]_3$. Вейлит $HCa[AsO_4]$ изоструктурен с монетитом, адамит $ZnZn[AsO_4]OH$ — с андалузитом, эринит $Cu_5[AsO_4](OH)_4$ — с псевдомалахитом, миметезит $Pb_2Pb_3[(As, P)O_4]_3Cl$ — с апатитом, бедантит $PbFe_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$ — с алунитом, карминит $PbFe_2[AsO_4]_2(OH)_2$ — с бракебушитом, тилазит $CaMg[AsO_4]F$ — с титанитом и т. п. Некоторые из них изучены очень детально, структурное тождество других установлено на основании кристаллографических данных и сходства параметров ячейки. Химический состав некоторых минеральных видов требует уточнения, тем более что для многих из них характерна коллоидно-дисперсная форма существования.

Довольно обширно семейство (18 минеральных видов) водных островных арсенатов, из числа которых заслуживают упоминания такие распространенные минералы, как эвхроит $Cu_2(H_2O)_3[AsO_4]OH$, леграндит $Zn_2(H_2O)[AsO_4]OH$, лироконит $Cu_2Al(H_2O)_4[AsO_4](OH)_4$ и лавендулит $NaCaCu_5(H_2O)_5[AsO_4]_4Cl$. Для большинства водных арсенатов также характерны коллоидно-дисперсные агрегаты, что при малой изученности их структур является серьезным препятствием для косвенных соображений об их строении.

К подклассу цепных отнесены лишь четыре группы минеральных видов, из которых только минералы из группы розелита $Ca_2\{Co(H_2O)_2[AsO_4]_2\}_\infty^1$ имеют прямое рентгенографическое доказательство (Dahlman, 1952; Мустафаев, Ильюхин, Белов, 1964) принадлежности их к цепным минералам (изоструктурны с сульфатом крёнкитом). Цепной мотив структуры у них обусловлен прочным сцеплением тетраэдров AsO_4 с октаэдрами $R^{2+}O_4(H_2O)_2$ в направлении оси *c*, где R^{2+} — это Co, Mg или Mn (см. рис. 235). Цепочки скрепляются между собой более слабыми связями ионов Ca, находящихся в координации 8($6O + 2H_2O$). Принадлежность к цепным остальных минералов — миксита $Cu_{12}Bi(H_2O)_9[AsO_4]_6(OH)_9$, беарсенита $Be_2(H_2O)_4[AsO_4]OH$ и минералов группы владимирита устанавливается на основании морфологических признаков, структурно-чувствительных физических свойств и кристаллохимических соображений о структурной роли таких элементов, как

Cu, Be и H, способных ассоциироваться с радикалами $[AsO_4]$ или обеспечивать водородные связи между ними.

Подкласс слоистых арсенатов представлен семью минеральными группами, важнейшими из которых являются группы урановых слюдок $R^{2+}(H_2O)_n[UO_2(AsO_4)]_2{}^2_\infty$ и эритрина $(Co, Ni)_3(H_2O)_8[AsO_4]_2{}^2_\infty$. Слоистый мотив структуры у минералов этих групп подтвержден рентгенографическим анализом сравнительно недавно (Hanic, 1960; Ross, Evans, 1964), а до этого времени ярко выраженный пластинчатый облик минеральных индивидов и совершенная спайность по одному направлению уже давно предопределили их структурное местоположение в этом классе. Менее детально изучены структуры шультенита $HPb[AsO_4]{}^2_\infty$, фармаколита $HCa(H_2O)_2[AsO_4]{}^2_\infty$, изоструктурного с гипсом, и гайдингерита $HCa(H_2O)[AsO_4]{}^2_\infty$ (Binas, 1962). Структуры минералов остальных групп (вальпургита, арсенуранилита и халькофиллита) пока еще не изучены; я их отношу в подкласс слоистых арсенатов, как и в других подобных случаях, на основании косвенных признаков — морфологии и свойств минералов.

Класс 7. **Фосфаты**

Класс фосфатов, занимающий третье место по распространенности, насчитывает 165 минеральных видов, по числу которых он почти вдвое превышает класс арсенатов и в четыре раза — класс ванадатов. В составе минералов принимают участие 29 видообразующих элементов, среди которых (помимо ведущих P, O и H) наиболее распространены Fe (входит в состав 49 минеральных видов), Al (47 минеральных видов), Ca (47 минеральных видов), Mn (30 минеральных видов), U (24 минеральных вида) и Na (19 минеральных видов); менее распространены Mg, Cu, Zn, Pb, F и Be (13—9 минеральных видов). Совершенный изоморфизм элементов установлен лишь в 18 минеральных видах и проявляется между следующими парами элементов: Mn и Fe (9 минеральных видов), Mg и Fe (1 минеральный вид), Mn^{2+} и Fe^{3+} (2 минеральных вида), Fe^{2+} и Fe^{3+} (1 минеральный вид), Al и Fe^{3+} (2 минеральных вида), OH и F (3 минеральных вида). В этом классе (в отличие от двух предыдущих) минералы сложного состава численно немного преобладают над минералами простого состава в отношении 1 : 1,3. Водород входит в состав 85% общего их числа.

Атомы P^{5+} (как и атомы As^{5+}) не склонны в природных процессах к ассоциации образуемых ими тетраэдров PO_4. Но в этом классе значительно шире представлены, во-первых, элементы Be и Zn, обладающие в четверной координации тенденцией к сцеплению вершинами с тетраэдрами PO_4, во-вторых, как и в силикатах, здесь атомы некоторых элементов в октаэдрической координации составляют с тетраэдрами PO_4 прочные объединения. В результате среди фосфатов мы обнаруживаем двадцать минеральных видов, относящихся к каркасным постройкам, девять видов цепного строения и сорок видов, обладающих слоистым структурным мотивом. Рассуждая логически, и здесь, как в классе силикатов, можно было бы оправдать выделение отделов алюмофосфатов, бериллофосфатов, цинкофосфатов и т. п., но ввиду слишком малого числа минеральных видов в каждом это вряд ли рационально.

Подкласс каркасных фосфатов представлен минеральными видами как безводного состава, так и содержащими добавочные анионы или молекулы H_2O. Структуры большинства из них детально изучены лишь сравнительно в недавнее время.

Три минерала — берлинит $Al[PO_4]{}^3_\infty$ хёрлбатит $Ca\{Be_2[PO_4]_2\}{}^2_\infty$ и бериллонит $Na\{Be[PO_4]\}{}^3_\infty$ имеют каркасные аналоги среди окислов

и силикатов. Берлинит гомеоструктурен с кварцем (параметр *c* у первого в два раза больше) и почти полностью тождественен с ним в свойствах. Хёрлбатит изотипен с данбуритом, причем атомы Be в первом соответствуют атомам B во втором, но расположение их в обеих структурах неодинаково (Бакакин, 1963). Моноклинный, псевдогексагональный бериллонит (см. рис. 238) является, видимо, структурным аналогом тримерита (Strunz, 1957) и заключает атомы Na в двух различных координациях — 6 и 9 (Головастиков, 1961).

Каркасная структура амблигонита $Li\{Al[PO_4](OH, F)\}_\infty^3$ состоит из октаэдров AlO_6, которые сцепляются вершинами друг с другом и с тетраэдрами PO_4 (см. рис. 239), образуя относительно мелкие пустоты, где находят себе убежище ионы Li (Симонов, Белов, 1958).

К каркасным водным фосфатам, построенным по аналогичному (гетерогенному) принципу относятся минералы группы варисцита, хоупита, анапаита, эосфорита и куалферфосфита (бирюзы). Варисцит $(Al, Fe)(H_2O)_2[PO_4]_\infty^3$ изоструктурен со скородитом. В хоупите $ZnZn_2[PO_4]_2{}_\infty^3$ атомы Zn находятся в координации 4 и 6 и соединяются с тетраэдрами PO_4 через общие (кислородные) вершины в довольно рыхлую каркасную постройку, в которой легко выделить также метацинкатные цепочки, инкрустированные PO_4-тетраэдрами (рис. 240) (Гамидов, Головачев, Мамедов, Белов, 1963). Структура эосфорита $(Mn, Fe)Al(H_2O)[PO_4](OH)_2{}_\infty^3$, где сочетаются два типа октаэдров $(Mn, Fe)O_6$ и $Al(O, OH, H_2O)_6$ с PO_4-тетраэдрами (см. рис. 241, а), представляет переходный тип от каркасных к координационным, так как помимо вершинных связей около 30% составляют реберные связи полиэдров (Hanson, 1960). В структуре куалферфосфита $Cu(Al, Fe)_6(H_2O)_4[PO_4]_4(OH)_8{}_\infty^3$ тетраэдры PO_4 связываются через вершины с одиночными и спаренными (Al, Fe)-октаэдрами (см. рис. 241, б).

Особый интерес представляют минералы кихоуит $CaZn_3\{(H_3AlP)_8O_{48}\}\cdot 16H_2O{}_\infty^3$ и визеит $NaCa_5\{[(H_3)_6Al_{10}Si_3P_5]O_{48}\}\cdot 8H_2O{}_\infty^3$, обладающие структурой типа анальцима. В них наряду с тетраэдрами PO_4, AlO_4 и SiO_4 в состав каркаса входят также тетраэдры H_3O_4 (McConnell, 1964).

Подкласс островных фосфатов самый многочисленный и по числу видов (58%) и по числу структурных типов, хотя следует подчеркнуть, что далеко не все еще минералы детально изучены в структурном отношении. Правда, среди безводных строение большинства минеральных видов выяснено уже сравнительно давно. Сюда относятся такие минералы, как ксенотим $Y[PO_4]$, монацит $Ce[PO_4]$, уитлокит $Ca_3[PO_4]_2$, литиофосфит $Li_3[PO_4]$ и трифилин $Li(Mn, Fe)[PO_4]$. Они имеют структурные аналоги в классе силикатов и в других классах.

Отделы островных фосфатов, содержащих добавочные анионы или молекулы воды, обильны минеральными видами. Однако многие из них ждут детального структурного исследования. К числу хорошо изученных относятся либетенит $CuCu[PO_4]OH$, изоструктурный с андалузитом (Heritsch, 1939), псевдомалахит $Cu_5[PO_4]_2(OH)_4$ (Ghose, 1963), апатит $Ca_2Ca_3[PO_4]_3(OH, F)$ и его аналоги, минералы группы плюмбогуммита $PbAl_3[PO_4]_2[(OH)_5H_2O]$ (изоструктурны с алунитом), лазулит $(Mg, Fe)Al_2[PO_4]_2(OH)_2$ и рабдофанит $Ce(H_2O)[PO_4]$. Все они вместе со структурно не изученными видами занимают определенное место в соответствии с принятой схемой классификации. Но не исключено, что часть из них при дальнейшей расшифровке строения может переместиться в другие подклассы.

Подкласс цепных фосфатов представлен всего пятью группами минеральных видов, причем из них лишь три имеют полную расшифровку структуры — это минералы вяюрюненит $Mn\{Be[PO_4]OH\}_\infty^1$, монетит $Ca\{H[PO_4]\}_\infty^1$ и ладламит $Fe_2(H_2O)_4\{Fe[PO_4]_2\}_\infty^1$. В первом линейный мотив структуры создается в результате сцепления тетраэдров PO_4 и $BeO_2(OH)_2$ в зигзаго-

образные цепочки (см. рис. 245), которые напоминают Be-цепочки в эвклазе. Но в эвклазе они инкрустированы тетраэдрами SiO_4 (см. рис. 171) таким образом, что в одной точке сходятся одновременно вершины трех тетраэдров (2Be+1Si), тогда как в вяюрюнените (Mrose, Appleman, 1962) Be-тетраэдры в цепочках имеют только двухвершинную связь (между собой через OH-группы, а с P-тетраэдрами через атомы O). В монетите цепной мотив образуется в результате действия водородной связи между PO_4-тетраэдрами (Jones, Kruickshank, 1961). В структуре ладламита цепочки другого рода, они составлены из Fe-октаэдров и P-тетраэдров, причем каждый октаэдр связан с двумя тетраэдрами (Ito, Mori, 1951). Наконец, цепной мотив имеется и в структуре минералов группы фэрфилдита, совершенно аналогичных по строению розелиту и крёнкиту (см. рис. 235).

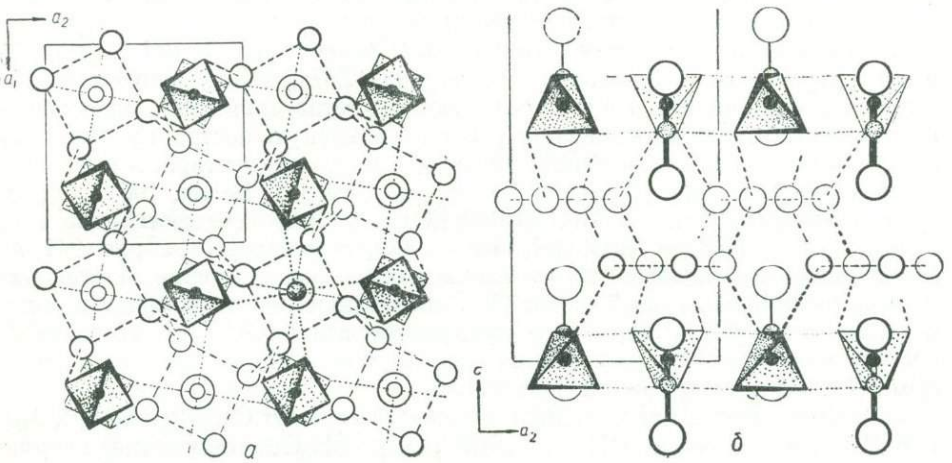


Рис. 56. Структура абернатиита в качестве общего примера строения урановых слюдок:
а — проекция на плоскость (001); *б* — проекция на плоскость (101).

К подклассу слоистых фосфатов относятся две очень важные группы минералов — это группа урановых слюдок $R^{2+}(H_2O)_n[UO_2(PO_4)]_2^z{}_\infty$ и группа вивианита $R_3^{2+}(H_2O)_8[PO_4]_2^z{}_\infty$, структуры которых хорошо изучены и имеют аналогов в классе арсенатов. Кроме того, недавно расшифрованы структуры гердерита $Ca\{Be[PO_4](OH, F)\}^z{}_\infty$ (Павлов, Белов, 1959), брушита $HCa(H_2O)_2[PO_4]^z{}_\infty$ (Beevers, 1958) и лауэита $Mn(H_2O)_4\{Fe_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O^z{}_\infty$ (Moore, 1965), в которых также установлены более прочные ассоциации атомов двумерного характера. Гердерит изоструктурен с датолитом, а брушит гомеотипен с гипсом.

Обширная группа урановых слюдок, которая возглавляет (аналогично силикатам) отдел уранофосфатов, подразделяется на три подгруппы — торбернита, метаторбернита и наурасфиллита, которые имеют некоторые отличия. Основа структуры у всех — это тетрагональные гофрированные сетки состава $[UO_2(PO_4)]^-{}_\infty^z$ (рис. 56, *а*). Между сетками располагаются молекулы H_2O, образуя квадраты на двух уровнях, центры которых совпадают с осями уранильных групп (рис. 56, б) (Ross, Evans, 1964). Отрицательный заряд этих уранил-фосфатных сеток нейтрализуется ЭП атомами Cu, Fe, Mn, Ca, Ba, Na и K. Двухвалентные атомы размещаются, как правило, в центре квадратов H_2O, одновременно связываясь (вдоль оси *c*) с двумя атомами O уранильных групп. Для баланса зарядов заполняется только половина указанных позиций, что дает $8H_2O$ на один атом R^{2+}. Такова

структура подгруппы метаторбернита с параметром c, равным 17—18. Дополнительные молекулы H_2O (до 2—4 на формулу), характерные для подгрупп торбернита, размещаются в межслоевом пространстве (являются по своей природе цеолитными), что увеличивает параметр c до 20. Одновалентные атомы Na и K, а также NH_4 и H_3O располагаются не в центре квадратов H_2O, а занимают позицию одной из четырех молекул последней. Это приводит к формуле $R^+(H_2O)_3[UO_2(PO_4)]^{-}_{\infty}$, характерной для минералов подгруппы наурфосфиллита, параметр c которых, естественно, в два раза меньше, чем у метаторбернита. Атомы Ca и Ba могут замещать K и Na (Gallagher, Atkin, 1964) и, по-видимому, соответствующие минералы способны кристаллизоваться в этом структурном подтипе, но в общем этот вопрос требует дополнительного исследования.

Класс. 8. **Теллуриты и селениты**

К этому классу относятся соединения, в которых главными видообразующими элементами являются Se^{IV} и Te^{IV}. Выделены в самостоятельный класс на основании величин относительной прочности связи σ в радикалах SeO_3 и TeO_3, равной соответственно 1,15 и 0,94, что обеспечивает коэффициент A в соединениях с ЭП элементами около 5—7. Х. Штрунц (1957) рассматривал их в классе окислов (совместно с «арсенитами» и йодатами), считая соединениями, близкими к изодесмическим, хотя никаких обоснований этого не приводил.

Класс насчитывает лишь 11 минеральных видов, среди которых по крайней мере половина требует дополнительного исследования. Полностью изучены структуры только у недавно открытого *денингита* $CaMn[Te_2O_5]_2$ (Walitzi, 1964), а также у *халькоменита* $Cu(H_2O)_2[SeO_3]$ (Gattow, 1958) и тейнеита $Cu(H_2O)_2[TeO_3]$ (Zemann, Zemann, 1962), причем тейнеит до того относился к теллуратам и ему приписывался радикал $[TeO_4]$. В основе структур двух последних минералов лежат изолированные пирамидальные группы SeO_3 и TeO_3, соединяющиеся с помощью атомов Cu, находящихся в сильно искаженной шестерной координации $CuO_3(H_2O)_3$. Для аналогичного по формуле и, вероятно, близкого к ним по структуре *альфельдита* отмечается совершенный изоморфизм между Co и Ni (Gattow, Lieder, 1963). В денингите и близком к нему спировите пирамиды TeO_3 сдвоены в радикалы Te_2O_5 (см. рис. 251, *а*).

К числу слоистых относятся недавно открытые селениты и теллуриты урана — гийменит, демесмекерит и моктецумит. Правда, структура их пока не изучена, но наличие в составе уранила и большое сходство параметров ячейки с параметрами ячейки урановых слюдок не оставляет сомнения в принадлежности их к слоистому структурному мотиву. Специфика состава минералов этого класса в значительной мере обусловлена генетическими их особенностями — все они в основном являются продуктами гипергенного изменения селенидов и теллуридов Fe, Cu, Co и Ni.

Класс 9. **Вольфраматы и молибдаты**

В этом классе объединены 14 минеральных видов, основными составляющими элементами которых являются W и Mo, дающие с кислородом тетраэдрические радикалы WO_4 и MoO_4. Из других видообразующих элементов следует отметить Ca, Fe, Pb и U^{6+}. Участие водорода в составе 8 из 14 видов свидетельствует о том, что большая часть минералов этого класса относится к основным или водным соединениям, образовавшимся в гипергенных условиях в зоне окисления и цементации. Молибдаты численно преобладают над вольфраматами.

До сих пор все сложные вольфрам- и молибденсодержащие минералы рассматривались только в этом классе (Бетехтин, 1950; Dana, 1951; Strunz, 1957). Однако такое формальное объединение весьма различных минералов опиралось лишь на чисто химические принципы и не учитывало структурных особенностей минералов, координации составляющих атомов, прочности связи образуемых ими полиэдров. Так, еще до расшифровки структуры вольфрамита (Mn, Fe)WO_4 по одним его свойствам мы уверенно отнесли его к сложным окислам типа колумбита (Поваренных, 1956). Определение структуры вольфрамита (Keeling, 1957) полностью подтвердило справедливость этого решения, и его зигзагообразная цепная структура оказалась очень близкой к цепной структуре колумбита с октаэдрической координацией всех видообразующих атомов. На том же основании из этого класса теперь переведены в класс окислов и гидроокислов кёхлинит и умохоит.

По величине межатомных расстояний R—O атомы W^{6+} и Mo^{6+} расположены в области устойчивости КЧ 6, но близ нижней границы перехода (рис. 3). При взаимодействии с элементами, обладающими низкими валентностью и ЭО, W^{6+} и Mo^{6+} легко приобретают четверную координацию, резко повышая прочность связей в этих радикалах (слегка сплюснутых по двойной оси тетраэдрах). Но различие в величинах ЭО между Mo и W приводит к тому, что переход к четверной координации происходит у них не при одинаковых условиях. Для менее электроотрицательного W^{6+} требуются особо «слабые» партнеры, такие как Sr, Ca, Pb, и уже́ атомы Mg, Mn, Fe и Zn являются слишком «сильными» для этого и стабилизируют шестерную его координацию, тогда как Mo^{6+} в их присутствии еще сохраняет для себя тетраэдрическое окружение, образуя соединения типа купоросов $Mg[MoO_4] \cdot 7H_2O$. Естественно, что вхождение OH-групп или молекул воды в состав минералов способствует удержанию четверной координации W^{6+} и Mo^{6+}. Только с учетом этих особенностей W и Mo может быть правильно понята не только их минералогия, но и миграция в физико-химических процессах земной коры (Поваренных, 1961).

Основная часть минеральных видов этого класса принадлежит к подклассу островных. Преобладают безводные соединения, относящиеся к структурному типу шеелита $CaWO_4$, в котором Ca имеет восьмерную, а W — четверную координацию (см. рис. 252). Структуры водных вольфраматов и молибдатов совсем не изучены, да и химический состав таких минералов, как ферритунгстит и ферримолибдит, требует уточнения. Интересен по составу недавно открытый минерал бетпакдалит — $CaFe_2^{3+}(H_2O)_{14}[As_2Mo_5O_{24}]$, заключающий комплексный мышьяково-молибденовый радикал.

Пять минеральных видов относятся к слоистым. Однако структура изучена лишь у одного линдгренита $Cu_3[MoO_4]_2(OH)_2$ (Calvert, Barnes, 1957). Основу его структуры составляют цепочки из октаэдров $CuO_4(OH)_2$, которые с помощью тетраэдров MoO_4 соединяются в трехмерную постройку (см. рис. 253). Более слабые связи, направленные перпендикулярно (010), обусловливают слоистый мотив структуры линдгренита. Хотя степень анизотропии связей не слишком велика, спайность по (010) и пластинчатый облик индивидов выражены весьма отчетливо. Купритунгстит $Cu_2[WO_4](OH)_2$, вероятно, близок по структуре к линдгрениту.

Должно быть, структурное родство с линдгренитом имеет и водный молибдат урана — иригинит $U[MoO_4]_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$ (Казицын, 1961), слоистый мотив структуры которого пока доказывается лишь пластинчатым обликом индивидов и совершенной спайностью по (010). По тем же признакам, с учетом особой (слоеобразующей) роли U^{6+} к слоистым минералам отнесены близкие по составу калькурмолит и магурмолит.

Следует отметить, что коллоидно-дисперсное состояние большинства минеральных видов этого класса существенно осложняет как прямое, так и косвенное изучение их кристаллохимии, в результате чего видовая самостоятельность части из них до сих пор вызывает сомнение.

Класс 10. **Хроматы и селенаты**

Главными видообразующими элементами этого класса являются Cr^{6+} и Se^{6+}, весьма близкие по величине относительной прочности связи R—O. Из числа 11 минеральных видов девять относятся к хроматам, а два к селенатам. Среди других видообразующих элементов резко преобладают Pb^{2+} и Cu^{2+}, что обусловлено генетическими особенностями минералов данного класса и трудной растворимостью соответствующих соединений в гипергенных условиях.

Все минеральные виды относятся к подклассу островных, из которых половина составляет нормальные соединения (без воды и добавочных анионов). Тетраэдрическая форма радикалов $[CrO_4]$ и $[SeO_4]$, аналогичная другим, более распространенным, например, $[SiO_4]$, $[PO_4]$, $[SO_4]$ и др., при одинаковом соотношении валентностей катионов и радикалов должна приводить к изотипии или даже к изоструктурности хроматов и селенатов с минералами других классов. Действительно, укажем на следующие характерные изоструктурные пары: хроматит $Ca[CrO_4]$ — циркон $Zr[SiO_4]$, крокоит $Pb[CrO_4]$ — монацит $Ce[PO_4]$, керстенит $Pb[SeO_4]$— англезит $Pb[SO_4]$, тарапакаит $K_2[CrO_4]$ — масканьит $(NH_4)_2[SO_4]$. К ним можно еще добавить изотипию между беллитом и миметезитом, феникохроитом $Pb_2[CrO_4]O$ и ланаркитом $Pb_2[SO_4]O$ и, вероятно, шмейдеритом $PbCu[SeO_4](OH)_2$ и линаритом $PbCu[SO_4](OH)_2$ (Hey, 1963).

В числе островных хроматов находится также один представитель диортохроматов — минерал лопецит $K_2[Cr_2O_7]$, радикал которого представлен сдвоенными Cr-тетраэдрами Cr_2O_7, аналогичным по строению радикалам Si_2O_7, P_2O_7 и т. п.

Кристаллохимические формулы хроматов с добавочными радикалами $[PO_4]$ и $[AsO_4]$ — вокеленита и фурнесита (Fourneau) уточнены в связи с новыми анализами (Bariand, Herpin, 1962), так же как упростилась и формула феникохроита (Bariand, 1963).

Изоморфные замещения элементов в минеральных видах этого класса весьма ограничены не только в силу специфики их химического состава, но преимущественно благодаря особенностям генезиса и низкой температуре образования.

Класс 11. **Сульфаты**

Сульфаты представляют собой один из важнейших классов в минеральном мире и заключают 155 минеральных видов, хотя в их составе принимают участие лишь 27 видообразующих элементов. Это число меньше, чем у карбонатов (28), и на единицу больше числа видообразующих элементов в боратах. Однако оба эти класса по числу минеральных видов почти вдвое уступают сульфатам. Важнейшими видообразующими элементами в сульфатах являются: Fe (особенно Fe^{3+}), которое принимает участие в 54 минеральных видах, Na (31 минеральный вид), K (29 минеральных видов), Cu (25 минеральных видов), Mg (21 минеральный вид). Затем идут Al (17 минеральных видов), Ca (16 минеральных видов), Pb (11 минеральных видов), Mn (7 минеральных видов) и Zn (6 минеральных видов).

Чем же объясняется такое обилие минеральных видов в этом классе? Причиной являются генетические условия образования сульфатов — зона гипергенеза и хемогенные осадочные процессы. В этих низкотемпера-

турных условиях изоморфные замещения элементов весьма ограничены и в то же время широко распространены кристаллогидраты. Поэтому любое сочетание ЭП элементов приводит к образованию самостоятельных видов, число которых приумножается возможностью гидратации различных ступеней.

Поэтому, например, становится понятным наличие в этом классе только трех минеральных видов с совершенным изоморфизмом видообразующих элементов, тогда как в значительно более малочисленных ванадатах их 4, в карбонатах — 5, в арсенатах — 6, а в примерно равном по числу видов классе фосфатов — 18.

Особенности кристаллохимии сульфатов обусловлены не только генетическими условиями, но в первую очередь свойствами шестивалентной серы в ее соединении с кислородом. Радикал $[SO_4]$, обладая более высоким значением коэффициента валентной насыщенности, чем радикалы $[PO_4]$ и $[AsO_4]$, существенно менее склонен к взаимной ассоциации. В минеральном мире такие ассоциации полностью неустойчивы, так же как и ассоциации с другими радикалами или тетраэдрически координированными атомами, например, SiO_4, PO_4, AlO_4, BeO_4 и т. п. Поэтому естественно, что среди сульфатов резко доминируют типичные островные структуры. Возникновение же цепных или слоистых структур обусловлено либо наличием водородных связей между радикалами $[SO_4]$ («кислые соли»), либо сочетанием этих радикалов с прочными октаэдрическими комплексами (UO_6, $CuO_4(H_2O)_2$ и др.) при наличии высококоординированных ионов, либо, наконец, односторонним распределением слабых гидроксильных связей (как в гипсе).

К подклассу островных сульфатов относятся 136 минеральных видов. Этот обширный подкласс разделяется на пять отделов: безводные, с добавочными анионами, с добавочными радикалами, водные без добавочных анионов и водные с добавочными анионами. Каждый из них делится на подотделы простых и сложных. Структуры многих минеральных видов (среди безводных — у большинства) изучены хорошо и фактически общеизвестны. В последнее время они подверглись только некоторому уточнению. Как и в классе карбонатов, сказывается величина межатомных расстояний R—O на координации ЭП атомов, которая определяет тип структуры минерала. Однако КЧ атомов соответственно несколько более высокие, чем в карбонатах. Так, атомы Sr, Ba и Pb имеют координацию 12, атомы K — 9 и 10, атомы Ca — 8, атомы Na и Mg — 6.

К более новым расшифровкам относятся структурные исследования основных и водных сульфатов, которые прежним методам поддавались с трудом. За последнее время решены структуры долерофанита $Cu_2[SO_4]O$ (Flügel-Kahler, 1963), антлерита $Cu_3[SO_4](OH)_4$ (Finney, Takachari, 1963), брошантита $Cu_4[SO_4](OH)_6$ (Cocco, Mazzi, 1960), линарита $PbCu[SO_4](OH)_2$ (Bachmann, Zemann, 1961), ретгерсита $Ni(H_2O)_6[SO_4]$ и биберита $Co(H_2O)_7[SO_4]$ (Zalkin, Ruben, Templeton, 1964), эпсомита $Mg(H_2O)_7[SO_4]$ и мелантерита $Fe(H_2O)_7[SO_4]$ (Baur, 1964), мирабилита $Na_2(H_2O)_{10}[SO_4]$ (Cocco, 1962), астраханита $Na_2Mg(H_2O)_4[SO_4]_2$ (Румянова и Малицкая, 1959), бусенготита $(NH_4)_2Mg(H_2O)_6[SO_4]_2$ (Margulis, Templeton, 1962) и многих других минеральных видов. В водных сульфатах наряду с водой катионного типа встречаются также минералы с буферными молекулами воды, как например, сульфаты из группы халькантита $Cu(H_2O)_5[SO_4]$ и эпсомита $Mg(H_2O)_7[SO_4]$, а также, вероятно, из группы галотрихита $(Mg, Fe)Al_2(H_2O)_{22}[SO_4]_4$ и др.

Наименее изученным в структурном отношении остается пока отдел водных сульфатов с добавочными анионами, в котором определена лишь структура намагдигиогсита (уклонсковита) $NaMg(H_2O)_2[SO_4]OH$ (Борисов,

1964). И хотя местоположение их в систематике вполне предопределено химическим составом минералов, исследование их строения позволило бы уточнить для некоторых структурный мотив, который, судя по морфологии индивидов, может оказаться неостровного типа.

Весьма любопытной оказалась структура минералов из группы магтетрагисита (леонгардтита) $Mg(H_2O)_4[SO_4]$. Как показал недавно В. Х. Баур (Baur, 1962; 1964), октаэдры $MgO_2(H_2O)_4$ связаны по два (через атомы O) с тетраэдрами SO_4, так что образуются прочные кольца, между которыми действуют гидроокислительно-водородные связи (см. рис. 260). Эта группа выделена в подкласс кольцевых сульфатов и пока является в нем единственной*.

Среди сульфатов, относимых к подклассу цепных, структурное подтверждение имеют лишь крёнкит $Na_2\{Cu(H_2O)_2[SO_4]_2\}_\infty^1$ (Dahlman, 1952; Rao, 1961), меркаллит $K\{H[SO_4]\}_\infty^1$ (Loopstra, McGillavry, 1958) и краузит $K\{Fe(H_2O)[SO_4]_2\}_\infty^1$ (Graeber, Morosin, Rosenzweig, 1965). В первом цепочки создаются за счет прочной связи (вдоль оси *c*) тетраэдров SO_4 и октаэдров $CuO_4(H_2O)_2$, между которыми располагаются атомы Na (см. рис. 261). Во втором цепной мотив возникает благодаря водородным связям между SO_4-тетраэдрами. В третьем цепочки образуются путем соединения Fe-октаэдров и SO_4-тетраэдров. Четвертой группой, которая помещена в этот подкласс, является группа циппеита $(UO_2)_2[SO_4](OH)_2 \cdot 4H_2O_\infty^1$. Принадлежащие к ней минеральные виды обладают волосовидным обликом индивидов, и это пока единственное основание (вместе с другими свойствами) для отнесения их к этому подклассу.

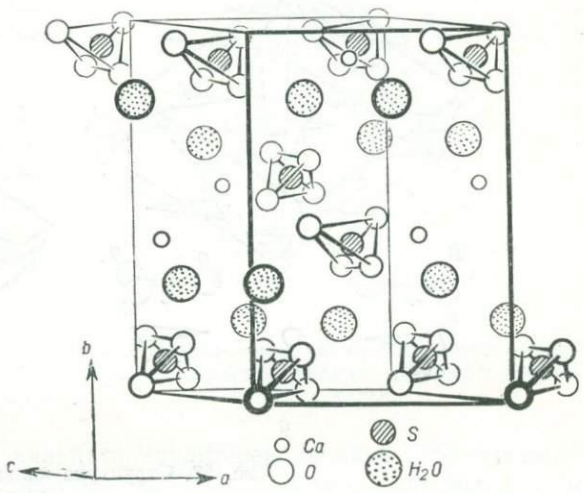


Рис. 57. Структура гипса.

В подкласс слоистых помещены четыре группы, из которых только две имеют строгое структурное обоснование. Это группа гипса $Ca(H_2O)_2[SO_4]_\infty^2$ (Wooster, 1936) и группа накупригиогсита (натрохальцита) $Na\{Cu_2(H_2O)[SO_4]_2OH\}_\infty^2$ (Володина, 1964). В гипсе слоистый мотив структуры обязан послойному распределению молекул воды (рис. 57), а в накупригиогсите — скреплению колонок из Cu-октаэдров SO_4-тетраэдрами. Между такими гетерогенными слоями помещаются атомы Na, которые связывают слои вместе (см. рис. 262).

Две другие группы — иоганнита и ромбоклаза — отнесены к слоистым на основании морфологии и свойств минеральных видов. Структура иоганнита, вероятно, близка по общему плану к структуре урановых слюдок.

---

* В соответствии с принятым порядком следования подклассов, эту группу полагалось бы поставить впереди подкласса островных сульфатов, но поскольку это минералы, содержащие воду, мы сочли более рациональным (в виде исключения) поместить их вслед за островными.

Класс 12. Карбонаты

В составе 80 минеральных видов класса карбонатов принимают участие 28 видообразующих химических элементов. Среди них помимо главных — C и O преобладают элементы с высокими кларками: Ca (участвует в 33 минеральных видах), Na (19 минеральных видов), Mg (16 минеральных видов). Однако заметно более редкие элементы лишь немного им уступают. Сюда относятся Ce (11 минеральных видов), U^{6+} (8 минеральных видов), Cu^{2+} (8 минеральных видов), Ba (8 минеральных видов) Pb (6 минеральных видов) и Zn (5 минеральных видов).

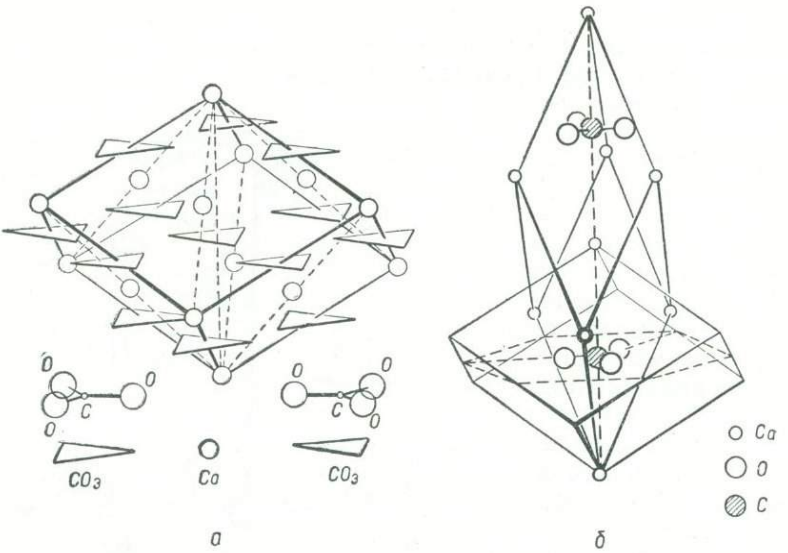


Рис. 58. Структура кальцита:
а — расположение и ориентировка радикалов $[CO_3]$; *б* — два типа ромбоэдрической ячейки.

Углерод, как и бор, по величине межатомных расстояний C—O попадает в область устойчивости тройной координации элементов. Но в отличие от BO_3 радикал CO_3 значительно менее устойчив. В силу ярко выраженной тенденции у углерода к упрочению связи путем снижения КЧ, что выражается диссоциацией $RCO_3 \rightarrow RO + CO_2$, более или менее устойчивыми оказываются карбонаты элементов, обладающих небольшой прочностью связи в полиэдрах *R*—O. Последнее характерно для элементов с малой валентностью и низкой электроотрицательностью. Это является главной причиной отсутствия простых карбонатов трех- и четырехвалентных элементов или даже двухвалентных, но с высокими значениями ЭО (например Cu^{2+}). Поэтому подавляющая часть карбонатов (более $^3/_4$) содержит в своем составе какие-либо добавочные анионы — O, OH, Cl и F или молекулы воды, ослабляющие непосредственное взаимодействие электроположительных атомов с радикалами CO_3 и стабилизирующие их в термодинамических условиях минералообразующих процессов. При этом, в отличие от бора, в радикалах CO_3 совершенно не происходит замена O на OH, так как последний благодаря большей ЭО углерода «расщепляется» на O—H с образованием водородной связи.

По величине коэффициента валентной насыщенности в радикале CO_3 углерод не склонен к непосредственной ассоциации этих радикалов в более сложные группы или бесконечные полимеры (как, например, в органи-

ческих соединениях). В связи с этим естественно, что подавляющая часть карбонатов относится к островному типу. В небольшом же числе цепных и слоистых карбонатов соответствующие бесконечные радикалы построены с помощью дополнительных атомов (H, Pb, Bi, U), способствующих проявлению резкой анизотропии связей. По сравнению с боратами, где существенно преобладали простые соединения (с одним ЭП элементом), в карбонатах доминируют двойные и более сложные соединения.

Среди островных карбонатов наиболее распространены минеральные виды группы кальцита и арагонита, отличающиеся друг от друга координацией атомов, а следовательно, также плотностью упаковки и симметрией. Структурный тип кальцита может быть выведен из структурного типа NaCl сжатием кубической решетки вдоль тройной оси с одновременной заменой атомов Na на Ca, а атомов Cl на CO_3. В полученном таким способом тупом ромбоэдре (рис. 58, *а*) координация R^{2+} сохраняется равной 6, но одинаковая ориентация (перпендикулярная оси *c*) всех радикалов CO_3 обусловливает субслоистый характер структуры, который проявляется в очень большом двупреломлении света, пластинчатых формах, отдельности по (0001) и др. Часто за элементарную ячейку выбирается острый ромбоэдр (рис. 58, б), в два раза меньший по объему.

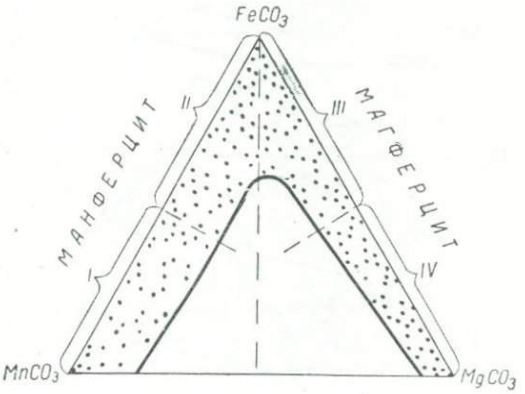


Рис. 59. Выделение изоморфных видов и подвидов на схематизированной диаграмме состава в группе кальцита.

Для минералов группы кальцита характерен двойной совершенный изоморфизм между тремя элементами Mg—Fe—Mn с разрывом между Mg и Mn (рис. 59). Это обстоятельство требует слияния трех старых минеральных видов магнезита, сидерита и родохрозита в два новые, для которых предлагаются также и новые рациональные названия — магферцит и манферцит с подвидами: манганоманферцит (I), ферроманферцит (II), ферромагферцит (III) и магнезиомагферцит (IV) (рис. 59).

Структурный тип арагонита характерен и термодинамически устойчив для наиболее крупных двухвалентных атомов — Sr, Ba и Pb (Ca занимает промежуточное положение). В соответствии с большими расстояниями R^{2+}—O координация атомов R^{2+} равна 9, что существенно сказывается на плотности и твердости минералов (сравни кальцит и арагонит). Близость структурных типов кальцита и арагонита (рис. 60, *а* и *б*), принадлежащих к искаженной гексагональной плотнейшей упаковке атомов O (Белов, 1947), легко показать, сравнив соответственно величины параметров a_h, c_h и a, c тригонального и ромбического $CaCO_3$. Так, например, параметры a_h и a у них равны, а параметр c_h кальцита почти точно равен $3c$ арагонита, что вполне соответствует различным периодам повторяемости радикалов CO_3 вдоль оси c у каждого (Белов, 1947).

Третьим, весьма малоустойчивым минеральным видом состава $CaCO_3$ является гексагональный фатерит, так же как и кальцит, с шестерной координацией атомов Ca, но с принципиально иной ориентацией (вдоль оси *c*) радикалов CO_3.

Карбонаты сложного состава группы сахамалита, доломита-норсетита и баритокальцита близки по строению к структурным типам кальцита

и арагонита, что подтверждается сопоставлением параметров ячеек. В структурном типе кальцита (с поправкой на упорядоченность в распределении атомов) кристаллизуются доломит $Ca(Mg, Fe)[CO_3]_2$, кутнагорит $CaMn[CO_3]_2$ и норсетит $BaMg[CO_3]_2$. В структурном типе арагонита (с аналогичной поправкой) кристаллизуется альстонит $BaCa[CO_3]_2$, тогда как тождественный по составу баритокальцит заметно отличается по структуре, поскольку только Ba имеет в нем КЧ = 9, а Ca — только 6 (Alm, 1960).

Важными группами карбонатов с добавочными анионами F являются группа бастнезита $Ce[CO_3](OH, F)$ и группа паризита $CaCe_2[CO_3]_3F_2$, составляющие непрерывный ряд минеральных видов, тесно связанных по структуре с фатеритом (Семенов, 1959; McConnell, 1960). В структурах этих минералов атомы Ce, Ca и F лежат почти строго в одной плоскости, причем Ca и Ce расположены упорядоченно и закономерно чередуются вдоль оси

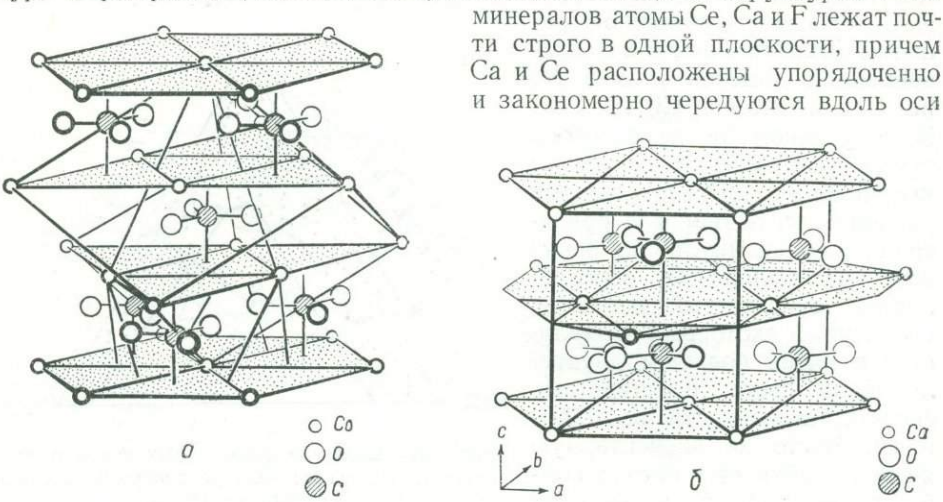


Рис. 60. Структуры карбоната кальция:
а — кальцита, *б* — арагонита.

c, параллельно которой ориентированы радикалы CO_2 (рис. 61). Появление Ba в составе минералов (кордилит $BaCe_2[CO_3]_3F_2$, хуанхит $BaCe[CO_3]_2F$) приводит к изменению ориентировки большей части радикалов CO_3 на горизонтальную ($\perp$ оси *c*) и, в результате, к существенному уменьшению параметра *c*.

В структурах гидроксикарбонатов Cu и Zn обращает на себя внимание различная координация одних и тех же атомов. Так, половина атомов Cu^{2+} в малахите находится в четверной, другая же половина — в искаженной шестерной координации (Wells, 1551) (см. рис. 267, *а*). В азурите $Cu_2Cu[CO_3]_2(OH)_2$ два атома Cu^{2+} находятся в пятерной координации (тетрагональная пирамида) и один атом Cu^{2+} — в четверной (прямоугольной) координации (Gattow, Zemann, 1958) (см. рис. 267, б). В гидроцинките $Zn_3Zn_2[CO_3]_2(OH)_6$ из пяти атомов Zn три находятся в октаэдрической и два в тетраэдрической координации (Ghose, 1964). Это проливает свет на стехиометрический состав таких сложных гидроксикарбонатов Cu, Zn и Mn, как розазит, аурихальцит и лозиит. Первый представляет аналог малахита, в котором половина атомов Cu^{2+} (находящаяся в шестерной координации) замещена атомами Zn; второй является аналогом гидроцинкита, в котором два атома Zn (находящихся в тетраэдрической координации) замещены атомами Cu (сравни параметры ячеек). В лозиите, несомненно, по разным координационным позициям распределены атомы Mn и Zn.

Структуры большинства водных карбонатов пока не изучены, но вряд ли они будут принципиально отличны по координации и расположению

атомов от аналогичных (особенно многоводных) соединений класса сульфатов или нитратов.

Подкласс цепных карбонатов представлен малым числом минеральных видов, причем рентгенографически изучены нахколит и тешемахерит. Цепная структура в последних обеспечивается довольно прочными водородными связями между CO_3-группами (Zachariasen 1933; Alcock, 1950), и правильные формулы их соответственно $Na[HCO_3]^{\frac{1}{\infty}}$ и $NH_4[HCO_3]^{\frac{1}{\infty}}$. Как подчеркнул К. Х. Коо (Коо, 1952), существует три разных типа

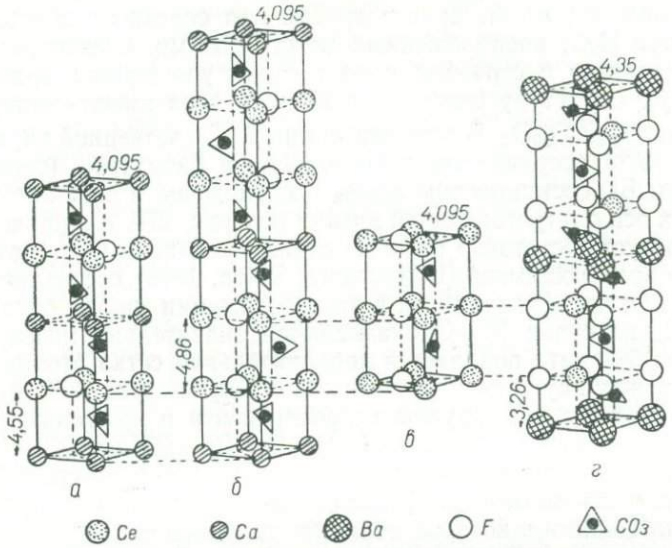
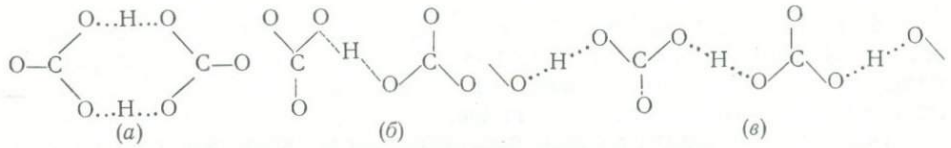


Рис. 61. Схема структур и сопоставление псевдоячеек минералов группы бастнезита — паризита:
а — синхизит; *б* — паризит; *в* — бастнезит; *г* — кордилит.

радикалов CO_3, в которых принимают участие водородные связи. Сюда относятся два комплексных дискретных радикала островного типа $[HCO_3]_2^{2-}$ (*а*) и $\{H[CO_3]_2\}^{3-}$ (*б*) и один цепной радикал $[HCO_3]_n^{1n-}$ (*в*). Радикал с двойными водородными связями (*а*) обнаружен в калицините $K[HCO_3]^{\frac{2}{\infty}}$, радикал с одинарной водородной связью (*б*) установлен в гидронатрите $Na_3(H_2O)_2\{H[CO_3]_2\}^{\frac{2}{\infty}}$. Цепной радикал найден в нахколите и тешемахерите. Правда, различие в величинах прочности связи внутри цепочки $[HCO_3]^{\frac{1}{\infty}}$ (связи H — O) и между соседними цепочками (связи Na — O) не слишком велико, благодаря чему облик минеральных индивидов также не является резко анизодесмическим. Другие минеральные виды, например досонит $NaAl[CO_3](OH)_2$ или алюмогидрокальцит $CaAl_2(H_2O)_3[CO_3]_2(OH)_4$ и близкие к нему минералы, отнесены в подкласс цепных карбонатов на основании морфологических данных, спайности и физических свойств.



В подклассе слоистых карбонатов насчитывается 15 минеральных видов, причем структуры большинства из них хорошо изучены. Сюда в первую очередь относится семейство простых и сложных карбонатов ура-

нила. Детально изучена структура разерфордита $UO_2[CO_3]\frac{2}{\infty}$ (Christ, Clark, Evans, 1955) и несколько менее подробно — либигита $Ca_2\{UO_2[CO_3]_3 \cdot 10H_2O\}\frac{2}{\infty}$ (Appleman; 1958). Структура первого весьма проста: слоистый мотив в ней создается благодаря специфической форме координации U^{6+}, который в плоскости, перпендикулярной уранильной группе UO_2, способен окружаться (по экватору) четырьмя, пятью или шестью атомами O (смотри класс гидроокислов). В разерфордите таких атомов шесть, и принадлежат они четырем смежным радикалам CO_3, образуя прочные слои, параллельные (001) (см. рис. 269). В либигите слои состава $UO_2[CO_3]_3$ более сложного строения; друг с другом они связаны с помощью атомов Ca и молекул H_2O, расположенных между слоями. Очевидно, еще более сложны по составу и строению слои в структуре шрекингерита.

Слоистую структуру совершенно другого типа имеют минералы группы бисмутита $Bi_2[CO_3]O_2$. В силу тенденции Bi^{3+} к четверной пирамидальной (подобной Pb^{2+}) координации с кислородом в бисмутите (смотри также оксихлориды Bi) составляющие атомы расположены в плоскостях, перпендикулярных оси *c* тетрагональной ячейки (см. рис. 270, *а*), причем Bi с атомами O образует достаточно прочные слои, а радикалы CO_3, которые предполагаются вращающимися (Lagercrantz, Sillen, 1948), составляют узлы тетрагональной сетки; фиксация их в этом положении также осуществляется атомами Bi, но связи Bi—O оказываются значительно менее прочными. В структуре бейерита появляется дополнительная сетка атомов Ca, расположенных между двумя сетками радикалов CO_3 (см. рис. 270, б). Слоистый мотив в карбонатах Pb (группы гидроцеруссита и фосгенита) создается также на основе анизотропии связей Pb—O и Pb—OH или Pb—O и Pb—Cl, которые распределены в пространстве симметрично и обеспечивают совершенную спайность по базису. Подобного же типа слоистая структура гидронатрита, слабейшими в которой являются гидроксильно-водородные связи.

Ряд карбонатов, образующихся в зоне окисления и цементации, находится в коллоидно-дисперсном состоянии в смеси с другими минералами, благодаря чему состав их изучен лишь приблизительно, не говоря уже о структуре. Все они (числом 12) отнесены в раздел недостаточно изученных и сомнительных.

Класс 13. **Йодаты**

В составе минералов класса йодатов принимает участие только восемь видообразующих химических элементов, в числе которых мы находим три электроположительных элемента Ca, Cu и Pb, составляющие всего пять минеральных видов.

Йодаты представляют собой соединения, где ведущим видообразующим элементом является пятивалентный йод, имеющий в наружной электронной оболочке 18 + 2 электрона (тип Pb^{2+}). Эта электронная конфигурация J^{5+} в сочетании с небольшими межатомными расстояниями J—O обусловливает тройную пирамидальную его координацию, аналогичную координации As^{3+}, Sb^{3+}, Se^{4+} и Te^{4+} (см. класс 8).

Малое число минеральных видов, как и составляющих их элементов, резко ограничивают возможность проявления структурного разнообразия в этом классе. Из пяти минеральных видов четыре относятся к островным и один — к слоистым. Рентгенографически изучена структура только одного куприогйодита (сейлзита)$Cu[JO_3]OH$ (Subrata, 1962), которая близка по характеру сцепления полиэдров к структуре оливина.

К слоистым йодатам отнесен плюмохлорйодит $Pb_5[JO_3]O_3Cl_3$, структура которого не изучена. Таблитчатый облик, спайность по базису, отрицательный оптический знак и низкая твердость последнего достаточно убедительно

свидетельствуют в пользу такого выделения, что дополнительно подкрепляется наличием атомов Pb в составе минерала, склонных к пирамидальной тетраэдрической координации с кислородом.

В подклассе йодатов все старые названия минералов заменены новыми, рациональными названиями.

Класс 14. **Нитраты**

Класс нитратов заключает 11 видообразующих химических элементов, которые составляют девять минеральных видов, принадлежащих к простым соединениям. В числе 11 находится шесть электроположительных элементов — Na, K, Mg, Ca, Ba, Cu и, кроме того, аммоний (NH_4). Все эти весьма различные по размерам и свойствам элементы в соединении с NO_3 образуют существенно отличающиеся друг от друга в структурном отношении минеральные виды. Так как относительная прочность связи в радикале NO_3 наивысшая, а коэффициент валентной насыщенности равен $^5/_6$, то естественно ожидать, что в классе нитратов все (или большинство) минеральные виды должны относиться к подклассу островных. Изучены пока структуры лишь безводных нитратов. Близость межатомных расстояний и одинаковые отношения валентностей атомов и радикалов у нитратов Na, K и Ca[CO_3] обусловливают их изоструктурность, причем натронитритNa[NO_3] кристаллизуется в структурном типе кальцита, а калинитрит K[NO_3] — в структурном типе арагонита. Еще более крупный по размерам аммоний NH_4 образует в амнитрите NH_4[NO_3] особую структуру с КЧ, равным 12. С такой же координацией, но уже в структуре другого типа выступает Ba в баринитрите.

Структуры остальных нитратов не изучены. Островной характер водных нитратов группы маггексагинитрита и нагисулнитрита не вызывает сомнений. Но не исключено, что основные нитраты Cu — куприогнитрит и куфосогнитрит — в связи с тенденцией Cu^{2+} к четверной плоской координации могут иметь сложную слоистую структуру.

Продолжая начатую Х. Штрунцем (1957) унификацию рациональных названий минеральных видов этого класса, мы завершили ее, заменив все остальные названия новыми, отражающими химический состав. Однако в соответствии с правилами рациональной номенклатуры, учитывающими последовательность элементов в формулах, составляющие слоги в новых названиях переставлены местами, например, натронитрит — вместо нитронатрит Штрунца и т. п.

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Класс 1. **Хлориды, бромиды и йодиды**

В составе 31 минерального вида этого класса принимают участие 18 видообразующих элементов. Среди ЭО элементов доминирует Cl (входит в состав 17 минеральных видов); J и Br имеют резко подчиненное значение. Атомы O и H входят в состав водных хлоридов (кристаллогидратов). Из числа ЭП элементов наиболее распространены K, Fe, Mg и Cu. Магний и частично Na и Ca входят в состав хлоридов водного происхождения (отложений соленосных морских бассейнов), тогда как K, Fe и Cu являются главными составляющими хлоридов вулканического генезиса. Изоморфные замещения элементов имеют в основном ограниченный характер, что в первую очередь обусловлено физико-химическими условиями минералообразования.

Минеральные виды этого класса относятся к существенно ионным соединениям; лишь в бромидах и йодидах Cu и Ag доля ковалентной связи преобладает. Все они распределяются по четырем подклассам — координационные, островные, цепные и слоистые хлориды. Больше половины принадлежит первому подклассу, в котором почти поровну представлены безводные и водные минералы.

Среди безводных наряду с хлоридами представлены также йодиды. Чистых бромидов в этом классе нет; бром входит как видообразующий элемент только в состав кераргирита, в котором он связан с хлором совершенным изоморфизмом. Доминирующие здесь структурные типы общеизвестны — это тип галита, сфалерита и вюртцита. К новым относятся структуры котуннита $PbCl_2$ и амхлита NH_4Cl (тип CsCl).

Водные хлориды, напротив, отличаются разнообразием и, очевидно, самостоятельностью структурных типов. Таковы, например, структуры хлоралюминита $Al(H_2O)_6Cl_3$, эриохальцита $Cu(H_2O)_2Cl_2$ и бишофита $Mg(H_2O)_6Cl_2$ (структуры других еще не изучены).

Подкласс островных хлоридов представлен минералами, в структуре которых достаточно четко выделяются более прочные атомные объединения типа $FeCl_6$, $MnCl_6$, $CuCl_4$ и др., по сравнению с окружающими их атомами K или Na, находящихся в такой же (группа риннеита) или более высокой (митчерлихит) координации.

Подкласс цепных хлоридов представлен лишь двумя минеральными видами — каломелитом $Hg_2Cl_2{}^{1}_{\infty}$ со специфической уникальной структурой и гидрофилитом $CaCl_2{}^{1}_{\infty}$ со слегка искаженной структурой типа рутила.

В подклассе слоистых хлоридов минеральные виды объединяются в три структурные группы. Наиболее обширная по числу видов группа лоренсита $FeCl_2{}^{2}_{\infty}$ принадлежит к структурному типу $CdCl_2$. Молизит $FeCl_3{}^{2}_{\infty}$ кристаллизуется в особом типе, в котором слои из октаэдров $FeCl_6$ построены по корундовому закону. Матлокит $PbClF{}^{2}_{\infty}$ имеет весьма любопытную слоистую структуру, в которой выделяются пачки, состоящие из пяти гомоатомных сеток с тетрагональным расположением в них атомов Pb, Cl и F, продиктованным излюбленной для Pb^{2+} координацией.

Класс 2. Окси- и гидроксигалогениды

До сих пор относимые сюда минералы в отдельный класс не выделялись, хотя Х. Штрунц (1957) рассматривает их как самостоятельный по химическим особенностям подкласс галогенидов. С точки зрения состояния химической связи они являются переходным звеном между хлоридами и полностью ионными фторидами. В то же время наличие в составе минералов атомов кислорода и особенно гидроксила оказывается решающим в части генезиса анизодесмических структур, которые здесь преобладают над остальными.

В составе 40 минеральных видов этого класса принимают участие 20 видообразующих элементов. Среди ЭП элементов наиболее распространены Pb (21 минеральный вид, и Cu (12 минеральных видов), затем — Al (8 минеральных видов), Ca (4 минеральных вида), Hg и Bi (по 3 минеральных вида) и др. Благодаря специфике состава минералов и гипергенным условиям их образования изоморфное замещение элементов относится к несовершенному или весьма несовершенному типу. Это приводит к возникновению довольно большого числа самостоятельных структурных типов которые требуют еще детального исследования.

В этом классе представлены минералы с координационным, каркасным, цепным и слоистым структурными мотивами, причем число минеральных видов в каждом соответственно равно 17, 1, 4 и 18.

Среди координационных изучены структуры лишь у атакамита $Cu_2(OH)_3Cl$, иглстонита $(Hg_2^+)_3OCl_4$, болеита $AgPb_3Cu_3(OH_6)Cl_7$ и кридита $Ca_3Al_2(SO_4)(OH)_2F_8 \cdot 2H_2O$. Все это совершенно различные структурные типы, в которых нет обособленных, более прочно связанных атомных объединений. Почти изоструктурные минеральные виды коннелит и бутгенбахит, судя по химическому составу, должны были бы рассматриваться в классе гидроокислов и оксигидратов.

Подкласс каркасных представлен лишь одним ральстонитом $Al_2(OH)_2F_4 \cdot H_2O\,{}^{3}_{\infty}$, в котором крупные полости структуры позволяют осуществляться так называемому изоморфизму с заполнением пространства. Атомы Al в ральстоните замещаются Mg + Na, причем последний из двух входит в крупные полости структуры и приобретает координацию 12.

В подклассе цепных изучены структуры лишь у мендипита $Pb_3O_2Cl_2\,{}^{1}_{\infty}$ и терлингуаита $Hg^+Hg^{2+}OCl\,{}^{1}_{\infty}$. Два других минерала геарксутит и стральгиогфит отнесены к цепным условно, на основании игольчатого облика индивидов геарксутита.

Подкласс слоистых оксигалогенидов заключает почти исключительно минералы, содержащие Pb, Sb и Bi. В кристаллохимическом отношении это вполне закономерно, поскольку обычная четверная координация этих элементов в кислородном окружении должна способствовать образованию слоистых структур типа плюмбоксита $PbO\,{}^{2}_{\infty}$ или матлокита $PbClF\,{}^{2}_{\infty}$. Из 18 минеральных видов изучены структуры только у семи, но они весьма показательны. Два минеральных вида — бисмохлит BiOCl и бисмофит BiOF изоструктурны с матлокитом и построены из тетрагональных гомоатомных сеток. Структуры надорита $PbSbO_2Cl\,{}^{2}_{\infty}$ и перита $PbBiO_2Cl\,{}^{2}_{\infty}$ также представлены аналогичными псевдотетрагональными сетками. В основе и тех и других лежит четверная пирамидальная координация ЭП атомов с четырьмя дополнительными очень длинными (и соответственно очень слабыми) связями, удерживающими слои друг с другом.

Класс 3. **Фториды**

Фториды являются последним классом предлагаемой кристаллохимической систематики минеральных видов и представляют собой наиболее ионные соединения в минеральном мире. В этом классе 18 видообразующих элементов составляют 23 минеральных вида. Наиболее распространены Na (13 минеральных видов), Al (10 минеральных видов), Ca (5 минеральных видов), K (4 минеральных вида) и Si (4 минеральных вида). Атомы Al, как и Si, образуют с F наиболее прочные связи и соответствующие октаэдрические полиэдры AlF_6 и SiF_6 полностью отвечают представлению о радикалах, особенно в сочетании со слабыми ЭП атомами Na и K в структуре. Эти радикалы известны в составе так называемых алюмо- и силикофторидов, причем следует обратить особое внимание на то, что атомы Si имеют здесь столь редкую в природе шестерную координацию.

Несмотря на небольшое число минеральных видов фториды отличаются заметным разнообразием структурных мотивов, так что за исключением кольцевых в них представлены фактически все подклассы.

В подклассе координационных кристаллизуются минеральные виды из группы флюорита CaF_2 и вильомита NaF, а также минерал сложного состава накалькифит $NaCaYF_6$.

В подклассе каркасных фторидов представлены минералы самых различных структурных типов. Нейборит $Na[MgF_3]\,{}^{3}_{\infty}$ кристаллизуется в структурном типе перовскита $Ca[TiO_3]\,{}^{3}_{\infty}$. В структуре эльпасолита $K_2[NaAlF_6]\,{}^{3}_{\infty}$, также близкой к типу перовскита, каркас построен из чередующихся

октаэдров AlF_6 и NaF_6, в полостях которого расположены ионы K в координации 12. В этом гетерогенном каркасе слабыми звеньями являются октаэдры NaF_6, что проявляется в пониженной твердости эльпасолита по сравнению с нейборитом. Структура чухровита $Ca_3YAl_2(H_2O)_{11}(SO_4)F_{13}\frac{3}{\infty}$ представляет также каркасную постройку из октаэдров двух сортов — $(Ca, Y)(F, H_2O)_6$ и AlF_6, в крупных пустотах которого размещаются радикалы SO_4. Криолитионит $Na_3[Li_3Al_2F_{12}]\frac{3}{\infty}$ имеет структуру типа граната. Здесь каркас состоит из тетраэдров LiF_4 и октаэдров AlF_6, в полостях которого расположены ионы Na в восьмерной координации. Правда, различие в прочности связей в полиэдрах LiF_4 и NaF_8 не очень велико, и криолитионит может быть перенесен в подкласс островных фторидов.

В этом подклассе находятся силикофториды (группа гиератита $K_2[SiF_6]$) и борофториды (группа авогадрита $K[BF_4]$), а также алюмофториды, содержащие воду (группа томсенолита $NaCa[AlF_6] \cdot H_2O$) или добавочные радикалы (группа стенонита). Однако если структуры минералов двух первых групп полностью изучены, то о строении остальных пока приходится лишь догадываться, руководствуясь общими кристаллохимическими соображениями.

К подклассу цепных фторидов относятся два минеральных вида — селлаит $MgF_2\frac{1}{\infty}$, кристаллизующийся в структурном типе рутила, и криолит $Na_2[NaAlF_6]\frac{1}{\infty}$, обладающий особой структурой. Цепочки в ней состоят из чередующихся октаэдров NaF_6 и AlF_6; в крупных полостях между цепочками расположены остальные $^2/_3$ ионов Na в координации 12.

В подклассе слоистых фторидов находится четыре группы минеральных видов, структуры которых изучены с разной степенью детальности. Структура флюоцерита $CeF_3\frac{2}{\infty}$ представлена гексагональными сетками из ионов Ce и F, переложенных с обеих сторон волнистыми слоями из ионов F. В структуре веберита $Na_2[MgAlF_7]\frac{2}{\infty}$ слои составлены из октаэдров $(Mg, Al)F_6$, связанных ионами Na в восьмерной координации. Принципиально близкой к структуре веберита является структура хиолита $Na_4[NaAl_3F_{14}]\frac{2}{\infty}$, в которой слои также составлены октаэдрами NaF_6 и AlF_6 и удерживаются вместе межслоевыми ионами Na, находящимися в координации 8. Наконец, слоями из октаэдров SiF_6 и NaF_6 представлена структура малладрита $Na_2[SiF_6]\frac{2}{\infty}$. В близком к нему бararите $(NH_4)_2[SiF]_6\frac{2}{\infty}$ ионы аммония имеют более высокую координацию.

Часть вторая

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ И СОКРАЩЕНИЯ

a, b, c — параметры элементарной ячейки в Å (*нм*)
a_h, c_h, a_{rh} — параметры гексагональной и тригональной сингонии и ребро ромбоэдра
α, β, γ — углы между кристаллографическими осями
d — межатомные расстояния
z — число формульных единиц в элементарной ячейке
Амф.— аморфный
Гекс.— гексагональный, -ая
Гр.— группа
Изом.— изоморфный, -изм
КВН — коэффициент валентной насыщенности
К.-д.— коллоидно-дисперсный
Куб.— кубический, -ая
КЧ — координационное число
Мин.— минеральный
Мон.— моноклинный, -ая
Мтм.— метамиктный
Нс.— несовершенная
Нчст.— нечистый
Опр.— определена, -ный
Опт.— оптический
Пл.— плотность
Пр. гр.— пространственная группа
ПУ — плотнейшая упаковка
Разн.— разность, разновидность
Ромб.— ромбический, -ая
Синг.— сингония
Сов — совершенная
Сп.— спайность
Ср.— средняя, -ий
Стр.— строение, структурные данные
Тв.— твердость
Тетр.— тетрагональный, -ая
Триг.— тригональный, -ая
Трик — триклинный, -ая
Уст.— установлена, -ный
Физ.— физические данные
Хим.— химизм, химические данные
ЭО — электроотрицательный, -ость
ЭП — электроположительный
SB — Strukturbericht
SR — Structure Reports

Тип I

ГОМОАТОМНЫЕ И БЛИЗКИЕ К НИМ ГЕТЕРОАТОМНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Класс I. Простые вещества

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1																		
2														C 2				
3																S 3		
4								Fe 3	Co 1	Ni 1	Cu 1	Zn 1			As 2	Se 1		
5										Pd 2	Ag 3		In 1	Sn 1	Sb 2	Te 1		
6								Os 1	Ir 2	Pt 2	Au 1	Hg 4		Pb 1	Bi 1			
7																		

Тип I. Гомоатомные и близкие к ним соединения

Класс 1. Простые вещества

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
14	5			3				2		4	1

Подкласс 1. Координационные

1. Группа алмаза — C
2. Группа осмирита — (Os, Ir)
3. Группа платинита — Pt
4. Группа феррита — Fe
5. Группа халькита — Cu
6. Группа станита — Sn
7. Группа цинкита — Zn
8. Группа ландсбергита — Ag_2Hg_3

Подкласс 2. Кольцевые

1. Группа сульфурита — S

Подкласс 3. Цепные

1. Группа теллита — $Te\ {}^{1}_{\infty}$

Подкласс 4. Слоистые

1. Группа графита — $C\ {}^{2}_{\infty}$
2. Группа арсита — $As\ {}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

1. Группа алмаза. Куб. $O_h^7 - Fd\,3m$, $Z = 8$.

		a	d	Пл.	Тв.
Алмаз	C	3,56	1,54	3,5	15

Стр. Ячейка решетки — гранецентрированный куб, в четырех из восьми октантов которого также размещены атомы C (рис. 26), КЧ = 4 (правильный тетраэдр; сравнить со стр. сфалерита). В соответствии с тетраэдрической конфигурацией sp^3-связей у атомов C существует четыре типа их пространственной ориентировки (Raman, 1944), которые образуют три (Нардов, 1954) *структурные разности* алмаза: одну тетраэдрическую (T_d) и две октаэдрические (O_h), отличающиеся по свойствам и морфологии.

Хим. Содержание изоморфных примесей незначительное; механические примеси достигают 4,8%.

Физ. Характерна наивысшая твердость, совершенная сп. по (111) и люминесценция.

2. Группа осмирита. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

		a	c	d	Пл.	Тв.
Осмирит	(Os, Ir)	2,63—2,72	4,24—4,29	2,63—2,72	17,6—21,2	6—6,5

Стр. Гексагональная ПУ атомов; структурный тип металлического магния КЧ = 12 (рис. 24).

Хим. Соотношение Os и Ir колеблется в широких пределах; макс. содержание Os составляет 80%, Ir — 70%, никогда не достигая 100% для каждого в отдельности. В виде изоморфных примесей содержит: Ru (до 18%), Rh (до 12%), Pt (до 13%).

Подвиды: *осмиосмирит* и *иридиосмирит*.

Разновидности: Ru-осмирит, Rh-осмирит, Pt-осмирит. Точнее говоря, существуют соответствующие разности для каждого подвида и даже более сложные, например Ru, Pt-осмиосмирит и т. п.

Физ. В связи с изменением соотношения Os и Ir изменяются параметры решетки и физические характеристики.

3. Группа платинита Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

		a	d	Пл.	Тв.
Иридит	Ir	3,85	2,72	22,5	6
Палладит	Pd	3,88	2,74	12,0	5
Платинит	Pt	3,92	2,77	21,5	4

Стр. Кубическая ПУ атомов; структурный тип халькита КЧ = 12 (рис. 23).

Хим. В иридите всегда имеются изоморфные примеси Os (до 32%), Pt (до 20%), Au (до 19%), Rh (до 6%). Платинит обычно также содержит примеси Ir (до 28%), Pd (до 37%), Fe (до 20%), Cu (до 13%), Rh (до 7%), Ni (до 3%).

Разновидности: Os-иридит, Pt-иридит, Au, Os-иридит, Rh-иридит, Ir-платинит, Pd-платинит, Fe-платинит, Cu-платинит, Rh-платинит, Ni-платинит.

4. Группа феррита. Куб. → тетр. (псевдокуб.).

		Пр. гр.	a	c	Z	d	Пл.	Тв.
Феррит	Fe	$O_h^9 - Im3m$	2,87	—	2	2,48	7,9	4
Никелит	Ni	$O_h^5 - Fm3m$	3,52	—	4	2,49	8,9	4,5
Феркобит (вейраунит)	FeCo	$O_h^1 - Pm3m$	2,86	—	1	—	8,2	5
Ферплатинит	FePt	$D_{4h}^1 - P4/mmm$	3,84	3,78	2	—	(14,9)	4,5—5

Стр. Структура феррита относится к типу металлического тантала, КЧ = 8 (рис. 25), никелита — к типу халькита (КЧ = 12), феркобита — к типу CsCl (КЧ = 8), а ферплатинита — к типу CuAu (Kussmann, Rittberg, 1950).

Хим. Феррит иногда содержит изоморфную примесь Ni (до 20%). Никелит всегда содержит существенную примесь железа (до 40%). Примеси Co и Cu незначительны (до 1%). Состав феркобита изучен недостаточно (Challis, Long, 1964). В ферплатините Pt замещается Pd (9,9%) (Генкин, Басова, 1965).

Разновидности: Ni-феррит, Fe-никелит.

5. Группа халькита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

		a	d	Пл.	Тв.
Халькит	Cu	3,61	2,55	8,9	3,25
Аргаурит (электрум)	(Ag, Au)	4,08	2,88	10,5—19,3	2,5—2,75
Плюмбит	Pb	4,95	3,50	11,3	1,5

Стр. Кубическая ПУ атомов, КЧ = 12 (тип халькита).

Хим. Состав аргаурита изменяется непрерывно от Ag до Au (Winchell, 1942), что позволяет рассматривать его как совершенно изоморфный вид состава (Ag, Au) с двумя подвидами *аргентоаргаурит* и *ауроаргаурит*. Халькит имеет довольно постоянный состав. Отмечаются примеси As (до 12%), Ag (до 4%), Au (до 3%) и Fe (до 2,5%). Аргаурит (обе его разновидности) весьма богаты изоморфными (?) примесями. Для аргентоаргаурита отмечаются: Hg (до 30%), As (до 20%), Sb (до 11%), Bi (до 5%). Для ауроаргаурита — Rh (до 43%), Ir (до 30%), Cu (до 20%), Pd (до 12%), Pt (до 11%), Bi (до 4%).

Разновидности: As-халькит, Hg-аргентоаргаурит, As-аргентоаргаурит, Sb-аргентоаргаурит, Bi-аргентоаргаурит, Rh-ауроаргаурит, Ir-ауроаргаурит, Cu-ауроаргаурит, Pd-ауроаргаурит, Pt-ауроаргаурит, Bi-ауроаргаурит.

6. Группа станита. Тетр., $Z = 4$.

		Пр. гр.	a	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Станит	Sn	$D_{4h}^{19} - 14_1/amd$	5,83	3,18	3,02	7,3	1,5—2
Индит	In	$D_{4h}^{17} - I4/mmm$	4,59	4,94	3,31	7,3	1,5—2

Стр. Структура станита — сильно искаженный тип алмаза. Ячейка резко сдавлена вдоль оси c; в результате КЧ Sn = 4 + 2. Структура индита — слегка деформированная по оси c плотнейшая упаковка; КЧ In = 4 + 8.

Физ. Индивиды изометрические; тв. индита, определенная микротвердометром (142 *кг/мм*^{2}), вызывает сомнение.

7. Группа цинкита. Гекс.→ триг.

		Пр. гр.	a	c	Z	d	Пл.	Тв.
Цинкит	Zn	$D_{6h}^4 - P6_3/mmc$	2,66	4,95	2	2,66	7,1	2,5
Меркурит	Hg	$D_{3d}^5 - R\bar{3}m$	3,47	6,72	1	3,00	14,3	1,5

Стр. Структура цинкита относится к искаженному типу металлического магния (отношение $c/a = 1{,}86$ вместо 1,63), в результате КЧ = = 6 + 6. Структура меркурита (ниже —39° С) представляет ромбоэдрическую решетку с КЧ = 6.

Физ. Меркурит легко переходит в жидкое состояние — ртуть, которая не является минералом в строгом смысле слова.

8. Группа ландсбергита. Куб.

		Пр. гр.	a	Z	Пл.	Тв.
Ландсбергит	Ag_2Hg_3	$O_h^9 - Im3m$	10,12	10	13,5	3,75
Конгсбергит	$Ag_{1-x}Hg_x$	$O_h^5 - Fm3m$	4,09—4,19	4	13,9	3,5
Потарит	PdHg	$T^4 - P2_13$	5,22	4	14,8	3,75

Стр. Ландсбергит имеет структуру типа металлического тантала, КЧ = 8. Конгсбергит обладает структурой типа халькита, КЧ = 12. Потарит изоструктурен с FeSi, КЧ = 7/7. Первые два обладают неупорядоченным распределением атомов в структуре и отвечают гомоатомным, а третий — гетероатомным соединениям.

Хим. Состав ландсбергита и потарита довольно постоянен; состав конгсбергита колеблется в широких пределах (x вариирует от 0 до 0,5).

Подкласс 2. Кольцевые

1. Группа сульфурита. Ромб. → мон.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Сульфурит	S_8	$D_{2h}^{24} - Fddd$	10,44	12,84	24,37	—	16	2,05	2—2,25
Клиносульфурит	S_8	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	10,92	10,98	11,04	96° 44′	6	1,95	2—2,25
Парасульфурит	S_8	$C_{2h}^4 - P2/n$	8,50	13,16	9,29	124° 49′	4	1,99	—

Стр. Структура сульфурита кольцевая молекулярная. Кольца-молекулы состоят из восьми атомов серы (рис. 62); между атомами серы связь ковалентная ($d = 2{,}1$), между кольцами — остаточная ($d = 3{,}3$). Вероятно, что структура клиносульфурита (устойчива выше 95,6° С) также построена из кольцеобразных молекул S_8, но расположенных по-другому. Структура парасульфурита не изучена.

Хим. Сульфурит иногда содержит изоморфную примесь Se (до 5%).

Разновидности: Se-сульфурит.

Подкласс 3. Цепные

1. Группа теллита. Триг. $D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$, $Z = 3$.

		a_h	c_h	d	Пл.	Тв.
Селит	$Se\,\frac{1}{\infty}$	4,37	4,95	2,32	4,8	2,25—3
Теллит	$Te\,\frac{1}{\infty}$	4,46	5,93	2,86	6,2	2,25—3

Стр. Основу структуры составляют спиральные цепи атомов Te(Se), вытянутые вдоль оси c (рис. 63). КЧ = 2. Ближайшие расстояния между атомами из соседних цепей равны для Se и Te 3,46 и 3,74 соответственно. Между цепями действуют остаточно-металлические связи. Сп. по призме $(10\bar{1}0)$ совершенная.

Хим. Теллит содержит изоморфную примесь Se (до 30%).

Разновидности: Se-теллит.

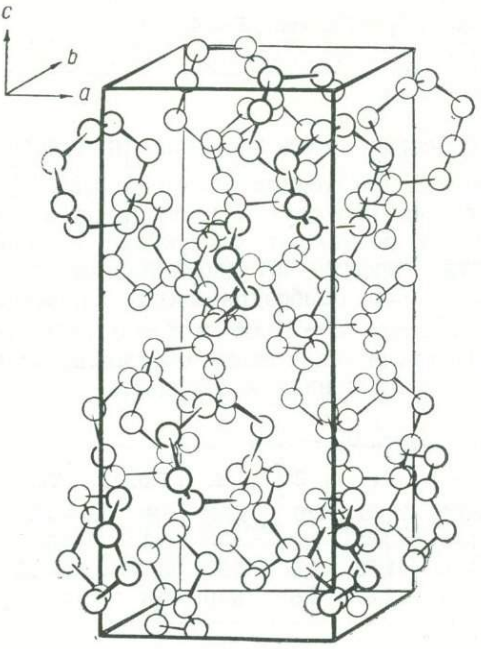


Рис. 62. Структура сульфурита.

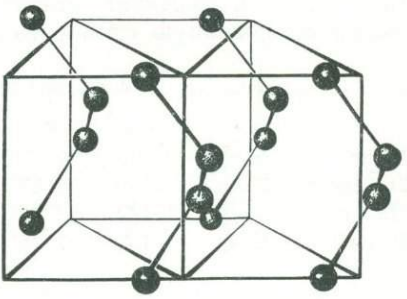


Рис. 63. Структура теллита.

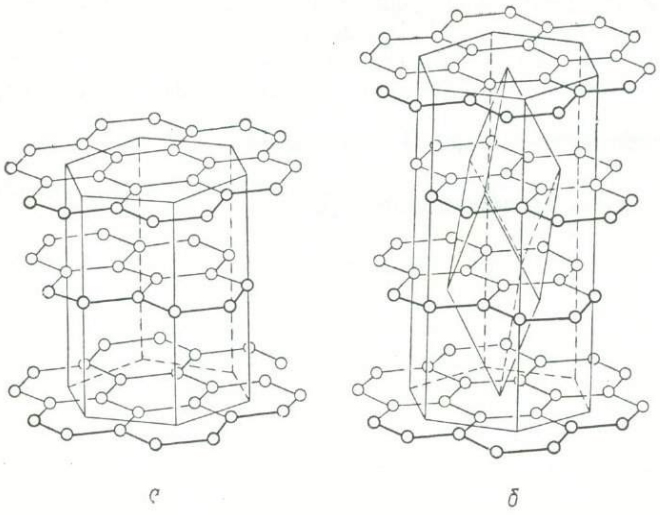


Рис. 64. Структурные разновидности графита: *а* — графит-2*H*; *б* — графит-3*R*.

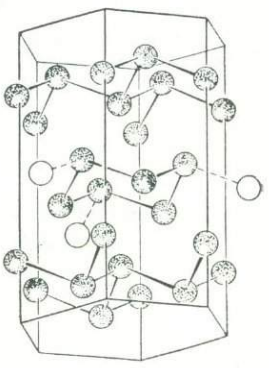


Рис. 65. Слоистая (гофрированная) структура арсита.

Подкласс 4. Слоистые

1. Группа графита. Гекс. $D^4_{6h} - P6_3/mmc$, $Z = 4$.

		a	c	d	Пл.	Тв.
Графит	$C\frac{2}{\infty}$	2,46	6,70	1,42	2,2	1—1,5

Стр. Слои состоят из плоских сеток, представленных шестиугольными кольцами. КЧ атомов С равно 3. Расстояния между слоями 3,35Å. Параллельные сетки смещены по отношению друг к другу, причем в зависимости от периода повторяемости возникают следующие основные структурные разновидности графита: графит — $2H$ (двухслойный, гексагональный) и графит — $3R$ (трехслойный, ромбоэдрический) с пространственной группой $D^5_{3d} - R\bar{3}m$, параметром $c = 10{,}06$ и $Z = 6$ (рис. 64). Между слоями действует остаточно-металлическая связь, обусловливающая весьма совершенную спайность по базису и низкую твердость.

2. Группа арсита. Триг. $D^5_{3d} - R\bar{3}m$

		a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	d	Пл.	Тв.
Арсит	$As\frac{2}{\infty}$	4,15	54° 07′	3,78	10,60	2;6	2,51	5,8	3,5—3,75
Стибарсит	$SbAs\frac{2}{\infty}$	4,29	55° 53′	4,02	10,81	1;3	—	6,3	3,5
Стибит	$Sb\frac{2}{\infty}$	4,51	57° 06′	4,31	11,32	2;6	2,87	6,7	3,25—3,5
Висмит	$Bi\frac{2}{\infty}$	4,75	57° 16′	4,56	11,87	2;6	3,10	9,8	2,0

Стр. Ячейка может быть «выведена» из ячейки типа NaCl (но с атомами одного рода) путем «деформации» по тригональной оси. Это приводит к «гофрированной» слоистой структуре, образуемой пирамидальными группами атомов (рис. 65), которые связаны ковалентно (по закону $8 - N$). Слои простираются вдоль базиса (0001), по которому проходит совершенная спайность. Между слоями действует ковалентно-металлическая связь. КЧ атомов $3 + 3$. Вторые три расстояния составляют: для арсита 3,15, стибита 3,37 и висмита 3,47 (анизотропия связей уменьшается).

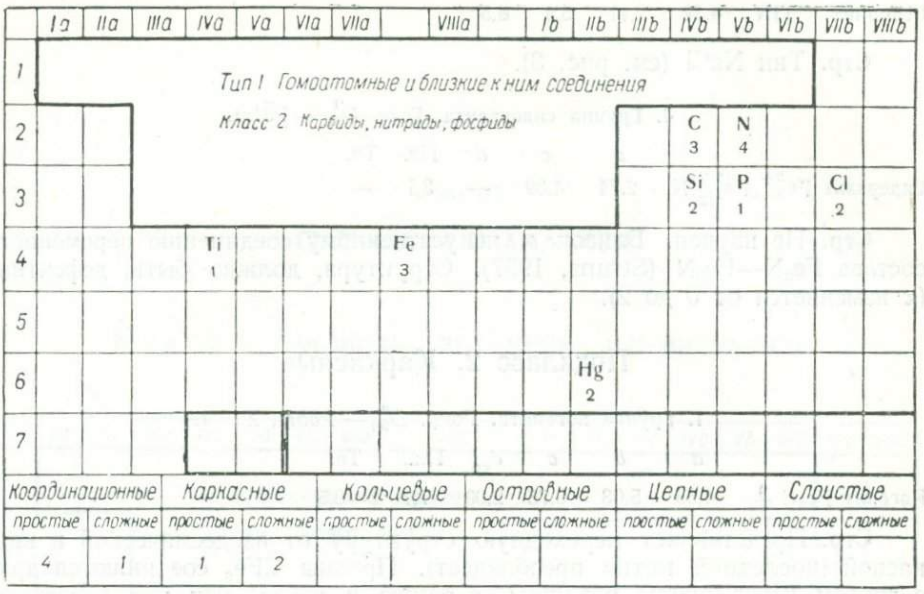
Хим. Арсит иногда содержит изоморфную примесь Sb (до 9%), стибарсит содержит As (до 30%) и Sb (до 12%), стибит содержит As (до 5%) и Bi (до 15%).

Разновидности: Sb-арсит, As-стибарсит, Sb-стибарсит, As-стибит, Bi-стибит.

Недостаточно изученные и сомнительные

Аллопалладит Pd (гекс.), *арсеноламприт* As (?), *аурамальгама* Au_2Hg_3, *нигглит* PtSn ?, *станнопалладинит* Pd_3Sn_2, *станноплатинит* Pt_3Sn2.

Класс II. Карбиды, нитриды и фосфиды



Подкласс 1. Координационные

1. Группа муасанита — SiC
2. Группа шрейберзита — Fe_3P
3. Группа осборнита — TiN
4. Группа сидеразита — $Fe_{2.5}N$

Подкласс 2. Каркасные

1. Группа когенита — Fe_3C $^{3}_{\infty}$
2. Группа мозезита — $[Hg_2N]Cl \cdot H_2O$ $^{3}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

1. Группа муасанита. Гекс. → куб.

		Пр. гр.	a	c	Z	d	Пл.	Тв.
Муасанит	SiC	$C_{6v}^4 - P6_3mc$	3,08	15,11	6	1,89	3,2	9,5
Кубомуасанит	SiC	$T_d^2 - F\bar{4}3m$	4,36	—	4	1,89	3,2	9,5

Стр. Тип вюрцита (см. рис. 12); соответствует искусственному карборунду SiC — II или SiC — 6H. Кубомуасанит имеет структуру типа сфалерита (рис. 11).

2. Группа шрейберзита. Тетр. $S_4^2 - 1\bar{4}$, $Z = 8$.

		a	c	Пл.	Тв.
Шрейберзит	Fe_3P	9,03	4,33	6,9	7

Стр. По строению отвечает синтетическому Fe_3P.
Хим. Всегда содержит изоморфную примесь Ni (от 11 до 43%).
Разновидности: Ni-шрейберзит.

3. Группа осборнита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

		a	d	Пл.	Тв.
Осборнит	TiN	4,24	2,11	5,4	8,5

Стр. Тип NaCl (см. рис. 8).

4. Группа сидеразита. Гекс. $D_{3d}^1 - P\bar{3}1m$.

		a	c	d	Пл.	Тв.
Сидеразит	$Fe^{3+}_{3-x}Fe^{2+}_{1/2x}N$	2,74	4,39	—	3,1	—

Стр. Не изучен. Близок к искусственному соединению переменного состава Fe_3N—Fe_2N (Strunz, 1957). Структура, должно быть, дефектная (x изменяется от 0 до 2).

Подкласс 2. Каркасные

1. Группа когенита. Ромб. $D_{2h}^9 - Pbam$, $Z = 4$.

		a	b	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Когенит	Fe_3C ⚹	4,53	5,08	6,75	2,00	7,7	6—6,5

Стр. Представляет переходную структуру от изодесмической к каркасной (последний мотив преобладает). Призмы CFe_6 соединяются друг с другом через общие вершины, а также и ребра, так что участвуют одновременно два ребра и две вершины (рис. 66).

Хим. Атомы Fe замещаются Ni (до 1,3%) и Co (до 0,4%).

2. Группа мозезита. Куб. → гекс.

		Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Мозезит	$[Hg_2N]Cl \cdot nH_2O$ ⚹	$T_d^2 - F\bar{4}3m$	9,52	—	8	7,7	3,75
Гексамозезит (клейнит)	$[Hg_2N]Cl \cdot nH_2O$ ⚹	$D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ (?)	13,56	11,13	24	8,0	4

Стр. Мозезит обладает структурой типа кристобалита, а гексамозезит — структурой гексатридимита. Роль атомов O играют атомы Hg, а роль атомов Si — атомы N.

Хим. Состав довольно изменчив. Хлор может в существенных количествах замещаться SO_4 (до 40—50%). В мозезите отмечается также замещение Cl на MoO_4 и CO_3. Количество воды переменно, и величина n колеблется от 0 до 1.

Недостаточно изученные и сомнительные

Халипит Fe_2C (?), *танталкарбит* TaC (Frondel, 1962).

Тип II

СУЛЬФИДЫ И АНАЛОГИ

Класс I. Арсениды, антимониды и висмутиды

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип II Сульфиды и аналоги																	
2	Класс I. Арсениды, антимониды и висмутиды																	
3																		
4							Mn 1	Fe 2	Co 3	Ni 9	Cu 7				As 20			
5										Pd 5	Ag 1				Sb 8			
6										Pt 3	Au 2				Bi 3			
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
20	1					10					

Подкласс 1. Координационные

1. Группа никелина $NiAs$
2. Группа кобарсита $CoAs$
3. Группа маухерита Ni_3As_2
4. Группа орегонита $FeNi_2As_2$
5. Группа паксита Cu_2As_3
6. Группа коутекита Cu_2As
7. Группа мальдонита Au_2Bi
8. Группа домейкита Cu_3As

Подкласс 2. Островные

1. Группа сперилита $PtAs_2$
2. Группа лёллингита $FeAs_2$
3. Группа фрудита $PdBi_2$
4. Группа скутерудита $(Co, Ni)_4[As_4]_3$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

1. Группа никелина. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

		a	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Никелин	NiAs	3,61	5,02	2,43	7,8	6
Брейтгауптит	NiSb	3,95	5,15	2,60	8,6	5,5
Палстибит	PdSb	4,07	5,58	2,73	9,4	4—4,5
Платстибит	PtSb	4,13	5,47	—	(12,9)	3,5—4

Стр. Тип NiAs, КЧ = 6/6 (рис. 9).

Хим. Состав брейтгауптита постоянен. В никелине As частично замещается Sb (до 6%). Названия палстибит и платстибит предложены для соответствующих минералов, изученных Стампфлем (Stumpfl, 1961) в концентратах Pt-руд из Драйкопа в Трансваале. В них значительная часть Sb замещена Bi (до 20—30%).

Разновидности: Sb-никелин, Bi-палстибит, Bi-платстибит.

2. Группа кобарсита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Кобарсит (моддерит)	CoAs	5,97	5,16	3,52	(8,2)	(5—6)
Манарсит (кейнит)	MnAs	6,38	5,63	3,62	(6,6)	(4—4,5)

Стр. Структура кобарсита (изучена на синтетич. кристаллах) представляет собой слегка деформированную решетку типа NiAs, так что возникает субцепная структура (*SB* — III, стр. 263). Атомы Co окружены As по искаженному октаэдру, а атомы As, в свою очередь,— шестью атомами Co по искаженной призме.

Хим. Химический состав минералов изучен недостаточно.

3. Группа маухерита. Тетр. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, $Z = 16$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Маухерит	Ni_3As_2	6,86	21,87	7,9	5,5
Новакит	Cu_3As_2	9,99	14,03	6,7	3,75

Стр. Структура не изучена. У маухерита структура дефектная с дефицитом атомов Ni (до 8%).

Хим. В составе мухерита отмечаются незначительные примеси Co, Fe и Cu. Новакит содержит Ag (до 3%).

4. Группа орегонита. Гекс. Пр. гр. не опр., $Z = 3$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Орегонит	$FeNi_2As_2$	6,08	7,13	7,0	5,5

Стр. Структура не изучена. По параметрам близок к хизлевудиту.

5. Группа паксита. Ромб. Пр. гр. не опр., $Z = 10$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Паксит	Cu_2As_3	12,84	11,50	7,65	5,3	4

Стр. Структура не изучена. По параметрам близок к антимониту (Johan, 1961).

6. Группа коутекита. Гекс. Пр. гр. не опр., $Z = 36$.

		a	c	Пл.	Тв.
Коутекит	Cu_2As	11,51	14,54	(7,3)	4—5
Орселит	Ni_2As	—	—	6,5 (?)	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Плотность коутекита (Z. Johan, 1960) исправлена путем интерполяции.

7. Группа мальдонита. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 8$.

		a	Пл.	Тв.
Мальдонит	Au_2Bi	7,98	15,7	2

Стр. Структура сложная (рис. 67). Атомы Au образуют тетраэдрические группы, расположенные в центре и четырех октантах кубической

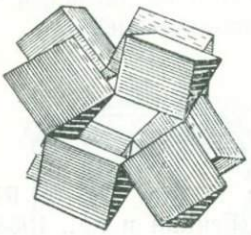


Рис. 66. Структура когенита в полиэдрическом изображении.

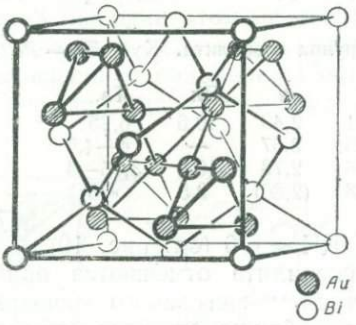


Рис. 67. Структура мальдонита.

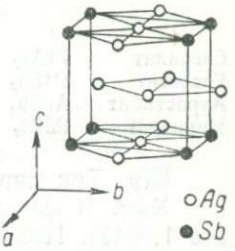


Рис. 68. Структура дискразита.

гранецентрированной решетки, а атомы Bi расположены в ней по алмазному закону. КЧ атомов Au = 6Bi, атомов Bi = 12Au (атомы Bi находятся внутри лавесовских полиэдров).

8. Группа домейкита.

Подгруппа домейкита. Куб. $T_d^6 - I\bar{4}3d$, $Z = 16$.

		a	Пл.	Тв.
Домейкит	Cu_3As	9,61	7,9	3,5—4
Динерит	Ni_3As	—	—	(4)
Стибиопалладинит	Pd_3Sb	(11,8)	9,5	4,5—5

Стр. Структура изучена только у домейкита. Атомы As окружены четырьмя разными треугольниками Cu, что дает для As КЧ 12.

Хим. Изучен только домейкит, который содержит примесь Sb (до 3%).

Разности: Sb-домейкит.

Физ. Встречаются в изометрических индивидах.

Подгруппа тригодомейкита.

		Синг.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Тригодомейкит	Cu_3As	Триг.	7,14	—	7,32	6	8,3	3,5—4
Арсенопалладинит	Pd_3As	Гекс.	6,80	—	3,48	2	10,2	(5)
Дискразит	Ag_3Sb	Ромб.	2,99	5,24	4,83	1	9,8	3,75
Альгодонит	Cu_6As	Ромб.	2,59	4,56	4,23	1	8,6	4
Горсфордит	Cu_6Sb	?	—	—	—	—	8.8	4,5?

Стр. Структура установлена только для дискразита (Пр. гр. C_{2v}^1 — $Pmm2$). Она представлена гексагональной плотнейшей упаковкой атомов Sb (рис. 68). КЧ Sb = 10Ag + 2Sb. Атомы Sb образуют цепочки, параллельные оси a. Альгодонит судя по параметрам близок по структуре к дискразиту. Пр. группа тригодомейкита D_{3d}^4 — $P\bar{3}c1$ (Mansmann, 1965).

Хим. Состав дискразита колеблется в широких пределах в связи с изменением количественных соотношений Ag и Sb. Остальные минеральные виды изучены недостаточно. В альгодоните Cu замещается на Ag (до 9%). Горсфордит может иметь состав $Cu_{11}Sb_2$(SB — VII, стр. 207).

Физ. Образуют зернистые, изометрические индивиды. У дискразита средняя сп. по (011) и (001).

Подкласс 2. Островные

1. Группа сперилита. Куб. T_h^6 — $Pa3$, $Z = 4$.

		a	d	Пл.	Тв.
Сперилит	$PtAs_2$	6,01	2,49	10,6	6,25
Геверсит	$PtSb_2$	6,43	2,67	—	4—4,5
Ауростибит	$AuSb_2$	6,66	2,78	10,0	3,75—4
Мичнерит	$PdBi_2$	6,68	(2,80)	9,5	~3

Стр. Тип пирита, КЧ = 6/6 (см. рис. 10).

Хим. В составе сперилита отмечаются примеси Ir (до 5%) и Rh (до 1,66%). Исследования мончегорского мичнерита (Генкин и др., 1963) показали, что его состав ближе отвечает формуле PdBiTe с замещением Pd на 25% Pt ($a = 6{,}65$). Геверсит содержит Bi (до 15%).

Разновидности: Rh-сперилит, Ir-сперилит; Bi-геверсит; Pt-мичнерит.

2. Группа лёллингита. Ромб. D_{2h}^{12} — $Pnnm$, $Z = 2$.

		a	b	c	d	Пл.	Тв.
Рамельсбергит	$NiAs_2$	4,79	5,79	3,54	2,39	7,2	5,5
Сафлорит	$CoAs_2$	5,26	5,98	2,94	2,37	7,4	5,5--6
Лёллингит	$FeAs_2$	5,26	5,93	2,86	2,35	7,5	5,5—6
Парарамельсбергит	$NiAs_2$	5,76	5,82	11,43	—	7,2	5,5

Стр. Тип марказита (см. рис. 80). Пространственная группа сафлорита D_{2h}^{11} — $Pbma$, парарамельсбергита — D_{2h}^{11} — $Pbma$ или C_{2v}^5 — $Pb2_1a$ (возможно, является псевдоромбическим), $z = 8$.

Хим. Состав непостоянен из-за взаимных изоморфных замещений между Fe, Co и Ni. Изоморфизм в ряду Co — Fe проявляется наиболее широко, слабее — в ряду Ni — Co и еще менее — в ряду Ni — Fe. Отмечены также изоморфные замещения As на S и Sb.

Разновидности: Co-рамельсбергит, Fe-рамельсбергит, S-рамельсбергит, Fe-сафлорит, Co-лёллингит, Sb-лёллингит, S-лёллингит.

3. Группа фрудита. Мон. Пр. гр не уст., $Z = 2$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Фрудит	$PdBi_2$	5,71	4,29	6,37	102° 27′	12,5	3

Стр. Структурный тип α-$PdBi_2$.

Хим. Отмечается избыток Bi против отношения 1 : 2.

Физ. Сп. по (001) весьма совершенная, по (100) средняя.

4. Группа скутерудита. Куб. $T_h^5 - Im3$, $Z = 8$.

		a	Пл.	Тв.
Скутерудит	$(Co, Ni)_4 [As_4]_3$	8,21—8,28	6,4—6,8	6,5

Стр. В структуре скутерудита островные группы представлены квадратными кольцами As_4, расположенными взаимно перпендикулярно в шести из восьми октантов куба (рис. 69). Каждый атом Co (или Ni) окружен шестью атомами As, а каждый атом As — двумя атомами Co и двумя As (группы As_4 окружены восемью атомами Co). Межатомные расстояния: Co — As = 2,35; As — As = 2,45.

Хим. Состав изменяется непрерывно благодаря совершенному изоморфизму между Co и Ni. Минеральный вид имеет два подвида: *кобальтскутерудит* и *никельскутерудит*. Атомы Ni и Co замещаются на Fe (до 12%), а атомы As — на Bi (до 20 %). Содержание As в составе скутерудита изменяется от 3 (на один атом Co + Ni) до 2 (в последнем случае мы имеем так называемые смальтин — хлоантит), что обусловлено, вероятно, частичным замещением радикалов $[As_4]^{4-}$ на $[As_2]^{4-}$.

Разновидности: Fe-скутерудит, Bi-скутерудит.

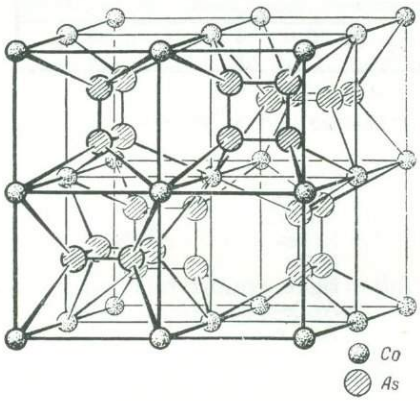


Рис. 69. Структура скутерудита.

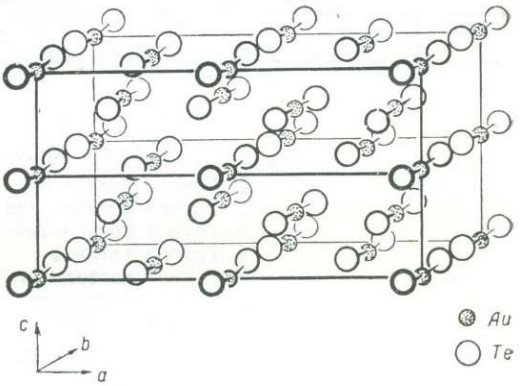
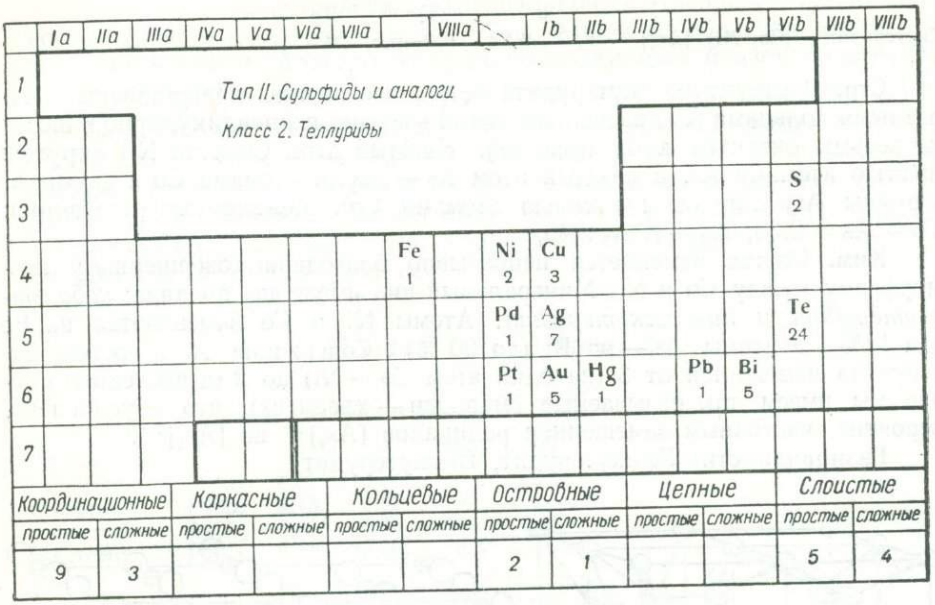


Рис. 70. Структура креннерита.

Недостаточно изученные и сомнительные

Кутинаит $CuAs_2$ (?), *хантилит (гунтилит)* Ag_3As (?), *чаньярсилит* $Ag_4 (Sb, As)_3$ (?)

Класс II. Теллуриды



Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа калаверита — $AuTe_2$
2. Группа монтбрейита — Au_2Te_3
3. Группа никтелита — $NiTe$
4. Группа алтаита — $PbTe$
5. Группа колорадоита — $HgTe$
6. Группа эмпресита — $AgTe$
7. Группа гессита — Ag_2Te

Отдел Б. Сложные

1. Группа вейсита — Cu_2CuTe_2
2. Группа штюцита — Ag_2AgTe_2
3. Группа пецита — Ag_3AuTe_2

Подкласс 2. Островные

1. Группа креннерита — $AuTe_2$
2. Группа фробергита — $FeTe_2$

Подкласс 3. Слоистые

1. Группа мелонита — $NiTe_2\ {}^{2}_{\infty}$
2. Группа теллуровисмутита — $Bi_2Te_3\ {}^{2}_{\infty}$
3. Группа вулканита — $CuTe\ {}^{2}_{\infty}$
4. Группа рикардита — $Cu_2CuTe_2\ {}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа калаверита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$ или $C_2^3 - C2$, $Z = 2$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Калаверит	$AuTe_2$	7,19	4,41	5,08	90° 08′	9,3	3,75—4

Стр. В структуре атомы Au окружены шестью атомами Te, из которых два находятся на более близком расстоянии (2,67). КЧ Au = 6Te (2+4), КЧ Te = 3Au + 3Te (Tunell, Ksanda, 1935).

Физ. Сп. нет. Образует индивиды столбчатого и досчатого облика.

2. Группа монтбрейита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 12$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Монтбрейит	Au_2Te_3	12,10	13,46	10,80	9,9	3
		α	β	γ		
		104° 30,5′	97° 34,5′	107° 53,5′		

Стр. Структура не изучена.

Хим. Некоторое количество Au замещается на Pb (до 6,5%) и Bi (3%).

Физ. В зернистых массах. Сп. в трех направлениях.

3. Группа никтелита. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

		a	c	d	Пл.	Тв.
Никтелит *	NiTe	3,96	5,35	2,65	8,6	4,25
Котульскит	PdTe	4,13	5,66	2,76	9,3	3,75

Стр. Тип NiAs, КЧ = 6/6. Дефектная структура.

Хим. Состав никтелита непостоянен и изменяется в результате окисления части Ni^{II} до Ni^{IV}, что является причиной дефектности. В котульските Te в существенном количестве замещается Bi (до 25%).

Физ. Изучены недостаточно.

4. Группа алтаита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

		a	d	Пл.	Тв.
Алтаит	PbTe	6,45	3,17	8,3	2,5

Стр. Тип галита, КЧ = 6/6 (см. рис. 8).

Хим. Состав постоянен.

5. Группа колорадоита. Куб. $T_d^2 - F\bar{4}3m$, $Z = 4$.

		a	d	Пл.	Тв.
Колорадоит	HgTe	6,45	2,76	8,1	2—2,5

Стр. Тип сфалерита, КЧ = 4/4 (см. рис. 11).

Хим. Состав постоянен. Очень редко Hg замещается Cu (до 12%).

Разновидности: Cu-колорадоит.

6. Группа эмпресита. Ромб. $D_{2h}^{13} - Pmnm$, $Z = 16$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Эмпресит	AgTe	8,90	20,07	4,62	7,6	3,75

Стр. Структура не изучена.

Хим. В составе отмечается незначительная примесь Fe (до 2,2%).

Физ. Встречается в зернистых массах; сп. нет (Honea, 1964).

7. Группа гессита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 4$

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Гессит	Ag_2Te	8,09	4,48	8,96	123° 20′	8,4	2—2,5
Кубогессит	Ag_2Te	6,64 (устойчив выше 155° C)				—	—

---

* Название дано по химическому составу вместо «имгрэит» (Юшко-Захарова, 1964).

Стр. В структуре гессита характерно наличие двух типов координации атомов Ag: Ag_I КЧ = 4 (искаженный тетраэдр), среднее расстояние Ag — Te = 2,95; Атомы Ag_{II} окружены 5Te (Frueh, 1959).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Индивиды изометрического и короткостолбчатого облика. Сп. неясная по (100).

Отдел Б. Сложные

1. Группа вейсита. Псевдокуб. $Z = 4$.

		a	Пл.	Тв.
Вейсит	$Cu^{I}_{2-x}Cu^{II}_{1+1/2x}Te_2$	7,23	7,3	3,5

Стр. Недостаточно изучена. Координация Cu различная. Структура может быть отнесена к субслоистым (Бокий, 1954). Обладает дефектностью в связи с окислением части Cu^{I} до Cu^{II}.

Хим. Состав изменяется незначительно за счет колебаний содержания Cu. По аналитическим данным близок к формуле $Cu^{I}_2Cu^{II}Te_2$.

Физ. В сплошных массах; сп. нет.

2. Группа штюцита. Гекс. $D^1_{6h} - P6/mmm$, $Z = 11$.

		a	c	Пл.	Тв.
Штюцит	$Ag^{I}_{2-x}Ag^{II}_{1+1/2x}Te_2$	13,38	8,45	8,2	3,5

Стр. Структура не выяснена. Обладает дефектностью в результате окисления части Ag^I до Ag^{II}. Величина x достигает 0,5.

Хим. По анализам отвечает формуле $Ag^{I}_2Ag^{II}Te_2$ (Honea, 1964).

Физ. В зернистых массах; кристаллы изометрического облика. Сп. нет.

3. Группа пецита. Куб. $O^8 - I4_132$, $Z = 8$

		a	Пл.	Тв.
Пецит	Ag_3AuTe_2	10,38	8,7	3,25

Стр. Структура сложная (Frueh, 1959). Атомы Ag и Au занимают резко различные позиции. КЧ Au = 2Te ($d = 2{,}53$), КЧ Ag = 4Te ($d = 2{,}92$), КЧ Te = 8 (6Ag + 1Au + 1Te).

Хим. Заметная примесь Hg (до 7%).

Физ. Зернистые агрегаты. Сп. нет.

Подкласс 2. Островные

1. Группа креннерита

Подгруппа креннерита. Ромб. $C^4_{2v} - Pma2$, $Z = 8$.

		a	b	c	d	Пл.	Тв.
Креннерит	$AuTe_2$	16,54	4,46	8,82	2,65	8,6	2—2,5

Стр. Структура субмолекулярная (рис. 70), состоит из линейно ориентированных параллельно оси b групп атомов $AuTe_2$. Остальные четыре атома Te расположены значительно дальше, образуя в совокупности вокруг Au искаженные октаэдры. Окружение атомов Te различное и составляет 3Au + 3Te или 5Au + 1Te или 1Au + 5Te. Средние межатомные расстояния: $Au—Te_6 = 2{,}65$ (2) и 3,02 (4); Te—Te = 3,02 — 3,54 (Tunell, Murata, 1950).

Хим. Состав переменный, Au замещается Ag (до 30%).

Разновидности: Ag-креннерит.

Физ. Кристаллы короткостолбчатого (по оси *c*) облика. Сп. по (001) совершенная.

Подгруппа сильванита. Мон. $C_{2h}^4 - P2/a$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Сильванит $AgAuTe_4$	14,62	4,49	8,96	145° 26′	8,1	2—2,5

Стр. Близок по структуре к креннериту. Также характерно линейное расположение атомов Au и Te (Tunell, Ksanda, 1941).

Хим. Состав довольно постоянен, отношение Ag : Au = 1 : 1.

Физ. Короткостолбчатые и таблитчатые индивиды. Сп. по (010) совершенная.

2. Группа фробергита. Ромб. $D_{2h}^{12} - Pmnn$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Фробергит $FeTe_2$	5,29	6,27	3,86	8,0	3,5—4

Стр. Тип. марказита (см. рис. 80), $d \approx 2{,}57$.

Хим. Не изучен.

Подкласс 3. Слоистые

1. Группа мелонита. Триг. $D_{3d}^3 - P\bar{3}m1$, $Z = 1$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Мелонит $NiTe_2$ $\frac{2}{\infty}$	3,84	5,27	7,7	2—3,5
Мончеит $PtTe_2$ $\frac{2}{\infty}$	4,03	5,22	10,1	(2—3)

Стр. Тип $Mg(OH)_2$ $\frac{2}{\infty}$, КЧ = 6/3 (см. рис. 17). Между слоями действуют остаточно-металлические связи, определяющие весьма совершенную спайность по (0001) и низкую твердость. Твердость возрастает, а анизотропия ее уменьшается с постепенным переходом от мелонита к никтелиту, обычным в природе.

Хим. Состав мелонита изменяется незначительно. В составе мончеита Pt в существенном количестве замещается Pd (до 30%), а Te — Bi (до 25%).

Физ. Пластинчатые и листоватые индивиды.

2. Группа теллуровисмутита. Триг. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	*Z*	Пл.	Тв.
Тетрадимит Bi_2Te_2S $\frac{2}{\infty}$	10,33	24° 10′	4,32	30,07	1; 3	7,2	2—3
Теллуровисмутит Bi_2Te_3 $\frac{2}{\infty}$	10,53	24° 02′	4,39	30,60	1; 3	7,9	2—3
Жозеит $Bi_4Te_{2-x}S_{1+x}$ $\frac{2}{\infty}$	13,84—13,48	18° 02′—18° 08′	4,34—4,25	40,83—39,77	1; 3	8,3—7,7	2—3
Хедлиит Bi_7Te_3 $\frac{2}{\infty}$	39,76	6° 27′	4,47	119,04	2; 6	8,9	2—3
Аргбистелит $AgBiTe_2$ $\frac{2}{\infty}$ (волынскит)	—	—	4,27	~ 29,1	3	(6,2)	2,75—3,25

Стр. Слоистого типа структура с упорядоченным расположением разнородных атомов по слоям, которые чередуются закономерно вдоль оси *c*. Так, в структуре тетрадимита (рис. 71) атомы располагаются в следующем порядке: ...Te—Bi—S—Bi—Te—Te—Bi—S—Bi—Te... («тетрадимитовая» девятислойная упаковка атомов Te и S); в структуре теллуровисмутита порядок иной: ...Te—Bi—Te—Te—Bi—Te... В жозеите и хедлиите имеются дополнительные слои атомов Bi, что обусловливает изменение параметра *c*.

Общее число слоев в ячейке: у тетрадимита и теллуровисмутита 15, у жозеита 21 и хедлиита 60 (Strunz, 1963), Дебаеграмма аргбистелита идентична с дебаеграммой синтетического $AgBiTe_2$ (Бессмертная, Соболева, 1965), которая аналогична таковой Bi_2Te_3 (Жузе, Сергеева, Штурм, 1958).

Хим. Состав минералов довольно постоянный. Для теллуровисмутита отмечается примесь Sb (до 3%). В жозеите наблюдается вариация отношений Te : S (в пределе от 2 : 1 до 1 : 2, т. е. $x = 0 - 1$), что явилось поводом к выделению в прошлом двух разновидностей *A*- и *B*-жозеита, которые теперь относятся к подвидам и должны называться *теллурожозеитом* и *сульфожозеитом*. Состав аргбистелита установлен по данным микроспектрального анализа.

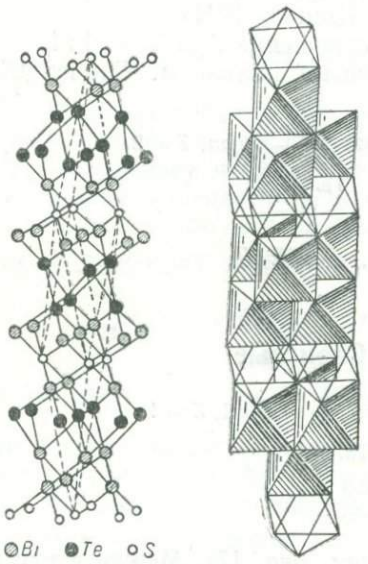


Рис. 71. Структура тетрадимита: *а* — в шариковом; *б* — в полиэдрическом изображении.

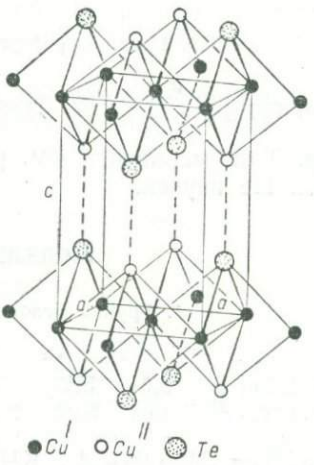


Рис. 72. Структура рикардита.

Разности: Sb-теллуровисмутит.

Физ. Свойства и морфология всех минеральных видов близки: спайность весьма совершенная по (0001), низкая твердость и пластинчатый (до листоватого) облик индивидов. Для аргбистелита отмечается, кроме того, еще несовершенная спайность по двум направлениям.

3. Группа вулканита. Ромб. $D_{2h}^{13} - Pmnm$ (?), $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Вулканит	$CuTe\ \frac{2}{\infty\infty}$	4,09	6,95	3,15	(7,1)	1,5—2

Стр. Слоистая структура возникает благодаря правильному чередованию (вдоль оси *c*) заполнения атомами Cu тетраэдрических пустот в квазиплотнейшей кубической упаковке атомов Te (Anderko, Schubert, 1954).

Физ. Призматические и листоватые индивиды с совершенной спайностью по (001) и низкой твердостью.

4. Группа рикардита. Тетр. $D_{4h}^{7} - P4/nmm$, $Z = 1$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Рикардит	$Cu^{I}_{2-x}Cu^{II}_{1+1/2x}Te_2\ \frac{2}{\infty\infty}$	3,98	6,12	7,5	3,75

Стр. Тип Cu_2Sb. Слоистая структура (рис. 72) с резкой дефектностью состава, что позволяет рассматривать его формулу как Cu_3Te_2 (Forman, Peacock, 1949) или лучше в виде $Cu^{I}_2Cu^{II}Te_2$ с некоторой все же вариацией количеств Cu^{I} и Cu^{II}. Атомы Cu^{I} окружены тетраэдрически атомами Te ($d = 2{,}72$), атомы Cu^{II} имеют пирамидальную координацию: четыре атома Te образуют квадрат ($d = 2{,}81$) и один атом Te находится в вершине пирамиды ($d = 2{,}64$). Последнее расстояние соответствует дистанции между слоями. Оно является наименьшим, но так как расстояния между атомами Cu^{II} в слоях довольно велики, прочность связи в этом направлении несколько меньше. Это обусловливает среднюю спайность по (001), относительно высокую твердость и хрупкость минерала.

Недостаточно изученные и сомнительные

Арсенотеллурит $As_2Te_2S_7$, *верлит* $Bi_{2+x}Te_{3-x}$, *грюнлингит* Bi_4TeS_3, *мутманит* Ag, Au) Te, *чикловаит* Bi_2Te (S, Se)$_2$.

Класс III. Сульфиды и селениды

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип II. Сульфиды и аналогичные соединения																	
2	Класс 3. Сульфиды и селениды															O 1		
3																S 174		
4		Ca 1			V 2		Mn 4	Fe 36	Co 14	Ni 22	Cu 53	Zn 5	Ga 1	Ge 5	As 37	Se 29		
5						Mo 3		Ru 1	Rh 1	Pd 3	Ag 32	Cd 3	In 2	Sn 11	Sb 43	Te 2		
6						W 1				Pt 2	Au 1	Hg 3	Tl 4	Pb 53	Bi 29			
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
23	73	3	1	2		11	12	9	38	10	17

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа троилита FeS
2. Группа галенита PbS
3. Группа хизлевудита Ni_3S_2
4. Группа куперита PtS
5. Группа цинковой обманки ZnS

Отдел Б. Сложные

1. Группа полидимита $(Co, Ni)(Co, Ni)_2S_4$
2. Группа шендита $Pb_2Ni_3S_2$
3. Группа гаухекорнита $Ni_9Bi_2S_8$
4. Группа пирротина $Fe^{II}_{1-x}Fe^{III}_{2/3x}S$
5. Группа пентландита $(Fe; Ni)_9S_8$
6. Группа кубанита $CuFeFeS_3$
7. Группа халькопирита — станнина $CuFeS_2 - Cu_2FeSnS_4$
8. Группа энаргита Cu_3AsS_4
9. Группа сульванита Cu_3VS_4
10. Группа германита $Cu_6Fe_2GeS_8$
11. Группа борнита Cu_5FeS_4
12. Группа умангита Cu_2CuSe_2
13. Группа дигенита Cu_8CuS_5
14. Группа юрлита $Cu^{I}_{1,92}Cu^{II}_{0,04}S$

Подкласс 2. Каркасные

Отдел А. Простые

1. Группа аргентита Ag_2S $^{3}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа тетраэдрита $Cu^{I}_4Cu^{II}_2(Sb, As)_4[Cu^{I}S_2]_6S$ $^{3}_{\infty}$

Подкласс 3. Субкоординационные

1. Группа плагионита $Pb_5Sb_8S_{17}$
2. Группа сарторита $PbAs_2S_4$
3. Группа врбаита $TlSbAs_2S_5$
4. Группа грейтонита $Pb_9As_4S_{15}$
5. Группа норданита $Pb_5As_2S_8$
6. Группа миаргирита $AgSbS_2$
7. Группа пруститa — ксантоконита Ag_3AsS_3
8. Группа стефанита Ag_5SbS_4
9. Группа полибазита $Ag_{16}(Sb, As)_2S_{11}$
10. Группа штромейерита $AgCuS$
11. Группа халькозина Cu_2S

Подкласс 4. Кольцевые

1. Группа реальгара As_4S_4

Подкласс 5. Островные

1. Группа пирита — марказита FeS_2
2. Группа кобальтина — арсенопирита $CoAsS$—$FeAsS$
3. Группа лаутита $CuAsS$

Подкласс 6. Цепные

Отдел А. Простые

1. Группа патронита $V(S_2)_2$ $^1_\infty$
2. Группа антимонита Sb_2S_3 $^1_\infty$
3. Группа кермезита Sb_2S_2O $^1_\infty$
4. Группа миллерита NiS $^1_\infty$
5. Группа киновари HgS $^1_\infty$

Отдел Б. Сложные

1. Группа павонита $AgBi_3S_5$ $^1_\infty$
2. Группа бертьерита $FeSb_2S_4$ $^1_\infty$
3. Группа цинкенита $PbSb_2S_4$ $^1_\infty$
4. Группа галеновисмутита $PbBi_2S_4$ $^1_\infty$
5. Группа джемсонита $Pb_4FeSb_6S_{14}$ $^1_\infty$
6. Группа козалита $Pb_2Bi_2S_5$ $^1_\infty$
7. Группа буланжерита $Pb_5Sb_4S_{11}$ $^1_\infty$
8. Группа гисенита $Pb_8Bi_6S_{17}$ $^1_\infty$
9. Группа рецбаньита $Pb_2Cu_2Bi_8S_{15}$ $^1_\infty$
10. Группа андорита $AgPbSb_3S_6$ $^1_\infty$
11. Группа витихенита Cu_3BiS_3 $^1_\infty$
12. Группа фрейеслебенита $AgPbSbS_3$ $^1_\infty$
13. Группа айкинита $CuPbBiS_3$ $^1_\infty$
14. Группа халькостибита $CuSbS_2$ $^1_\infty$
15. Группа лорандита $TlAsS_2$ $^1_\infty$
16. Группа самсонита $Ag_4MnSb_2S_6$ $^1_\infty$
17. Группа бетехтинита $Cu_{16}Pb_2Cu_5S_{15}$ $^1_\infty$

Подкласс 7. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа нитеселита $NiTeSe$ $^2_\infty$
2. Группа станисулита SnS_2 $^2_\infty$
3. Группа молибденита MoS_2 $^2_\infty$
4. Группа аурипигмента As_2S_3 $^2_\infty$
5. Группа парагуанахуатита Bi_4Se_5 $^2_\infty$
6. Группа герценбергита SnS $^2_\infty$
7. Группа гексахалькозина Cu_2S $^2_\infty$

Отдел Б. Сложные

1. Группа фемосулита $FeMo_5S_{11}$ $\frac{2}{\infty}$
2. Группа ливингстонита $HgSb_4S_2S_6$ $\frac{2}{\infty}$
3. Группа франкеита $Pb_5Sb_2Sn_3S_{14}$ $\frac{2}{\infty}$
4. Группа смайтита $FeFe_2S_4$ $\frac{2}{\infty}$
5. Группа нагиагита $Pb_5AuSbTe_3S_6$ $\frac{2}{\infty}$
6. Группа тиллита $PbSnS_2$ $\frac{2}{\infty}$
7. Группа штернбергита $AgFeFeS_3$ $\frac{2}{\infty}$
8. Группа ковеллина Cu_2CuS_2S $\frac{2}{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа троилита. Гекс. → тетр.

Подгруппа джайпурита. Гекс. $D^4_{6h} - P6_3/mmc$, $Z = 2(12)$.

	a	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Джайпурит CoS	3,38	5,15	2,33	6,0	(5,0)
Троилит FeS	5,96	11,76	2,45	4,8	4—4,25
Фребольдит CoSe	3,61	5,28	2,45	(7,7)	(4,75)
Ашавалит FeSe	3,62	5,88	2,55	(6,7)	4,5

Стр. Тип никелина, КЧ = 6/6 (см. рис. 9). Для троилита характерна сверхструктура FeS, где $a = 3{,}44\sqrt{3}$ и $c = 5{,}88 \cdot 2$ (Carpenter, Desborough, 1964).

Хим. Изучены недостаточно в химическом и физическом отношении. Троилит, по-видимому, довольно широко распространен в сульфидных месторождениях (Корнилов, Денисов, 1959; Зленко, 1965).

Подгруппа макинонита. Тетр. $D^7_{4h} - P4/nmm$, $Z = 2$.

	a	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Макинонит FeS	3,68	5,03	—	(4,3)	4,25

Стр. Структура не изучена.

Хим. Анализ не вполне точен. Установлены примеси Ni (8%) и Co (0,4%). Отмечается некоторый избыток атомов Fe по отношению к атомам S (Kouvo, Vuorelainen, Long, 1963).

Физ. Встречен в мелких изометрических или толстотаблитчатых индивидах с совершенной спайностью по базису.

2. Группа галенита. Куб. $O^5_h - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	*d*	Пл.	Тв.
Алабандин MnS	5,23	2,61	4,1	4
Галенит Pb(Se, S)	6,12—5,94	3,07—2,96	8,3—7,6	2,75—3
Ольдгамит CaS	5,70	2,84	2,6	(3,75)

Стр. Тип галита, КЧ = 6/6 (рис. 8).

Хим. В составе алабандина отмечаются изоморфные примеси Fe и Mg (2—3%). Состав галенита изменяется непрерывно от чистого PbS до PbSe (Coleman, 1959), так что существует два подвида — *сульфогаленит* и *селеногаленит*. Сульфогаленит в большинстве месторождений представлен почти совершенно бесселенистыми разновидностями, и только в редких районах с высокой концентрацией Se наряду с селеногаленитом обнаруживаются разновидности сульфогаленита с различным содержанием Se.

Устанавливаемые в галените примеси Ag, Zn, Cd, Sn, In, Tl и др. относятся к механическим. Возможно гетеровалентное изоморфное замещение 2Pb на AgSb или AgBi, но, по-видимому (для гидротермальных условий), в очень ограниченной степени. Существование ольдгамита в земных условиях сомнительно.

Разновидности: Fe-алабандин.

3. Группа хизлевудита. Триг. (псевдокуб.), $D_3^7 - R32$, $Z = 3$.

		a_h	c_h	d	Пл.	Тв.
Хизлевудит	Ni_3S_2	5,74	7,14	2,28	5,9	4

Стр. Структура весьма своеобразна (рис. 73), причем атомы Ni обладают КЧ = 4, а S КЧ = 6, что приводит к необычной формуле, характерной для антиструктур.

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Индивиды изометрического облика со спайностью по ромбоэдру и базису.

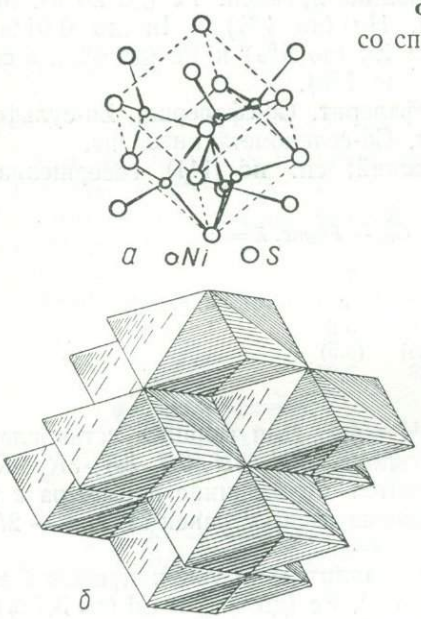


Рис. 73. Структура хизлевудита:
а — координация атомов Ni и S; *б* — ромбоэдры SNi_6, связанные общими гранями.

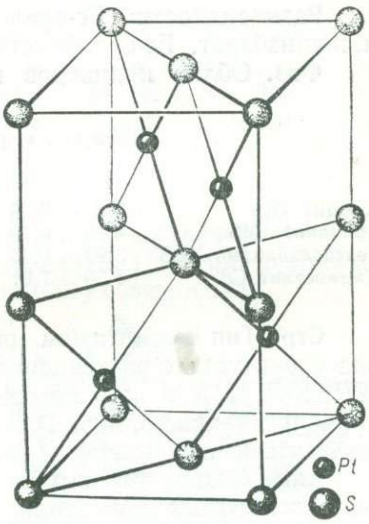


Рис. 74. Структура куперита.

4. Группа куперита. Тетр.

		Пр. гр.	a	c	Z	d	Пл.	Тв.
Высоцкит	PdS	$C_{4h}^2 - P4_2/m$ или $C_4^3 - P4_2$	6,37	6,54	8	2,33	(16,4)	5
Брэгит	(Pt; Pd)S	$C_{4h}^2 - P4_2/m$ или $C_4^3 - P4_2$	6,38	6,59	8	—	8,9	(5)
Куперит	PtS	$D_{4h}^9 - P4_2/mmc$	10,39	6,15	18	2,32	10,2	5

Стр. Структуры куперита и высоцкита близки между собой. В куперите атомы Pt имеют плоскую, почти квадратную координацию dsp^2, а атомы S окружены по тетрагональному тетраэдру (рис. 74).

Хим. Состав куперита изменяется незначительно; отмечаются примеси Pd (до 4%). Состав брэгита идеализирован: Pt > Pd(+Ni), но, видимо, непостоянен. В высоцките Pd замещается Ni (до 14%) и Pt (до 6%).

Разновидности: Ni-высоцкит, Pt-высоцкит.

5. Группа цинковой обманки. Куб. → гекс.

Подгруппа сфалерита. Куб. $T_d^2 - F\bar{4}3m$, $Z = 4$.

	a	*d*	Пл.	Тв.
Сфалерит ZnS	5,40	2,34	4,1	4,0
Холиит CdS	5,82	2,52	(4,9)	(3,5)
Метацинабарит Hg(Se, S)	6,08—5,86	2,63—2,53	8,3—7,7	3,25—3,5
Штилеит ZnSe	5,67	2,45	5,3	3,75

Стр. Тип сфалерита (см. рис. 11), КЧ = 4/4.

Хим. Состав мин. видов изменяется в различных пределах в результате изо- и гетеровалентного изоморфного замещения видообразующих элементов. В метацинабарите из месторождения Марисвейл (Юта, США) между S и Se установлен непрерывный изоморфизм (Bethke, 1956), что позволяет выделить два подвида — *сульфометацинабарит* и *селенометацинабарит*. В сфалерите известны следующие примеси: Fe (до 26%), Mn (до 5,81%), Cd (до 4%), Tl (до 1%), Hg (до 1%) и In (до 0,01%). В сульфометацинабарите Hg замещается Zn (до 5%) и Fe (до 6%); в селенометацинабарите Hg замещается Cd (до 1%).

Разновидности: Fe-сфалерит, Mn-сфалерит, Cd-сфалерит, Zn-сульфометацинабарит, Fe-сульфометацинабарит, Cd-селенометацинабарит.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. по (111) совершенная

Подгруппа вюрцита. Гекс. $C_{6v}^4 - P6_3mc$, $Z = 2$.

	a	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Вюрцит ZnS	3,85	6,29	2 35	4,1	4
Гринокит CdS	4,15	6,73	2,53	4,9	3,5
Гексаалабандин MnS	3,99	6,44	2,42	(3,3)	(3,5)
Кадмоселит CdSe	4,30	7,01	2,63	5,8	3,25

Стр. Тип вюрцита (см. рис. 12), КЧ = 4/4. Для вюрцита установлен ряд структурных разновидностей (политипов) — 2*H*, 4*H*, 6*H*, 8*H*, 3*R*, 9*R*, 12*R*, 15*R*, 21*R* и др., которые различаются по величине параметра *c* и морфологии кристаллов. В природе наиболее распространен вюрцит — 2*H* (охарактеризован выше).

Хим. Состав вюрцита изменяется в сравнительно узких пределах за счет изоморфных замещений Mn (до 13,6%), Fe (до 6%) и Cd (до 3,7%). В гриноките до 58% Cd замещается Zn (Hurlbut, 1957). В кадмоселите Se замещается S на 16% (Бурьянова, 1960).

Разновидности: Mn-вюрцит, Fe-вюрцит, Cd-вюрцит, Zn-гринокит, S-кадмоселит.

Отдел Б. Сложные

1. Группа полидимита. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.
Полидимит (Co, Ni)(Co, Ni)$_2$S$_4$	9,42	4,8	5—5,5
Карролит $CuCo_2S_4$	9,45	4,8	(5,25)
Виоларит $FeNi_2S_4$	9,53	4,7	5,25
Мельниковит $FeFe_2S_4$	9,92	4,1	5,0
Ферринсулит $FeIn_2S_4$ (индит)	10,62	(4,6)	4,75
Тиррелит $CuCo_2Se_4$	10,01	(6,6)	4,0
Борнхардтит $CoCo_2Se_4$	~10,20	6,6	(4,5)
Трюстедтит $NiNi_2Se_4$	9,94	6,6	(4,0)

	a	*c*		
Нигесулит Ni_2GeS_4	6,70	9,53	—	3,5—4

Стр. Тип шпинели (рис. 104); КЧ атомов металлов равны 4 и 6. Распределение их по октаэдрическим и тетраэдрическим позициям выяснено недостаточно и поэтому неизвестно, к нормальному или обращенному типу они относятся. Тетрагональный нигесулит отнесен сюда условно (по сходству дебаеграмм) (Strunz, 1959). Межатомные расстояния в мельниковите: Fe—S_4=2,15; Fe—S_6 = 2,47 (Skinner, Erd, Grimaldi, 1964).

Хим. Состав полидимита изменяется на основе совершенного изоморфизма Ni—Co непрерывно; выделяются два подвида: *кобальтполидимит* и *никельполидимит*. Ni и Co частично замещаются Fe. В карролите Co замещается Ni (до 6%). В полидимите S замещается Se (до 10%). Борнхардтит, тиррелит и нигесулит не изучены. В трюстедтите отмечается примесь Co (до 6%). Мельниковит обладает иногда дефектной структурой за счет окисления части Fe^{II} (Полушкина и Сидоренко, 1963).

Физ. Сп. по (100) несовершенная.

2. Группа шендита. Триг.→ ромб.

	Пр. гр.	a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Шендит $Pb_2Ni_3S_2$	$D^5_{3d} - R\bar{3}m$	5,58	60°	11,15	13,66	4;12	8,9	4
		a		b	c			
Паркерит $Ni_3Bi_2S_2$	$C^1_{2v} - Pmm2$	4,03		5,53	5,73	— 1	8,5	3,5

Стр. В структуре шендита (рис. 75) имеется два сорта атомов Pb: с КЧ 6Ni и 6Ni + 2S; КЧ Ni = $2Pb_I + 2Pb_{II}$ + 2S; КЧ S = 3Ni + Pb. Межатомные расстояния близки к стандартным: Pb—S = 2,94; Ni—S = = 2,28: Ni—Pb = 2,78 (Peacock, McAndrew, 1950). Структура паркерита не изучена.

Хим. Состав минералов изменяется незначительно.

Физ. Шендит изометрический; сп. по ромбоэдру средняя. Паркерит таблитчатый; сп. по (001) совершенная.

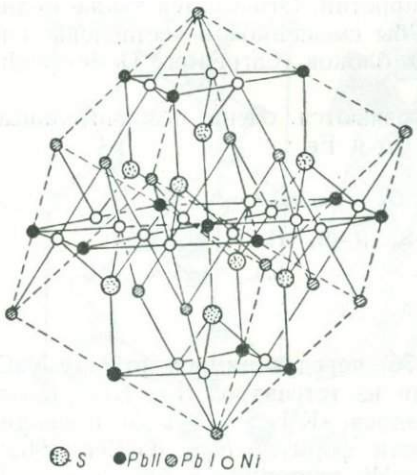


Рис. 75. Структура шендита.

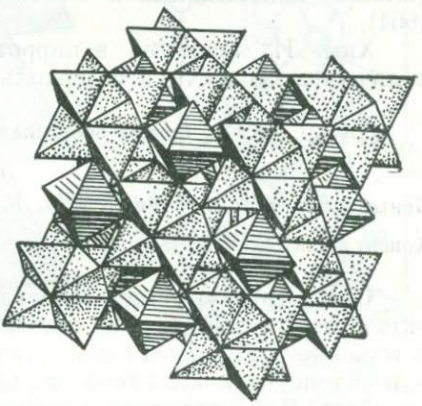


Рис. 76. Структура пентландита; характерно сочетание тетраэдрических групп с октаэдрами.

3. Группа гаухекорнита. Тетр. $D^1_{2d} - P\bar{4}2m(?)$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Гаухекорнит $Ni_9Bi_2S_8$	7,35	5,40	6,8	5,5

Стр. Структура не изучена.

Хим. Bi изоморфно замещается Sb (до 6,2%). Установлены также незначительные примеси Fe, Co, Cu и As.

Физ. Облик индивидов от толстотаблитчатого до изометрического. Сп. не обнаружена.

4. Группа пирротина. Гекс.→мон.

Подгруппа пирротина. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

		a	c	d	Пл.	Тв.
Пирротин	$Fe^{II}_{1-x}Fe^{III}_{2/3x}S$	3,44	5,69	~2,45	4,6—4,7	4,5
Седерхольмит	$Ni^{II}_{1-x}Ni^{III}_{2/3x}Se$	3,65	5,34	~2,50	7,0—7,1	~4

Подгруппа клинопирротина. Пр. гр. не опр.

		a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Клинопирротин	$Fe^{II}_{1-x}Fe^{III}_{2/3x}S$	5,93	3,43	5,68	89° 56′	4	4,6	(4)
Клиноседерхольмит (вилкманит)	$Ni^{II}_{1-x}Ni^{III}_{2/3x}Se$	6,22	3,63	10,52	90° 32′	6	7,0	(3,75)

Стр. Подгруппа пирротина относится к типу никелина (рис. 9); КЧ = 6. Структура дефектная. Дефицит x атомов Fe^{II} (или Ni^{II}) обусловлен переходом $2/3x$ атомов $Fe^{II}(Ni^{II})$ в $Fe^{III}(Ni^{III})$ и возникновением $1/3x$ вакантных октаэдрических пустот. С увеличением x существенно изменяется лишь параметр c (Елисеев, Денисов, 1957). По-видимому, для большинства пирротинов характерна сверхструктура, как и для троилита (Белов, 1953), с параметрами $a = 6{,}00 - 5{,}94$; $c = 11{,}56 - 11{,}36$ (Зленко, 1965). Для клинопирротина приводятся также и другие параметры (Bertaut, 1952, 1953), которые соответствуют сверхячейке. Соотношение $Fe^{II} : Fe^{III}$ в пирротине изменчиво, пределом его, очевидно, является максимально допустимый дефицит в позициях атомов Fe, достигаемый при значении $x \approx 0{,}67$; однако, вероятно, еще до этого предела происходит переход в моноклинную форму — клинопирротин. Отмечаются также индивиды, структура которых является как бы смешенной и составлена, видимо, из моноклинных и гексагональных блоков (Carpenter, Desborough, 1964).

Хим. Из примесей в пирротине отмечаются очень незначительные количества Co и Ni, в седерхольмите — Co и Fe.

5. Группа пентландита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

		a	R—S_6	R—S_4	Пл.	Тв.
Пентландит	$(Fe; Ni)^{[6]}(Fe; Ni)_8^{[4]}S_8$	10,17	—	—	5,0	4,25
Копентландит	$Co^{[6]}Co_8^{[4]}S_8$	9,93	2,39	2,19	—	(4,5)

Стр. Структура представлена (рис. 76) чередующимися по типу NaCl октаэдрами и звездчатыми восьмерниками из тетраэдров $(Fe, Ni)S_4$ (соответственно CoS_4). Сочетание этих полиэдров (КЧ S = 4 и 5) приводит к псевдонеуравновешенной по валентности формуле R_9S_8 (Geller, 1962).

Хим. В пентландите отношение Fe : Ni постоянно и близко к 1 : 1, но почти всегда в нем содержится заметное количество Co (достигающее иногда 15%). В копентландите из Варислахти (Финляндия) содержание Co составляет 49,3%, а Ni и Fe — 9,1 и 10,3%. Новые анализы пентландитов показывают наличие индивидов промежуточного состава (Knop, Ibrahim, Sutarno, 1965).

Разновидности: Co-пентландит, Ni-копентландит.

6. Группа кубанита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pcmn$, $Z = 4$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Кубанит	$CuFeFeS_3$	6,46	11,12	6,23	4,0	4
Аргентопирит	$AgFeFeS_3$	6,64	11,47	6,45	4,3	3,75

Стр. Структура кубанита изучена не вполне детально (Azaroff, Buerger, 1955). Атомы Fe и Cu находятся в четверной координации; средние d составляют: $Cu—S_4 = 2{,}31$; $Fe—S_4 = 2{,}27$. Последняя цифра свидетельствует о том, что Fe выступает в двух валентностях. Пр. гр. аргентопирита $D_{2h}^{13} — Pmmn$.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Кристаллические индивиды изометрического облика. У кубанита отдельность по (001).

7. Группа халькопирита — станнина

Подгруппа халькопирита. Тетр. $D_{2d}^{12} — I\bar{4}2d$, $Z = 4$.

	a	c	Пл.	Тв.
Халькопирит $CuFeS_2$	5,25	10,32	4,3	3,75—4
Галлит $CuGaS_2$	5,35	10,48	4,4	(4)
Рокезит $CuInS_2$	5,52	11,05	(4,8)	4 (?)

Стр. Структура минералов может быть выведена из структуры сфалерита путем закономерной замены атомов Zn попеременно на атомы Cu и Fe(Ga, In) с чередованием тетраэдров последних по закону четверной зеркально-поворотной оси, что приводит к удвоению параметра c (рис. 77). В халькопирите межатомные расстояния составляют: $Cu—S = 2{,}32$; $Fe—S = 2{,}20$ (Pauling, Brockway, 1932), что свидетельствует об одновалентности меди и трехвалентности железа в минерале.

Хим. Состав практически неизменен.

Физ. Облик кристаллов халькопирита близок к изометрическому. Сп. по (112) и (101) несовершенная.

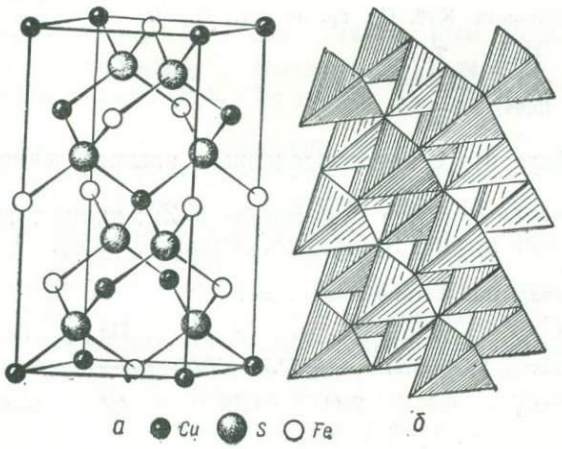


Рис. 77. Структура халькопирита:
а — в шариковом, *б* — в полиэдрическом изображении.

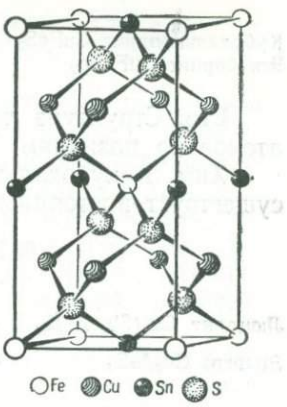


Рис. 78. Структура станнина.

Подгруппа станнина. Тетр. $D_{2d}^{11} — I\bar{4}2m$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Бриартит $Cu_2(Fe, Zn)GeS_4$	5,32	10,51	(4,4)	(4,5)
Кёстерит Cu_2ZnSnS_4	5,43	10,86	4,6	4,5
Станнин Cu_2FeSnS_4	5,47	10,75	4,4	4—4,25

Стр. Структура минералов тождественна структуре халькопирита, в которой позиции Cu и Fe распределяются закономерно между Cu, Fe(Zn) и Sn(Ge) (рис. 78). Межатомные расстояния в станнине: $Sn—S =$

= 2,43; Cu—S = 2,31; Fe—S = 2,36 (Brockway, 1934). При нагревании станнин теряет упорядоченность расположения атомов и переходит в кубический *изостаннин* ($a = 10{,}35$).

Хим. В бриартите наблюдается совершенный изоморфизм между Fe и Zn (Francotte, Moreau и др.), благодаря чему выделяются два подвида — *ферробриартит* и *цинкобриартит*. Состав кёстерита и станнина изменяется в узких пределах за счет ограниченного изоморфизма тех же элементов. Содержание Zn в станнине достигает 4,2%, а в кёстерите отмечается до 3% Fe.

Разновидности: Fe-кёстерит, Zn-станнин.

Физ. Облик кристаллов близок к изометрическому. Сп. по (110) и (001) несовершенная.

Подгруппа гексастаннина. Гекс.

	Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Гексастаннин $Cu_3FeFeSnS_6$	Не уст.	3,84	12,6	2	4,4	(4)
Идаит Cu_5FeS_6	$D_{6h}^?$	3,90	16,95	1	4,2	3,75—4

Стр. Строение не изучено. Вероятно, обладают структурой, близкой к структуре вюрцита с упорядоченным (?) распределением атомов. Гексастаннин обычно распадается на халькопирит и станнин (Ramdohr, 1960). Идаит по пластинчатому облику индивидов и близости параметров относят к группе ковеллина, что не вполне оправдано, так как его твердость, определенная микротвердометрами, значительно выше, чем у ковеллина, и близка к 4. Параметры решетки синтетического $Cu_{5,5}FeS_{6,5}$ равны: $a = 3{,}78$ и $c = 11{,}18$ (Jund, 1963).

Подгруппа кубохалькопирита. Куб. Пр. гр. не уст., $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.
Кубохалькопирит $CuFeS_2$	5,28	(4,15)	3,5—4
Эскеборнит $CuFeSe_2$	5,53	(5,44)	3—3,5

Стр. Структура типа сфалерита с неупорядоченным распределением атомов по позициям.

Хим. В кубохалькопирите отмечаются примеси Ni и Zn; кроме того, существует постоянный дефицит атомов S (Будько, Кулагов, 1963).

8. Группа энаргита. Тетр.→ромб., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Люцонит $Cu_3(Sb, As)S_4$	$D_{2d}^{11} - I\bar{4}2m$	5,38—5,27	—	10,76—10,39	4,7—4,5	4—4,5
Энаргит Cu_3AsS_4	$C_{2v}^7 - Pnm2_1$	6,47	7,44	6,19	4,4	4—4,5

Стр. Люцонит изоструктурен со станнином: Cu занимает места Cu + + Sn, а (As, Sb) — место Fe (Gaines, 1957). Структура энаргита близка к структуре вюрцита, в которой $^1/_4$ атомов Zn «замещена» атомами As, а $^3/_4$ атомов Zn — атомами Cu, что снижает его симметрию. Межатомные расстояния в энаргите: Cu—S_4 = 2,32; As—S_4 = 2,21(2) и 2,24(2) (Pauling, Weinbaum, 1934).

Хим. Изоморфизм между As и Sb в тетрагональной модификации совершенный, что позволяет два старых минеральных вида люцонит и фаматинит объединить в один — *люцонит* с двумя подвидами — *арсенолюцонитом* и *стибиолюцонитом*. Отмечается изоморфная примесь Sn (до 2,5%) и Bi (до 2%). В энаргите As замещается на Sb ограниченно (до 6%) и Sn (до 10%), а Cu — на Fe (до 3%).

Разновидности: Sn-люцонит; Sb-энаргит, Fe-энаргит, Sn-энаргит.

Физ. Кристаллические индивиды изометрические или толстотаблитчатые (энаргит). Сп. люцонита по (101) несовершенная, энаргита по (110) совершенная, по (100) и (010) средняя.

9. Группа сульванита. Куб. $T_d^1 - P\bar{4}3m$, $Z = 1$.

		a	Пл.	Тв.
Сульванит	$Cu_3(V, As)S_4$	5,38—5,26	3,9—4,2	3,75—(4,25)

Стр. Близок по структуре к сфалериту, но имеет характерное отличие в расположении тетраэдров CuS_4 и $(V, As)S_4$. Последние расположены в вершинах примитивного элементарного куба (Михеев, 1941) и ориентированы противоположно тетраэдрам CuS_4. Каждый (V, As)-тетраэдр по шести своим ребрам соприкасается с Cu-тетраэдрами.

Хим. После обнаружения кубического Cu_3AsS_4 (бывший лазаревичит) изоморфный ряд Cu_3AsS_4 и Cu_3VS_4 полностью завершился, что позволило выделить новый минеральный вид с совершенным изоморфизмом As—V, разделяющийся на два подвида: *ванадиосульванит* и *арсеносульванит*. Cu частично замещается Zn (до 2%). К арсеносульваниту с изоморфной примесью Sn (до 6,7%) и Fe (до 3,6%) принадлежит, вероятно, колусит, который следует отнести к Sn-арсеносульваниту.

Физ. Сп. по (100) совершенная.

10. Группа германита. Куб.→тетр.

		Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Германит	$Cu_6Fe_2GeS_8$	$T_d^3 - I\bar{4}3m$	10,58	—	4	4,6	4,5—5
Реньерит	$Cu_6Fe_2GeS_8$	$D_{2d}^1 - P\bar{4}2m$	10,60	10,53	4	4,5	4,5—5
Мосонит	$Cu_6Fe_2SnS_8$	Псевдокуб.	10,74	—	4	(4,8)	3,75—4,25
Аргиродит	$Ag_8(Sn, Ge)S_6$	Не уст.	6,74	—	1	6,2—5,6	3—4

Стр. Строение минералов не изучено. Вероятно, близки по структуре к станнину. Реньерит очень мало отличается по параметрам от кубического. Их различие, возможно, связано лишь со степенью упорядоченности расположения атомов (в результате иного отношения Fe : Ge). Мосонит, должно быть, Sn-аналог германита, хотя для него указывается маловероятная формула $Cu_7Fe_2SnS_{10}$ (Markham, Lawrence, 1965). Аргиродит отнесен к этой группе по свойствам и морфологии. Хиллер (Hiller, 1940) нашел для него ромбическую ячейку ($a = 14{,}96$; $b = 12{,}24$; $c = 6{,}82$).

Хим. В германите и реньерите Cu замещается Zn (до 4%), Ge—Fe^{III} (до 7%) и As (до 5%), а Fe^{III}—Ga (до 1,99%). В аргиродите существует совершенный изоморфизм между Sn и Ge, что позволяет выделить новый минеральный вид с подвидами — *станноаргиродитом* и *германиоаргиродитом*. Изоморфные примеси других элементов не превышают 1%.

Разновидности: Zn-германит, Zn-реньерит, As-германит, As-реньерит, Ga-германит.

Физ. Облик кристаллических индивидов изометрический. Кристаллы реньерита и аргиродита имеют октаэдрический и додекаэдрический габитус. Сп. нет.

11. Группа борнита. Тетр.→триг.

		Пр. гр.	a_{rh}	α	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Борнит	Cu_5FeS_4	$D_{2d}^4 - P\bar{4}2_1c$	—	—	10,94	21,88	16	5,1	3—3,25
Тригоборнит	Cu_5FeS_4	$C_{3v}^5 - R3m$	6,70	33° 32′	—	—	1/2	—	(3)

Стр. Структуры обоих минералов являются производными от высокотемпературной (>228° С) кубической формы, обладающей дефектной антифлюоритовой структурой. Тригоборнит метастабильный и постепенно переходит в борнит. Атомы Cu и Fe находятся в тетраэдрической координации, причем 18 атомов Cu+Fe распределяются статистически по 24 позициям (Morimoto, 1964). Дефектность структуры, по-видимому, несколько возрастает в результате окисления части Cu^{I} до Cu^{II}. Межатомные расстояния: $Cu—S_4 \approx 2{,}27$; $Fe—S_4 \approx 2{,}20$.

Хим. В связи с дефектностью структуры борнита наблюдаются широкие колебания в составе (Cu — 52—65%, Fe — 8—18% и S — 20—27%). Примеси остальных элементов незначительны; содержание Pb достигает 7%.

Разновидности: Pb-борнит.

Физ. Кристаллы кубического и додекаэдрического габитуса.

12. Группа умангита. Тетр. $D_{2d}^3 - P\bar{4}2_1m$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Умангит $Cu^{I}_{2-x}Cu^{II}_{1+1/2x}Se_2$	4,27	6,40	6,8	3,5

Стр. Структура субслоистая по (001), искаженная антифлюоритоподобная, дефектная (Morimoto, Koto, 1966).

Хим. Состав изучен слабо; соотношение Cu : Se заметно варьирует.

Физ. Сп. по призме и пинакоиду несовершенная.

13. Группа дигенита. Куб.→триг.

	Пр. гр.	a	a_{rh}	α	Z	Пл.	Тв.
Дигенит $Cu^{I}_8Cu^{II}S_5$	$O_h^7 - Fd3m$ (?)	27,85	—	—	102	5,7	3—3,5
Тригодигенит $Cu^{I}_8Cu^{II}S_5$	$D_{3d}^5 - R\bar{3}m$	—	16,16	13°56′	1	(5,7)	(3—3,5)
Берцелианит $Cu^{I}_{2-x}Cu^{II}_{1/2x}Se$	$O_h^7 - Fd3m$	5,74	—	—	4	7,0	2,5

Стр. Сложная структура, в которой атомы Cu^{II} имеют искаженную октаэдрическую координацию (?), а атомы Cu^{I} находятся в тройной и тетраэдрической координации (Donnay, Donnay, Kullerud, 1958; Morimoto, Kullerud, 1963). Расстояния Cu—S находятся в пределах от 2,26 (КЧ = 3) до 2,77 (КЧ = 6). Октаэдрические кристаллы являются псевдокубическими и представлены сложными двойниками, состоящими из четырех ромбоэдрических индивидов. При 73° С обратимо переходит в кубическую форму ($O_h^5 - Fm3m$, $a = 5{,}57$). Тригодигенит метастабилен и постепенно переходит в дигенит. Структура берцелианита не изучена; возможно, близка к антифлюоритовой (как у высокотемпературного дигенита), дефектная.

Хим. Состав дигенита довольно постоянен. Для берцелианита величина $x = 0{,}15$—$0{,}20$; в нем Cu изоморфно замещается Ag (до 8,5%).

14. Группа юрлита. Ромб. Пр. гр. не опр.

	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Юрлит $Cu^{I}_{1,92}Cu^{II}_{0,04}S$	—	—	—	—	(5,8)	(3)

Стр. Изучена структура синтетической тетрагональной ($D_4^8 - P4_32_12$) модификации $Cu^{I}_{1,92}Cu^{II}_{0,04}S$, в которой центры атомов Cu расположены по закону плотнейшей кубической упаковки (расстояние S—S = 3,99). Атомы Cu занимают 1/4 треугольных пустот, окруженных тетраэдрическими пустотами, в направлении центра которых атомы Cu слегка смещены.

Каждый атом S окружен шестью атомами Cu, расположенными в вершинах искаженной тригональной призмы ($d_{ср}$ S—Cu_6 = 2,31), а каждый атом Cu — тремя атомами S (Janosi, 1964). Надо полагать, что в юрлите эта структура имеет лишь небольшое ромбическое искажение. Инверсия происходит при 86° (Kullerud, 1964).

Хим. Изучен недостаточно. Восемь сотых атомов Cu^{I} замещены на Cu^{II}.

Подкласс 2. Каркасные

Отдел А. Простые

1. Группа аргентита. Куб. (псевдотетр.) → тетр.

	Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Аргентит Ag_2S ♂	O_h^9 — *Im*3*m*	4,89	—	2	7,0	(2,5—3)
Науманит Ag_2Se ♂	O_h^9 — *Im*3*m*	4,99	—	2	7,6	(2,5)
Круксит Cu_2Se ♂	D_{4h}^{17} — 14/*mmm*	10,40	3,93	8	7,1	2,5—3

Стр. Тип куприта (рис. 110); КЧ Ag = 2. Устойчивы при повышенной температуре: аргентит > 176° С, науманит > 128° С. Природные индивиды представляют собой главным образом параморфозы низкотемпературных минеральных видов акантита и ортонауманита по высокотемпературным. Структура круксита неизвестна. От берцелианита существенно отличен.

Хим. Состав аргентита изменяется из-за изоморфной примеси Cu (до 1,5%) и Se (до 14%); изменения состава науманита не изучены. В круксите около $^1/_6$ Cu замещено на Tl и Ag.

Отдел Б. Сложные

1. Группа тетраэдрита. Куб. $T_d^3 - I\bar{4}3m$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.
Тетраэдрит $Cu_4^{I}Cu_2^{II}(Sb, As)_4[Cu^{I}S_2]_6S$ ♂	10,34—10,21	5,0—4,5	4,25—4,5

Стр. Обладает каркасной структурой (рис. 27), в которой вязь представлена тетраэдрами $Cu^{I}S_4$. В крупных полостях, имеющих форму усеченного тетраэдра (лавесовского полиэдра), размещаются 4 атома As(Sb) в тройной пирамидальной координации и 4 атома Cu^{I} и 2 атома Cu^{II} в тройной плоской координации, а также атом S^{II} в центре этой полости (рис. 28). Межатомные расстояния в стибиотетраэдрите следующие: Cu^{I}—S_4 = 2,34; $Cu^{I, II}$—S_3 = 2,27(2) и 2,23; Sb—S_3 = 2,45 (Wuensch, 1964); в арсенотетраэдрите: Cu^{I}—S_4 = 2,34; $Cu^{I, II}$—S_3 = 2,26(2) и 2,20; As—S_3 = = 2,25 (Wuensch, Takeuchi, Nowacki, 1965).

Хим. Непрерывный изоморфизм между As и Sb позволяет говорить о новом совершенно изоморфном минеральном виде — тетраэдрите с двумя подвидами — *арсенотетраэдритом* и *стибиотетраэдритом*. Кроме того, существует ограниченное изоморфное замещение Cu^{I} (только в четверной координации) — Ag, Fe, Ni, Zn, Hg и Sn.

Разновидности: Ag-арсенотетраэдрит (до 13,65% Ag), Ag-стибиотетраэдрит (до 17% Ag), Ag, Zn-арсенотетраэдрит; Fe-арсенотетраэдрит (до 10,9% Fe) и Fe-стибиотетраэдрит (до 9% Fe); Zn-арсенотетраэдрит (до 9% Zn) и Zn-стибиотетраэдрит (до 9,26% Zn); Ni-стибиотетраэдрит (до 7,55% Ni); Sn-стибиотетраэдрит (3,21% Sn); Hg-стибиотетраэдрит (12,65% Hg). Атомы As и Sb замещаются Bi, а атомы S — Se и Te.

Соответствующие разновидности: Bi-арсенотетраэдрит (с 13% Bi) и Bi-стибиотетраэдрит (до 4,55% Bi); Te-стибиотетраэдрит.

Физ. Индивиды изометрического облика. Сп. отсутствует.

Подкласс 3. Субкоординационные

К этому подклассу отнесены главным образом сложные сульфиды, в структуре которых сочетаются цепные и слоистые мотивы атомов, ориентированные в разных направлениях и взаимно уравновешивающие прочность связей (например, в пираргирите и штромейерите) во взаимно перпендикулярных направлениях. Это проявляется в их изометрическом облике. Вероятно, в части структур имеются не бесконечные, а разорванные цепи (например, у ратита, дюфренуазита), направление которых не совпадает с основными направлениями симметрии кристаллов. Структуры многих из отнесенных сюда минеральных видов не изучены, так же как не вполне точен и химический состав.

1. Группа плагионита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Фюлёпит $Pb_3Sb_8S_{15}$	13,39	11,69	16,90	94° 42′	5,2	3,5
Плагионит $Pb_5Sb_8S_{17}$	13,47	11,83	19,98	107° 11′	5,6	3—3,5
Гетероморфит $Pb_7Sb_8S_{19}$	11,95	8,33	14,21	106° 30′	5,7	3

Стр. Структура не изучена. Параметры ячейки гетероморфита не увязаны с точным химическим составом минерала.

Физ. Облик кристаллических индивидов изометрический или толстотаблитчатый.

2. Группа сарторита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $C_{2h}^2 - P2_1/m$.

	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Сарторит $PbAs_2S_4$	19,62	7,89	4,19	90°	4	5,1	3,5
Баумгауерит $Pb_3As_4S_9$	22,78	8,33	7,90	97° 24′	4	5,3	3,5
Ратит-I $Pb_3As_5S_{10}$	25,16	7,94	8,47	100° 30′	4	5,3	3,5
Ратит-II $Pb_9As_{13}S_{28}$	8,43	70,9	7,91	90°	2	—	3,5
Дюфренуазит $Pb_2As_2S_5$	7,90	25,74	8,37	90° 20′	8	5,5	3,5
Ливэйнгит $Pb_5As_8S_{17}$	—	—	—	90° 14′	—	5,3	3,5

Стр. Структура минералов данной группы изучалась Ле Биган (Le Bihan, 1962) и Новацким (Nowacki, 1963). Ле Биган нашла бесконечные цепочки As—S, тянущиеся вдоль оси c. Новацкий утверждает, что цепочки имеют конечную длину (состоят из четырех звеньев $As—S_3$) и не параллельны оси c. Атомы свинца находятся в 7-й и 9-й координации. Средние межатомные расстояния в сарторите: $Pb—S_9 = 3{,}19$; $As—S_3 = 2{,}48$ (Iitaka, Nowacki, 1964).

Хим. Состав довольно постоянен. В ратите-I отмечается замещение As—Sb (до 5%) и Pb—Tl (Nowacki, 1963).

Физ. Облик индивидов изометрический; кристаллы короткопризматические или таблитчатые.

3. Группа врбаита. Ромб.→ трик.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Врбаит $TlSbAs_2S_5$	$D_{2h}^{18} - Cmca$	13,88	23,37	11,25	21	5,3	3,75
Хатчинсонит $TlPbAs_5S_9$	$D_{2h}^{15} - Pbca$	10,81	35,36	8,16	8	4,6	2,0
Хатчит $TlPbAs_3S_6$ (?)	Не опр.	9,27	7,81	8,01	—	—	—

$\alpha = 66° 37′$ $\beta = 63° 27′$ $\gamma = 85° 06′$

Стр. Изучена структура хатчинсонита, которая представлена двумя типами блоков, вытянутых вдоль (010). Один тип блоков состоит из спиральных цепочек As_4S_8, направленных по оси *c* и связанных пирамидами AsS_3 в слои, параллельные (010). Второй тип блоков состоит из атомов Tl и Pb в семерной координации (расположенных статистически) и групп As_2S_5, напоминающих в целом искаженную структуру типа PbS. Блоки связаны друг с другом атомами Tl(Pb) и As. Средние межатомные расстояния: $Tl(Pb)—S_7 = 3{,}29$; $Pb(Tl)—S_7 = 3{,}05$; $As—S_3 = 2{,}26—2{,}30$ (Takeuchi, Ghose, Nowacki, 1965).

Хим. Состав довольно постоянен. Для хатчинсонита отмечается изоморфная примесь Ag (до 9%), новая формула по данным Nowacki (1963).

Физ. Облик индивидов изометрический: кристаллы короткопризматические. Сп. хатчинсонита по (010) совершенная.

4. Группа грейтонита. Триг. $C_{3v}^5 — R3m$, $Z = 1$; 3.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Грейтонит $Pb_9As_4S_{15}$	10,56	114° 05′	17,73	7,85	6,2	3

Стр. Элементарная ячейка выводится из ячейки галенита сжатием ее по телесной диагонали. Структура состоит из связанных друг с другом тригональных пирамид AsS_3, сильно искаженных октаэдров PbS_6 и еще более искаженных пятивершинников PbS_5, в которых явно намечаются пирамидальные PbS_3-группы (Rösch, 1963). Средние межатомные расстояния: $Pb—S_6 = 3{,}07$; $Pb—S_5 = 2{,}67$; $As—S_3 = 2{,}39$.

Хим. Состав постоянен, As замещается Sb (до 1%).

Физ. Кристаллы короткопризматические. Сп. по $(10\bar{1}1)$ неясная.

5. Группа иорданита. Мон. $C_{2h}^2 — P2_1/m$, $Z = 6$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Иорданит $Pb_5(Sb, As)_2S_8$	8,98—8,91	31,91—31,71	8,50—8,42	118°—118° 21′	6,5—6,4	3,5—4,0

Стр. Структура в деталях не изучена, по-видимому, субслоистая (Wuensch, Nowacki, 1965). Атомы Pb и Sb(As) находятся в шестерной (октаэдрической и призматической) координации, причем полиэдры связываются друг с другом ребрами.

Хим. Совершенный изоморфизм между As и Sb позволяет выделить новый минеральный вид — иорданит (и исключить геокронит), разделив его на два подвида — *арсеноиорданит* и *стибиоиорданит*. В качестве изоморфной примеси отмечается Tl (до 1,6%).

Физ. Кристаллы таблитчатого облика. Сп. по (010) совершенная, обнаружена только у арсеноиорданита.

6. Группа миаргирита

	Синг.	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Смитит $AgAsS_2$	Мон.	$C_{2h}^6 — C2/c$	17,23	7,78	15,19	101° 12′	24	4,9	2—2,5
Миаргирит $AgSbS_2$	Мон.	$C_{2h}^6 — C2/c$	12,86	4,41	13,22	98° 38′	8	5,3	3—3,5
Арамайоит $AgSbS_2$	Трик.	Не уст.	7,74	8,84	8,32	90° 00′	6	5,6	3
			$\alpha = 100° 22′$		$\gamma = 103° 54′$				
Матильдит $AgBiS_2$	Ромб.	Не уст.	3,93	4,05	5,67	—	1	6,9	3
Бенжаминит $Ag_2Pb_2Bi_4S_9$ (?)	Мон.	Не уст.	13,34	4,06	20,25	104°	—	(6,8)	(3)
Ширмерит $Ag_4PbBi_4S_9$	Куб.	$O_h^5 — Fm3m$	5,69	—	—	—	1	6,7	2,5

Стр. В структуре миаргирита вместо предполагаемой октаэдрической координации Ag и Sb (Hofmann, 1938) недавно подтверждена (Knowles, 1964) свойственная им тройная и двойная координация, обусловливающая

возникновение цепочек. Атомы Ag и Sb располагаются почти как в структуре галенита, но позиции S существенно отличны, которая образует треугольные пирамиды вокруг атомов Sb и Ag одного сорта и гантели вокруг атомов Ag другого сорта. Цепочки из пирамид Sb и Ag протягиваются в направлении [101], соединяясь вместе атомами Ag в двойной координации. Межатомные расстояния: $Ag—S_2 = 2{,}36$ и 2,46; $Ag—S_3 = 2{,}44$; 2,50; 2,58; $Sb—S_3 = 2{,}48—2{,}58$. Данные ширмерита — для искусственного соединения (Brixner, 1965); природный ширмерит кристаллизуется в пр. гр. $T_d^3 — I\bar{4}3m$ с $a = 10{,}36$ (Donnay, Nowacki, 1954).

Хим. Состав постоянен. Изоморфизм между As, Sb и Bi ограничен. Для арамайоита имеется анализ лишь одного индивида, в котором Sb на $^1/_5$ замещен Bi; является ли это решающим для снижения симметрии, сказать трудно. Состав бенжаминита из-за примесей изучен недостаточно (Shannon, 1924).

Физ. Облик кристаллов близок к изометрическому или толстотаблитчатому. Сп. у разных минеральных видов различная, у матильдита — отсутствует.

7. Группа прустита — ксантоконита

Подгруппа прустита. Триг. $C_{3v}^6 — R3c$

		a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Прустит	Ag_3AsS_3	6,86	103° 27′	10,76	8,66	2; 6	5,6	3,5
Пираргирит	Ag_3SbS_3	7,01	103° 59′	11,06	8,73	2; 6	5,8	3

Стр. Ромбоэдрическая ячейка аналогична ячейке кальцита. Зонтичные группы AsS_3 (SbS_3) ориентированы вершинами в одну сторону (основания перпендикулярны оси ячейки) и связываются посредством атомов Ag, образующих с общими атомами S спиральные цепочки, вытянутые вдоль оси ячейки. КЧ $Ag = 2$ ($dAg—S = 2{,}40$); КЧ $S = 2Ag + 1As$ (Sb); $As—S_3 = 2{,}25$; $Sb—S_3 = 2{,}43$ (Harker, 1936; Wattenberg, Hellner, 1965).

Хим. Изменения состава незначительны в результате ограниченного изоморфизма Sb и As в этих низкотемпературных минералах. В прустите отмечается 3,74% Sb, а в пираргирите — 2,6% As. Совершенный изоморфизм между As и Sb достигается в структуре этого типа при температуре более 300° C (Toulmin, 1963).

Физ. Кристаллы призматические, почти изометрического облика. Сп. по $(10\bar{1}1)$ совершенная.

Подгруппа ксантоконита. Мон. $C_{2h}^6 — F2/d$; $C_{2h}^5 — P2_1/c$.

		a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Ксантоконит	Ag_3AsS_3	11,99	6,21	31,88	90° 30,5′	16	5,5	3,5
Пиростильпнит	Ag_3SbS_3	12,18	6,24	15,84	90° 00′	8	5,9	3

Стр. Не изучены. Структурная связь с подгруппой прустита не выяснена. Устойчивы при более низкой температуре, чем прустит — пираргирит (Ли-Ю Чан, 1963).

Хим. Изучены недостаточно.

Физ. Образуют таблитчатые кристаллы по (001). Сп. по (010) совершенная.

8. Группа стефанита. Ромб. $C_{2v}^{12} — Cmc2$, $Z = 4$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Стефанит	Ag_5SbS_4	7,72	12,34	8,50	6,3	2,75—3,25

Стр. Структура не изучена. По данным ЯМР координация атомов Ag и Sb обычная; полиэдры слегка искажены (Пеньков, 1966).

Хим. Состав отличается постоянством.

Физ. Кристаллы призматические, короткостолбчатого или таблитчатого облика. Сп. по (010) и (021) несовершенная. Обычно сдвойникован.

9. Группа полибазита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$.

		a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Пирсит	$Ag_{16}(Sb, As)_2S_{11}$	12,81—12,66	7,41—7,38	11,92—11,91	90°	2	6,3-–6,0	3,5—3,75
Полибазит	$Ag_{16}(Sb, As)_2S_{11}$	26,17—26,08	15,11—15,04	23,89—23,84	90°	16	6,3–6,0	3,5—3,75

Стр. Структура не изучена.

Хим. Между As и Sb проявляется совершенный изоморфизм (Frondel, 1963), что позволяет эти минеральные виды рассматривать по-новому. Каждый из них имеет по два подвида: *арсенопирсит* и *стибиопирсит*, *арсенополибазит* и *стибиополибазит*. Атомы Ag частично замещаются Cu, иногда достигая соотношения Cu : Ag = 1 : 4 или 1 : 3. Примеси Fe и Zn обязаны, очевидно, механическим включениям посторонних минералов. В полибазите S замещается Se до отношения S : Se = 4 : 1.

Разновидности: Se-полибазит.

Физ. Образуют таблитчатые кристаллы. Сп. по (001) несовершенная.

10. Группа штромейерита. Ромб. → тетр.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Штромейерит	AgCuS	$D_{2h}^{17} - Cmcm$	4,06	6,66	7,99	4	6,3	3—3,5
Эвкайрит	AgCuSe	$D_{4h}^{7} - P4/nmm$	4,04	—	6,30	2	7,9	3

Стр. Структура штромейерита (рис. 29) представлена зигзагообразными цепочками Ag—S—Ag, вытянутыми вдоль оси *c*, связанными друг с другом (через атомы S) атомами Cu в тройной координации, плоскости которой перпендикулярны оси *c* (Frueh, 1955). Расстояния Ag—S_2 = 2,40; Cu— S_3 = 2,26 и 2,29 (2). Структура дефектная за счет окисления части атомов Ag и, вероятно, Cu. Структура эвкайрита значительно менее правильна (Frueh, Czamanske, Knight, 1957). Атомы Ag расположены в тетраэдрах (Ag—Se_4 = 2,67), атомы Cu находятся в сильно искаженных тетраэдрах (Cu—Se_4 = 2,06 (2) и 2,50 (2)), так что скорее следует говорить о наличии цепочек Cu—Se—Cu.

Хим. Состав довольно постоянен; для штромейерита характерен небольшой дефицит атомов Ag ($x \approx 0{,}1$). Примеси Zn и Pb являются механическими.

Физ. Облик кристаллических индивидов изометрический. Сп. нет.

11. Группа халькозина. Ромб. → мон.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Халькозин	Cu_2S	$C_{2v}^{15} - Abm2$	11,92	27,33	13,44	—	96	5,8	2,75—3
Акантит	Ag_2S	$C_{2h}^{5} - P2_1/n$	4,23	6,91	7,87	99° 35′	4	7,2	2—2,5
Ортонауманит	Ag_2Se	$D_2^2 - P222_1$	7,05	7,85	4,33	—	4	8,2	3

Стр. Структура халькозина детально не изучена. В структуре акантита установлено (Frueh, 1958) два рода атомов Ag: с КЧ 2 (Ag—S_2 = = 2,51) и КЧ 3 (Ag—S_3 = 2,60); первые образуют зигзагообразные цепочки —Ag—S—Ag—S—, перпендикулярные к плоскости (103); вторые в виде групп AgS_3 связывают эти цепочки вместе. Атомы S расположены по углам искаженного центрированного куба. Ортонауманит образует обычно параморфозы по высокотемпературному науманиту. В его структуре установлены плоские зигзагообразные цепочки —Ag—Se—Ag—Se—,

вытянутые вдоль оси c (Ag—Se_2 = 2,54). Плоскость цепочки близка к плоскости (130). Атомы Ag расположены в структуре по несколько искаженному типу алмаза с расстояниями Ag—Ag = 2,62 — 2,82 (Пинскер, Чжоу Цзин-Лян, Имамов и Лапидус, 1965).

Хим. Состав постоянен; изоморфизма между Cu и Ag нет.

Физ. Кристаллические индивиды изометрического облика, иногда короткостолбчатые или таблитчатые. Сп. несовершенная.

Подкласс 4. Кольцевые

1. Группа реальгара. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Реальгар As_4S_4	9,29	13,53	6,57	106° 33′	3,6	2—2,5
Диморфит As_4S_3	—	—	—	—	2,6	2

Стр. В основе структуры реальгара находится кольцевая молекула из 8 атомов, аналогичная молекуле серы (рис. 79). Конфигурация молекулы As_4S_4 определяется тенденцией As иметь тройную координацию; поэтому помимо связи с двумя атомами S атомы As попарно сближаются в верхних и нижних изломах колец. Углы As—S—As и As—As—S равны по 102°. Межатомные расстояния: As—S = 2,24; As—As=2,59. Диморфит ромбический отнесен сюда условно. Возможно, является каркасным.

Хим. Характерно постоянство состава.

Физ. Кристаллы реальгара короткостолбчатого облика. Сп. по (010) совершенная. Диморфит дипирамидальный, без спайности.

Подкласс 5. Островные

1. Группа пирита — марказита

Подгруппа пирита. Куб $T_h^6 - Pa3$, $Z = 4$.

	a	$d(R-X)$	$d(X-X)$	Пл.	Тв.
Ваэсит NiS_2	5,67	2,42	2,09	(4,5)	(6,0)
Катьерит CoS_2	5,52	2,37	2,05	(4,8)	(6,25)
Пирит FeS_2	5,42	2,27	2,10	5,0	6,75
Лаурит RuS_2	5,60	2,35	1,93	6,2	7,25
Гауерит MnS_2	6,12	2,59	2,09	3,4	4,0
Блокит $NiSe_2$	5,97	2,53	—	(6,7)	(5,5)
Трогталит $CoSe_2$	5,87	2,46	—	(7,2)	(5,75)
Вилламанинит (Ni; Cu) S_2	5,69	—	—	4,5	5,0

Стр. Структура по расположению строющих единиц сходна со структурой NaCl (см. рис. 10); ЭП атомы занимают места Na, а центры тяжести гантелей S_2 (Se_2) соответствуют позициям атомов Cl. КЧ $R = 6X$, КЧ $X = 6R$. Связь между атомами существенно ковалентная (гибридная, типа d^2sp^3) с небольшой концентрацией коллективизированных электронов, что обусловливает высокую твердость минералов. Связь в гауерите ковалентная примерно на 66%. Параметры ячейки возрастают от Fe к Ni (Cu).

Хим. Состав изменяется в довольно широких пределах по линии изоморфизма Fe—Ni и значительно меньше по линии Co—Fe. Однако непрерывного ряда между Fe и Ni, по-видимому, не существует. В пирите содержание Ni достигает 20% («бравоит»), Co — 14%; в ваэсите Fe достигает 16%, Co — 11%, Se — 19,7%; в катьерите отмечаются примеси Fe и Ni (до 3,5%). Гауерит почти не содержит примесей (до 1,3% Fe).

Блокит и трогталит химически плохо изучены. Вилламанинит содержит примерно поровну Cu и (Ni+Co+Fe) (Hey, 1962), что и отражено в его формуле (Co и Fe опущены как заместители Ni).

Разновидности: Ni-пирит, Co-пирит, Fe-ваэсит, Co-ваэсит, Se-ваэсит.

Физ. Кристаллические индивиды изометрического облика. Сп. весьма несовершенная. Низкие значения твердости, указываемые для ваэсита и катьерита (3—4), обусловлены, вероятно, тонкоагрегатным их состоянием.

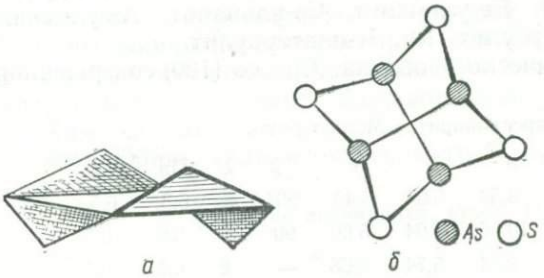


Рис. 79. Структура реальгара:
а — конфигурация молекулы, *б* — связи между атомами S и As.

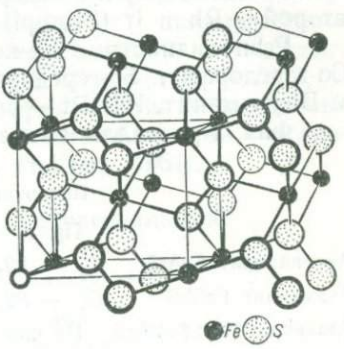


Рис. 80. Структура марказита.

Подгруппа марказита. Ромб. $D_{2h}^{12} - Pnnm$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	*d* (*R* — *X*)	Пл.	Тв.
Марказит	FeS_2	4,45	5,43	3,39	2,24	4,9	6,5
Ферроселит	$FeSe_2$	4,79	5,74	3,58	—	7,2	6,25
Хастит	$CoSe_2$	4,84	5,72	3,60	—	(7,2)	5,75
Кулерудит	$NiSe_2$	4,89	5,96	3,67	—	6,7	(5)

Стр. В структуре марказита, которая по общему плану приближается к структуре рутила (рис. 80), координация атомов такая же, как в пирите, но расстояния несколько отличаются. Расстояния Fe—S оказываются немного меньше (2,23 и 2,25), а расстояния S—S заметно больше — 2,21. При температуре 520—535° C марказит монотропно переходит в пирит.

Хим. Состав изменяется в узких пределах. Возможно, что часть Fe в марказите окислена до Fe^{III} (Buerger, 1936).

Физ. Кристаллические индивиды имеют столбчатый или таблитчатый облик. Сп. средняя по одному направлению.

2. Группа кобальтина — арсенопирита

Подгруппа кобальтина. Куб. $T_h^6 - Pa3$ и $T^4 - P2_13$, $Z = 4$.

	a	*d* (*R* — *X*)	*d* (As, Sb—S)	Пл.	Тв.
Кобальтин CoAsS	5,61	2,26 и 2,40	2,31	6,2	6,5
Герсдорфит NiAsS	5,71	2,34 и 2,48	2,25	5,9	6
Ульманит NiSbS	5,92	—	2,54	6,8	5,5
Вильямит (Co; Ni) SbS	5,88	—	—	6,9	5,75
Родарсулит RhAsS (холингуорсит)	(5,82)	—	—	(7,2)	(6,5)
Платарсулит PtAsS	(5,90)	—	—	(9,7)	(6,5)

Стр. Структура типа пирита. Истинная симметрия кобальтина ниже — моноклинная или ромбическая (Onorato, 1957). Атомы Co двух сортов: одни окружены 4S+2As, другие — 4As+2S; оба As или S занимают

противоположные вершины октаэдра. Герсдорфит и ульманит относятся к тритетраэдрическому классу (Бокий и Цинобер, 1954).

Хим. Состав существенно варьирует благодаря изоморфным замещениям Fe—Co—Ni и As—Sb—Bi. В кобальтине содержится Ni — до 13%, Fe — до 6%; в герсдорфите Co — до 8,8%, Fe — до 15%, Sb — до 1,4%; в ульманите Fe — до 3,2%, Co — до 1,13%, As — до 10%, Bi — до 12%. Вильямит с соотношением Co : Ni = 1 : 1 по единственному анализу условно выделен в качестве самостоятельного минерального вида. Родарсулит и платарсулит содержат существенные примеси: первый — Pd и Pt, второй — Rh и Ir (Stumpfl, Clark, 1965).

Разновидности: Fe-кобальтин, Ni-кобальтин, Fe — герсдорфит, Co-герсдорфит, Sb-герсдорфит, Fe-ульманит, Co-ульманит, As-ульманит и Bi-ульманит, Pd, Pt — родарсулит, Rh, Ir-платарсулит.

Физ. Кристаллы изометрического облика. Сп. по (100) совершенная.

Подгруппа арсенопирита. Мон. → ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Арсенопирит FeAsS	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	9,53	5,66	6,43	90°	8	6,3	6,5
Гудмундит FeSbS	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	10,06	5,94	6,69	90°	8	6,9	6,0
Глаукодот (Co; Fe) AsS	Не опр.	9,64	5,74	6,68	—	8	6,2	6,5
Ортокобальтин CoAsS	$D_{2h}^{12} - Pnnm$	4,56	5,55	3,53	—	2	(6,2)	(6,5)

Стр. Структура арсенопирита близка к структуре кобальтина; атомы Fe октаэдрически окружены атомами S и As (3 + 3). Межатомные расстояния Fe—S = 2,23; Fe—As = 2,33; As—S = 2,30 (Buerger, 1937).

Хим. Состав изменяется в довольно узких пределах. В ряду Fe—Co изоморфизм не вполне совершенный, что позволяет рассматривать глаукодот как самостоятельный вид с идеальным отношением Co : Fe = 1 : 1, которое, однако, заметно нарушается. Содержание Co в арсенопирите достигает 8%, Bi — 4 %; ортокобальтин содержит Ni (5,3%) (Полушкина, Сидоренко, 1963).

Разновидности: Co-арсенопирит, Bi-арсенопирит.

Физ. Кристаллы удлиненнопризматического облика. Сп. средняя по одному направлению.

3. Группа лаутита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pnma$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Лаутит CuAsS	3,79	5,48	11,49	4,8	3,5—4

Стр. В структуре лаутита имеются комплексные радикалы AsS (Белов, 1954), как и в структурах минералов предыдущей группы, но в отличие от Co и Ni КЧ $Cu^1 = 4$, и вместо сходства со структурой NaCl в лаутите возникает сходство со структурой ZnS. Так как расстояния Cu—S, As—S и As—As (равные соответственно 2,30; 2,24 и 2,50) неодинаковы, симметрия понижается до ромбической. Тетраэдрическое окружение атомов следующее: Cu — 1As + 3S, As — 1Cu + 2As + 1S, S — 3Cu + + 1As (Marumo, Nowacki, 1965).

Хим. Состав постоянен; отмечаются примеси Sb (до 1,4%) и Ag (до 1%).

Физ. Кристаллы волокнистые, столбчатые. Сп. по (001) и (021) средняя.

Подкласс 6. Цепные

Отдел А. Простые

1. Группа патронита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 8$

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Патронит $V(S_2)_2{}^1_\infty$	6,78	10,42	12,11	100° 48′	2,98	—

Стр. Структура представлена весьма своеобразными цепочками, вытянутыми вдоль оси c и состоящими из атомов V^{4+}, связывающими прямоугольники из атомов S (рис. 81). Прямоугольники эти состоят из гантелей S_2 с расстоянием в гантелях 2,03—2,04, а между ними 3,14. Прямоугольники перпендикулярны оси c и повернуты один относительно другого так, что восемь расстояний V—S оказываются близкими и в среднем равны 2,41 (Allmann, Baumann, Kutoglu, Hellner, 1964).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов игольчатый, псевдогексагональный.

2. Группа антимонита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Антимонит $Sb_2S_3{}^1_\infty$	11,22	11,30	3,84	4,6	2,75—3,5
Хоробетсуит $(Bi; Sb)_2S_3{}^1_\infty$	11,23	11,27	3,91	5,4	(3—3,5)
Висмутин $Bi_2S_3{}^1_\infty$	11,11	11,28	3,97	6,8	3—3,75
Гуанахуатит $Bi_2Se_2{}^1_\infty$	11,37	11,50	4,05	8,2	3—3,5

Стр. Структура минералов цепная (см. рис. 30). Образована зигзагообразными цепочками из тригональных пирамид $Sb(Bi)S_3$, ориентированными вдоль оси c. Цепочки соединены в двойные ленты $(Sb_4S_6)_n$ или $(Bi_4S_6)_n$. Общее КЧ атомов $Sb(Bi) = 7 (3 + 4)$, причем, эти семивершинники по своей конфигурации двух сортов. Межатомные расстояния: в антимоните $Sb—S_3 = 2{,}38$ и 2,67 (2); 2,51 и 2,50 (2); $Sb—S_4 = 2{,}83$ (2) и 3,38 (2); 3,14, 3,18 (2) и 3,65 (Hofmann, 1933); в висмутине $Bi—S_3 = 2{,}65$ (2) и 2,69; 2,57 и 2,74 (2); $Bi—S_4 = 3{,}02$, 3,04 (2) и 3,39; 2,97 (2) и 3,33 (2) (Kupčik, Veselá, 1965). Расстояния между соседними лентами, обусловливающие сп. по (010), составляют 3,38—3,65 в антимоните и 3,33—3,39 в висмутине.

Хим. Состав довольно постоянен. В висмутине Bi замещается на Sb (до 8,12%), а S — на Se (до 9%). Поскольку между Sb и Bi в этих минералах изоморфизм несовершенный, найденный недавно хоробетсуит с отношениями $Sb : Bi \approx 1 : 1$ следует считать самостоятельным минеральным видом. В гуанахуатите Se примерно на $\frac{1}{3}$ может замещаться S.

Разновидности: Sb-висмутин, Se-висмутин; S-гуанхуатит.

Физ. Кристаллы удлиненнопризматического облика. Сп. по (010) совершенная, по (100) и (110) несовершенная.

3. Группа кермезита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 8$

	a	b	c	α	β	γ
Кермезит $Sb_2S_2O{}^1_\infty$	11,66	8,24	11,19	111° 43′	92° 40′	110° 44′

Стр. Структура не изучена, но, видимо, близка к структуре антимонита, о чем свидетельствует близость (при соответствующей перестановке) параметров ячейки.

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Кристаллы игольчатого и волосовидного облика. Сп. по (001) весьма совершенная. Пл. 4,7. Тв. 1—1,5.

4. Группа миллерита. Триг. $C_{3v}^5 - R3m$, $Z = 3; 9$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	d	Пл.	Тв.
Миллерит NiS^1_∞	5,65	116° 35′	9,62	3,16	2,35	5,4	3,5—4,5
Мякиненит $NiSe^1_\infty$	—	—	10,01	3,28	2,46	7,2	(3,5—4,5)

Стр. Основу структуры составляют цепочки из пирамидальных групп NiS_5 (рис. 82), сцепляющиеся вдоль оси c боковыми сторонами основания пирамид и вершинами в перпендикулярном направлении.

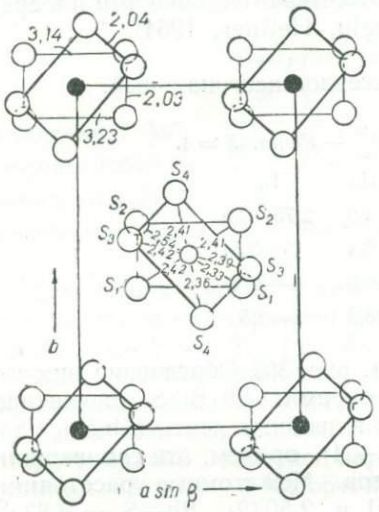


Рис. 81. Структура патронита; характерна высокая координация атомов ванадия и наличие радикалов S_2.

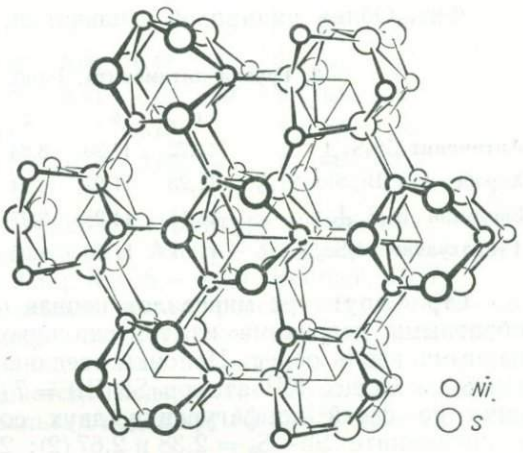


Рис. 82. Структура миллерита.

Хим. Состав изменяется незначительно за счет изоморфных примесей Co и Fe.

Физ. Кристаллы игольчатого или волосовидного облика.

5. Группа киновари. Триг. $D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Киноварь HgS^1_∞	3,97	62° 58′	4,15	9,50	1; 3	8,1	2,5—3

Стр. В основе структуры находятся бесконечные спиральные цепочки —Hg—S—Hg— (рис. 83), протягивающиеся вдоль оси c. КЧ Hg = 2. Расстояния Hg—S = 2,36 (в цепочках) и 3,1—3,3 (между цепочками) (Aurivillius, 1950).

Хим. Состав постоянен. Отмечаются ничтожные примеси Se и Te, замещающие S.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, реже таблитчатый или изометрический. Характерно сильно выраженное вращение плоскости поляризации, связанное со спиральным характером цепочек.

1. Группа павонита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 2$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Павонит	$AgBi_3S_5\ {}^1_{\infty}$	13,35	4,03	16,34	94° 30′	6,8	—

Стр. не изучена, но судя по облику индивидов и величине параметра b имеет цепной характер.

Хим. Особенности состава изучены плохо.

Физ. Образует плоские кристаллы, вытянутые по оси c.

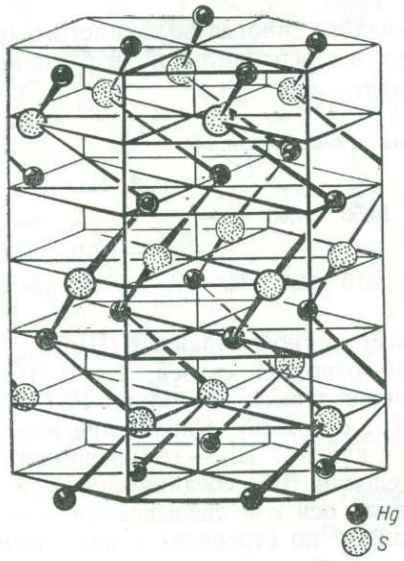


Рис. 83. Структура киновари; основу ее составляют винтовые цепочки ... Hg—S—Hg—S ...

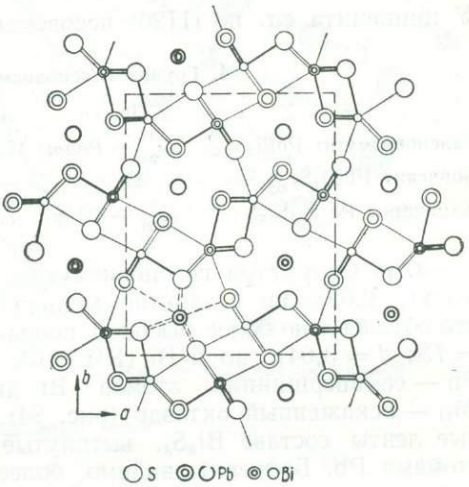


Рис. 84. Проекция структуры галеновисмутита на плоскость (001); одинарные кружки — $Z = \frac{1}{4}$, двойные кружки — $Z = \frac{3}{4}$.

2. Группа бертьерита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pnam$, $Z = 4$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Бертьерит	$FeSb_2S_4\ {}^1_{\infty}$	11,44	14,12	3,76	4,6	2,75—3,5

Стр. Цепной мотив структуры вызывается сочетанием цепей из пирамидальных групп SbS_3 и октаэдров FeS_6. Атомы Sb располагаются в двух позициях Sb_I и Sb_{II}. Пирамидальные группы SbS_3 связываются двумя общими атомами S в цепи SbS_2. Искаженные FeS_6 — октаэдры, соединяясь ребрами, также образуют цепи FeS_2. Группы Sb_IS_3 имеют с октаэдрами общее ребро, группы $Sb_{II}S_3$ — лишь общие вершины. Межатомные расстояния (средние): $Sb - S_3 = 2{,}50$, $Fe - S = 2{,}53$ (Buerger, Hahn, 1955).

Хим. Состав изменяется незначительно. Наличие Zn и Mn обусловлено механическими примесями.

Физ. Кристаллы призматические и тонкоигольчатые, вытянутые по оси c. Сп. параллельна удлинению по (120).

3. Группа цинкенита. Гекс. → трик. $C_6^6 - P6_3$; $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 12; 1$.

	a	b	c	α	β	γ	Пл.	Тв.
Цинкенит $Pb_6Sb_{14}S_{27}\,\frac{1}{\infty}$	44,14	—	8,62	—	—	—	5,2	3,5—4
Робинсонит $Pb_7Sb_{12}S_{25}\,\frac{1}{\infty}$	16,51	17,62	3,97	96° 04′	96° 22′	91° 12′	5,3	3—3,5

Стр. Структура минералов не изучена. Цепной мотив предполагается на основе свойств и морфологии индивидов.

Хим. Формулы установлены в соответствии с измеренной плотностью и величинами Z. Состав постоянен. Изоморфные примеси ограничены. Для цинкенита отношение Pb : Sb = 6 : 14 определено точными методами рентгеноспектрального анализа (Harris, 1965).

Физ. Кристаллы столбчатого, игольчатого, иногда волокнистого (робинсонит) облика, вытянутые вдоль оси *c* и с вертикальной штриховкой. У цинкенита сп. по (11$\bar{2}$0) несовершенная.

4. Группа галеновисмутита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Галеновисмутит $PbBi_2S_4\,\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^{16} - Pnam$	11,75	14,50	4,08	—	4	7,2	3—3,5
Бончевит $PbBi_4S_7\,\frac{1}{\infty}$	Не уст.	—	—	—	—	—	6,9	3 (?)
Каницарит $Pb_3Bi_4S_9\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^3 - C2/m$	7,07	4,10	15,5	99° 00′	1	6,7	(3—3,5)

Стр. Структура галеновисмутита имеет цепной характер (Iitaka, Nowacki, 1962), но с заметно меньшей анизотропией связей, чем в Bi_2S_3, что обусловлено более высокой координацией атомов не только Pb (КЧ = = 7*S*; $d = 3{,}04$), но и Bi (КЧ = 6*S* и 7*S*; $d = 2{,}89$). Окружение атомов Pb — семивершинник, атомов Bi двух видов: Bi_I — семивершинник, Bi_{II} — искаженный октаэдр (рис. 84). Цепочки BiS_2 соединяются в двойные ленты состава Bi_4S_8, вытянутые вдоль оси *c* и связываются вместе атомами Pb. Бончевит, видимо, более близок по строению к висмутину; скорее всего (судя по дебаеграмме) это свинцовая его разновидность — Pb-висмутин. Для каницарита указывается также другая ячейка: C_{2h}^1 — — $P2/m$, $a = 4{,}13$, $b = 4{,}10$, $c = 15{,}5$, $\beta = 99° 00'$ (Graham, Thompson, Berry, 1953).

Хим. Состав галеновисмутита изменяется в небольших пределах в результате изоморфных замещений Bi — Sb (до 3%) и S — Se (до 14%). Состав каницарита точно не известен; формула дана в соответствии с $Z = 1$.

Разновидности: Se-галеновисмутит.

Физ. Кристаллы столбчатого и игольчатого облика, вытянутые по оси *c*. Сп. вдоль вытянутости совершенная.

5. Группа джемсонита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Джемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}\,\frac{1}{\infty}$	15,71	19,05	4,04	91° 48′	5,6	2,5—3,5
Параджемсонит $Pb_4FeSb_6S_{14}\,\frac{1}{\infty}$	—	—	—	—	5,5	—

Стр. Сложная цепная структура с различной и неправильной координацией атомов (рис. 85). Выделяются три разных вида атомов Sb, образующих пирамидальные группы SbS_3 со средним расстоянием 2,55. Эти группы, связываясь одна с другой, вытягиваются тремя сложными цепочками в виде $(Sb_3S_7)_n$ вдоль оси *c*. Атомы Fe окружены S по искажен-

ному октаэдру ($d = 2{,}53$), а атомы Pb двух видов: КЧ=7 ($d = 3{,}00$) и КЧ=8 ($d = 3{,}09$). Октаэдры FeS_6 и полиэдры PbS_7 и PbS_8 связываются друг с другом ребрами вдоль оси c и, объединяясь с цепочками из SbS_3 групп, образуют сложный цепной ансамбль (Niizeki, Buerger, 1957). Ослабленными направлениями в структуре являются [110], [010] и [001], по которым в индивидах проходит средняя спайность.

Хим. Состав из-за механических примесей не всегда соответствует формуле. В качестве изоморфной примеси отмечается Bi (до 1%).

Физ. Кристаллы игольчатого и волосовидного облика.

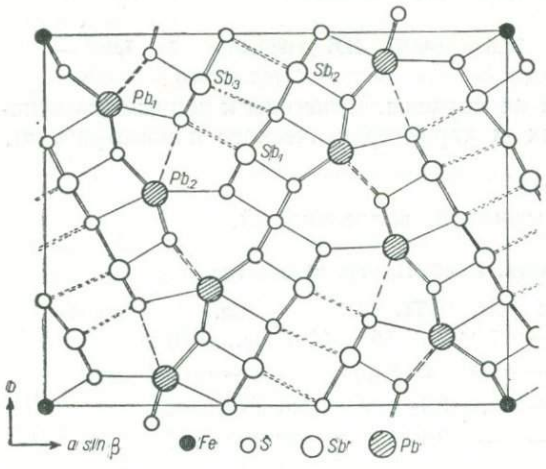


Рис. 85. Структура джемсонита.

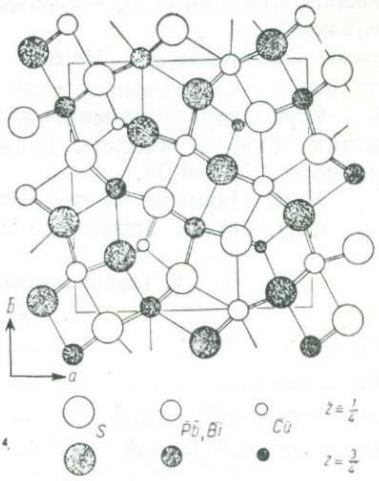


Рис. 86. Структура айкинита.

6. Группа козалита. Ромб.

		Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Козалит	$Pb_2Bi_2S_5\,{}^1_\infty$	$D_{2h}^{16} - Pbnm$	19,08	23,86	4,06	8	6,9	3—3,5
Кобеллит	$Pb_6FeBi_4Sb_2S_{16}\,{}^1_\infty$	$D_{2h}^{13} - Pnmm$	22,62	34,08	4,02	4	6,3	2,75—3,75

Стр. Структура козалита близка к структуре галеновисмутита (Weitz, Hellner, 1960), но с несколько ослабленным цепным мотивом (в результате большего количества Pb). Характеристический параметр c имеет величину такую же, как у галеновисмутита и джемсонита. Средние межатомные расстояния: $Pb - S_6 = 2{,}87$; $Bi - S_6 = 2{,}90$.

Хим. Состав козалита изменяется в узких пределах в результате изоморфного замещения Bi — Sb (до 2%) и S — Se (до 6,6%). В кобеллите отмечается до 5% Se.

Разновидности: Se-козалит, Se-кобеллит.

Физ. Столбчатые до игольчатых и волосовидных кристаллы с вертикальной штриховкой. Сп. у козалита по призме, у кобеллита по (010) совершенная.

7. Группа буланжерита. Мон.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Семсейит	$Pb_9Sb_8S_{21}\,{}^1_\infty$	$C_{2h}^6 - C2/c$	13,66	12,03	24,58	105° 49′	4	6,0	3
Буланжерит	$Pb_5Sb_4S_{11}\,{}^1_\infty$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	21,56	23,51	8,09	100° 48′	8	6,2	3—3,5

Стр. Цепи координационных полиэдров PbS_7, PbS_8 и SbS_3 вытянуты в направлении оси c. Структура буланжерита по координации атомов Pb

напоминает структуру джемсонита. Борн и Хельнер (Born, Hellner, 1960) относят его к ромбической сингонии ($C_{2v}^{12} - Pb2_1m$).

Хим. Состав постоянен; изоморфных примесей не отмечается.

Физ. Кристаллы игольчатого облика, лучистые и волокнистые агрегаты. Сп. буланжерита по (100), семсейита по (112) средняя.

8. Группа гисенита. Ромб. → мон.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Гисенит	$Pb_8Bi_6S_{17}\,\frac{1}{\infty}$	$D_2^4 - P2_12_12_1(?)$	34,5	38,3	4,08	—	7	7,2	3
Куплюмбисулит	$Cu_2Pb_7Bi_6S_{17}\,\frac{1}{\infty}$	Не опр.	37,5	4,07	41,6	96° 48′	7	7,0	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к цепным на основании морфологических данных и характеристического параметра *c* (*b*), равного 4,07—4,08.

Хим. Изучены не полностью.

Физ. Облик индивидов игольчатый, волосовидный.

9. Группа рецбаньита. Ромб. Пр. гр. неизвестна.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Гладит $CuPbBi_5S_9\,\frac{1}{\infty}$	—	—	—	7,0	2,5—3,5	(010) сов., (100) ср.
Рецбаньит $Cu_2Pb_3Bi_{10}S_{19}\,\frac{1}{\infty}$	—	—	—	6,9	2—3	—
Линдстремит $CuPbBi_3S_6\,\frac{1}{\infty}$	—	—	—	7,0	3,5—3,75	(100) и (010) сов.
Хаммарит $Cu_2Pb_2Bi_4S_9\,\frac{1}{\infty}$	—	—	—	—	3,5—4	(010) несов.

Стр. Структура не изучена, но, должно быть, близка к структурам висмутина и айкинита (Padera, 1956).

Хим. Намеченные мин. виды выделены лишь химически. В связи с изоморфизмом требуется дополнительное не только химическое, но и структурное изучение для окончательного установления их числа.

Физ. Кристаллы призматические и игольчатые, вытянутые вдоль оси *c*.

10. Группа андорита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Андорит $AgPbSb_3S_6\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2v}^2 - Pma2?$	13,03	19,15	17,16	16	5,3	3,5—3,75
Физелиит $Ag_2Pb_5Sb_8S_{18}\,\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^{13} - Pnmm?$	13,14	19,23	8,72	3	6,2	3—3,5
Рамдорит $Ag_2Pb_3Sb_5S_9\,\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^5 - Pbmm?$	12,99	19,21	25,74	12	5,4	3—3,5
Овихиит $Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}\,\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^{16} - Pnam$	22,82	27,20	8,19	8	6,2	3
Менегинит $CuPb_{13}Sb_7S_{24}\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2v}^7 - Pmn2_1$	11,38	24,09	8,28	2	6,4	3—3,5

Стр. Первые три мин. вида обладают близкими цепными структурами (Hellner, 1958). Атомы Pb имеют КЧ 8, атомы Ag и Sb — КЧ 6. Все полиэдры соединяются вместе, но более прочная связь (ребрами) наблюдается вдоль оси *c*. Овихиит относится, вероятно, сюда же. Параметр *c* у всех близок; если его представить через соответствующий множитель, получим: для андорита 4,29 × 4 и далее 4,36 × 2; 4,29 × 6; 4,10 × 2 и 4,14 × 2. Структура менегинита (Euler, Hellner, 1960) близка к структуре андорита; $Pb - S_7 = 3{,}06$.

Хим. Нуждаются в дополнительном изучении состава.

Физ. Кристаллы столбчатые или игольчатые, вытянутые по оси *c*; индивиды андорита короткостолбчатые, иногда таблитчатые. Сп. отчетливо выражена лишь у менегинита: по (010) совершенная, по (001) средняя.

11. Группа витихенита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Лилианит $Pb_3Bi_2S_6$ $\frac{1}{\infty}$	Не опр.	12,8	31,0	4,15	6	7,1	2,5—3,5
Витихенит Cu_3BiS_3 $\frac{1}{\infty}$	D_2^4—$P2_12_12_1$?	6,70	10,35	7,68	4	6,5	2,5—3,5

Стр. Структура не изучена. Отнесены сюда по составу и морфологии. Установка изменена в соответствии с морфологией. Для лилианита указываются также другие параметры: $a = 19{,}02$; $b = 15{,}84$; $c = 4{,}10$ (Купчик и др., 1961), что, быть может, свидетельствует о наличии двух полиморфных видов.

Хим. В лилианите Bi замещается Sb (5,3%), а S — Se (3%).

Физ. Кристаллы столбчатого облика, удлиненные по оси *c*. Спайность лилианита по (100) совершенная, по (010) средняя; сп. витихенита несовершенная.

12. Группа фрейеслебенита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Маррит $AgPbAsS_3$ $\frac{1}{\infty}$	7,29	12,68	6,00	91° 13′	4	5,8	3.5
Фрейеслебенит $AgPbSbS_3$ $\frac{1}{\infty}$	7,55	12,82	5,89	92° 14′	4	6,3	3—3,5
Диафорит $Ag_3Pb_2Sb_3S_8$ $\frac{1}{\infty}$	15,85	32,08	5,90	90° 11′	8	6,0	3—3,5

Стр. Структуры минералов близки, но изучены недостаточно детально (Hellner, 1957; 1958). Атомы металлов находятся в октаэдрической координации, что несколько сглаживает анизотропию связей в этих цепных минералах. Межатомные расстояния: Ag — $S_6 = 2{,}95$; Pb — $S_6 = 2{,}97$; Sb — $S_3 = 2{,}46$, 2,53; 2,72. Установка диафорита морфологическая (Palache, 1938).

Хим. Состав изменяется незначительно. В диафорите отмечаются примеси Cu (до 0,7%).

Физ. Кристаллы призматические, удлиненные по оси *c*. Сп. не выражена.

13. Группа айкинита. Ромб., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Зелигманит $CuPbAsS_3$ $\frac{1}{\infty}$	C_{2v}^7 — $Pmn2_1$	8,08	8,75	7.64	5,5	3,5—4
Бурнонит $CuPbSbS_3$ $\frac{1}{\infty}$	C_{2v}^7 — $Pmn2_1$	8,16	8,71	7,81	5,9	3,5—4
Айкинит $CuPbBiS_3$ $\frac{1}{\infty}$	D_{2h}^{16} — $Pbnm$	11,32	11,66	4,01	7,2	3,5—4

Стр. Структура айкинита очень близка к структуре антимонита (рис. 86). Места Sb решетки антимонита занимают поочередно Pb и Bi. Атомы Cu располагаются в полостях решетки в тетраэдрической координации, что компенсирует замещение одного атома Sb атомом Pb. Межатомные расстояния: Cu — $S_4 = 2{,}32$; (Pb, Bi) — $S_3 = 3{,}00$ (Wickman, 1953). Структуры зелигманита и бурнонита одинаковы (Leineweber, 1956), но отличны от структуры айкинита (сублоистые). Средние межатомные расстояния в них соответственно равны: Cu — $S_4 = 2{,}36$ и 2,44; Pb — $S_3 = 3{,}16$ и 3,19; As — $S_3 = 2{,}29$; 2,50 (2); Sb — $S_3 = 2{,}58$; 2,70 (2).

Хим. Состав изменяется в узких пределах за счет изоморфных замещений Sb — As и Cu — Zn.

Физ. Кристаллы айкинита шестоватого и игольчатого облика, вытянутые по оси *c*. Сп. по (010) весьма совершенная. Зелигманит и бурнонит образуют короткостолбчатые и таблитчатые индивиды. Сп. по трем пинакоидам, выражена слабо.

14. Группа халькостибита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Халькостибит $CuSbS_2\,{}^1_\infty$	D^{16}_{2h} — $Pnma$	6,02	14,49	3,79	4	5,0	3,5—4
Эмплектит $CuBiS_2\,{}^1_\infty$	D^{16}_{2h} — $Pnma$	6,13	14,54	3,90	4	6,4	3—3,5
Купровисмутит $CuBiS_2\,{}^1_\infty$	C^3_{2h} — $C2/m$	17,65	3,93	15,24	12	6,4	~3,5
	$\beta = 100°\,30'$						

Стр. Структура представляет собой несколько отличную от антимонитового типа цепную структуру (рис. 87). Цепочки из пирамидальных групп SbS_3 (BiS_3), связанные тетраэдрами CuS_4, вытянуты вдоль оси c (Hofmann, 1935). Ослабленные зоны в структуре отвечают связям Cu—S, проходящим $\perp$ (010) и (Cu, Sb) — S $\perp$ (100), что обусловливает совершенную сп. по этим направлениям. Установка халькостибита и эмплектита сделана в соответствии с характеристическим параметром c, которому в моноклинном купровисмутите отвечает параметр b. Межатомные расстояния: в халькостибите $Cu - S_4 = 2{,}32$; $Sb - S_3 = 2{,}44$ и 2,52 (2); в эмплектите $Cu - S_4 = 2{,}32$; $Bi - S_3 = 2{,}55$ и 2,66 (2) (Kupčik, 1965).

Хим. Состав изменяется незначительно. Халькостибит содержит примеси Zn, Ag и Sn. В купровисмутите содержание Ag достигает 4%.

Физ. Кристаллы призматического облика, удлиненные по оси c и уплощенные по оси b. Сп. по (010) совершенная, по (100) и (001) средняя.

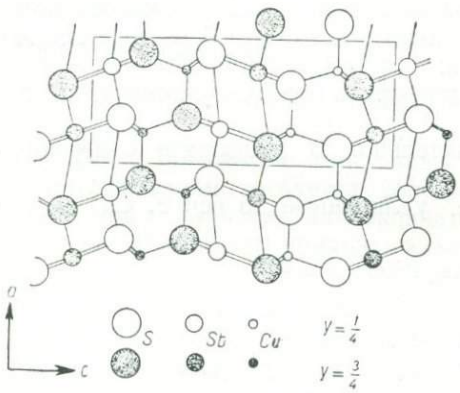


Рис. 87. Структура халькостибита.

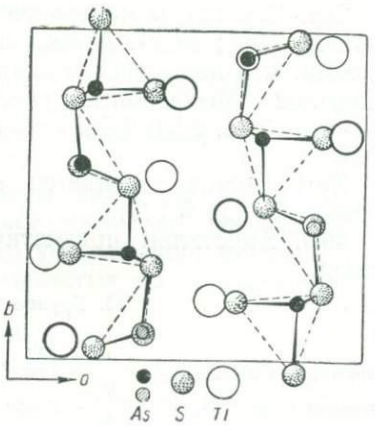


Рис. 88. Структура лорандита.

15. Группа лорандита. Мон. C^5_{2h} — $P2_1/c$, $Z = 8$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Лорандит $TlAsS_2\,{}^1_\infty$	12,27	11,34	6,11	104° 12′	5,5	2,5

Стр. Структура лорандита представлена сложными винтовыми цепочками, которые состоят из тригональных пирамид AsS_3 и вытянуты вдоль оси b (рис. 88). Цепочки состава AsS_2 связываются атомами Tl, находящимися в координации 8 и 7. Средние межатомные расстояния: $Tl—S_8 = 3{,}01$; $Tl - S_7 = 2{,}91$; $As - S_3 = 2{,}28$ (Zemann, Zemann, 1959). Расстояния Tl — S требуют уточнения.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (100) совершенная, по ($\bar{2}01$) и (001) средняя.

16. Группа самсонита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/n$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Самсонит	$Ag_4MnSb_2S_6$ $\frac{1}{\infty}$	10,31	8,07	6,62	92° 42′	5,6	3

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав изменяется незначительно.

Физ. Кристаллы призматические или игольчатые по оси *c* со штриховкой по удлинению.

17. Группа бетехтинита. Ромб. $D_{2h}^{25} - Immm$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Бетехтинит	$Cu_{16}Pb_2Cu_5S_{15}$ $\frac{1}{\infty}$	22,80	14,67	3.86	6,1	3

Стр. Структура характеризуется наличием лент, вытянутых вдоль оси *c*, образованных спаренными треугольниками $Cu^{II}S_3$ (Дорнбергер-Шиф и Хёне, 1959). Между двумя лентами расположены атомы Cu^I в тетраэдрической координации. Атомы Pb окружены 6S по тригональным призмам, оси которых также параллельны направлению CuS-лент. Средние межатомные расстояния: $Cu - S_3 = 2{,}30$; $Cu - S_4 = 2{,}39$; $Pb - S_6 = 3{,}07$. Величина параметра $c = 3{,}86$ соответствует короткой стороне равнобедренного треугольника CuS_3 (для цепных минералов принята стандартная установка).

Хим. В составе минерала Cu находится в двух валентных состояниях и соответственно координациях. Cu^I частично замещается Fe (до 3%) и Ag (до 1%).

Физ. Мелкие, тонкоигольчатые продольно исштрихованные кристаллы, вытянутые по оси *c*.

Подкласс 7. Слоистые

Отдел А. Простые.

1. Группа нитеселита. Триг. $D_{3d}^3 - P\bar{3}ml$, $Z = 1$.

		a_h	c_h	Пл.	Тв.
Нитеселит (киткаит)	$NiTeSe$ $\frac{2}{\infty}$	3,72	5,13	7,2	3—3,5
Нидиселит	$NiSe_2$ $\frac{2}{\infty}$	(3,65)	(5,00)	(6,2)	(3,25—3,75)

Стр. Изоструктурны с мелонитом $NiTe_2$ $\frac{2}{\infty}$, тип $Mg(OH)_2$ $\frac{2}{\infty}$ (рис. 17).

Хим. Состав нитеселита несколько колеблется в связи с изоморфными примесями Co, Cu и др. (Häkli, Vuorelainen, Sahama, 1965). В нидиселите отмечается примесь Te.

Физ. Индивиды пластинчатые; сп. по базису совершенная.

2. Группа станисулита. Триг. → ромб.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Станисулит (берндтит)	SnS_2 $\frac{2}{\infty}$	$D_{3d}^3 - P\bar{3}ml$	3,64	—	5,87	1	4,5	1,5—2
Станостанисулит (отеманит)	$SnSnS_3$ $\frac{2}{\infty}$	$D_{2h}^{16} - Pnam$	8,86	14,02	3,72	4	4,8	2—2,5

Стр. Станисулит изоструктурен с $Mg(OH)_2$ $\frac{2}{\infty}$; *d* Sn — S = 2,55. Структура станостанисулита не изучена; имеет ту же пр. гр., что и SnS (Mootz, Kunzman, 1962; Moh, 1964).

Физ. Станисулит пластинчатый, листоватый; сп. по (0001) весьма совершенная. Облик индивидов станостанисулита ножевидный, вытянутый по оси *c*; сп. по (010) совершенная.

3. Группа молибденита. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

	a	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Молибденит MoS_2	3,15	12,30	2,38	4,8	1—1,5
Тунгстенит WS_2	3,16	12,38	2,41	7,4	1—1,5

Стр. Слоистая структура особого (молибденитового) типа (рис. 89). Каждый атом Mo окружен 6S по вершинам тригональной призмы. Последние соединяются вертикальными ребрами в сплошной слой. Связь внутри слоя ковалентно-металлическая, между слоями — остаточная. Расстояния между слоями 3,15. Существуют две структурные разновидности молибденита: двуслойная (гексагональная) — молибденит-2*H*, наиболее распространенная в природе, и трехслойная (ромбоэдрическая) — молибденит-3*R*. Для последнего параметр $c = 18{,}33$ и пр. гр. $C_{3v}^5 - R3m$ (Traill, 1963).

Хим. Состав минералов обычно постоянен; однако в молибдените известны значительные изоморфные примеси Se (до 25%) и Re (до 2%).

Разновидности и разности: Se-молибденит, Re-молибденит.

Физ. Кристаллические индивиды таблитчатые, листоватые; сп. по (0001) весьма совершенная.

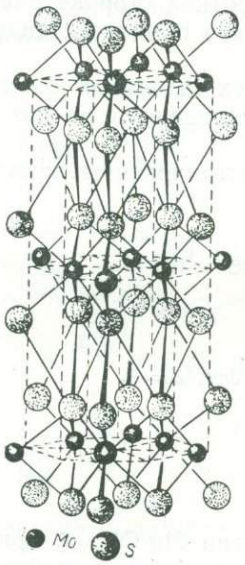


Рис. 89. Структура молибденита.

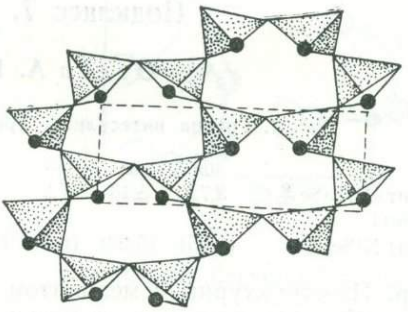


Рис. 90. Структура аурипигмента.

2. Группа аурипигмента. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Аурипигмент As_2S_3	11,49	9,59	4,25	90°27′	4	3,5	1,5—2
Гетчелит $AsSbS_3$	11,85	8,99	10,16	116°27′	8	4,0	1,5—2

Стр. Структура аурипигмента представлена неровными сетками, состоящими из пирамидальных групп AsS_3 (в гетчелите, видимо, AsS_3 и SbS_3), связанных между собой общими атомами S (рис. 90). КЧ As (Sb) = 3S, КЧ S = 2As (Sb). Средние межатомные расстояния в аурипигменте: $As—S_3 = 2{,}25$, между слоями — 3,10 (SR — XII, 175). В структуре гетчелита атомы As и Sb расположены, должно быть, упорядоченно, что приводит к другой ориентировке и размерам элементарной ячейки (пр. гр.

C_{2h}^5 — $P2_1/a$). Установка, принятая Б. Вайсбергом не совпадает с установкой аурипигмента, благодаря чему символы соответствующих граней и плоскости совершенной спайности у них отличны. Связь в слоях существенно ковалентная, между слоями — в основном остаточная.

Хим. В аурипигменте отмечаются примеси Sb (до 2,7%) и Se (до 0,04%). В гетчелите отношение As : Sb = 1 : 1; примеси других элементов ничтожны (Weissberg, 1965).

Физ. Кристаллы аурипигмента короткостолбчатые по оси *c*. Сп. по (010), у гетчелита по (001), весьма совершенная.

3. Группа парагуанахуатита. Триг. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$.

	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Икунолит $Bi_4S_3\frac{2}{\infty}$	4,15	39,19	3	7,9	2
Лайтакарит $Bi_4Se_2S\frac{2}{\infty}$	4,23	39,93	3	8,2	2
Парагуанахуатит $Bi_4Se_5\frac{2}{\infty}$	4,08	54,7	3	7,8	2
Плюбиссесулит $Pb_4Bi_7Se_7S_4\frac{2}{\infty}$ (платинит)	8,49	20,80	2	8,0	2 (?)

Стр. Слоистые структуры, аналогичные минералам гр. теллуровисмутита (рис. 71). В икунолите слои атомов S и Bi чередуются в следующем порядке:...S_1—Bi_2—S_2—Bi_1—Bi_1—S_2—Bi_2—S_1—Bi_2—S_2... (Kato, 1959). Общее число слоев атомов в ячейке у икунолита и лайтакарита 21, у парагуанахуатита 27 и у плюбиссесулита 11; c_h: число слоев равно 1,9—2,0 (Strunz, 1963).

Хим. В икунолите часть S замещается Se (до 2,2%), а Bi—Pb (до 5,5%); в парагуанахуатите, наоборот, часть Se замещается S.

Разности: Se-икунолит, Pb-икунолит.

Физ. Низкая тв., сп. по (0001) весьма совершенная. Икунолит хрупок.

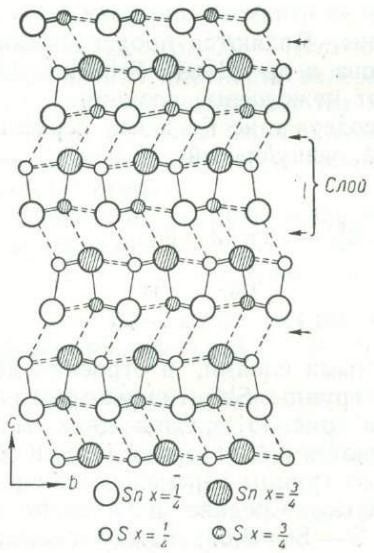


Рис. 91. Структура герценбергита.

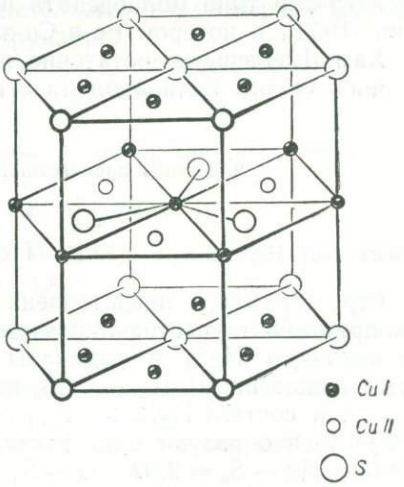


Рис. 92. Структура гексахалькозина.

4. Группа герценбергита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pmcn$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Герценбергит $SnS\frac{2}{\infty}$	3,99	4,34	11,20	5,2	2,5—3,5

Стр. Слоистая структура обусловлена тенденцией Sn^{2+} к тройной координации. Слои состоят из волнистых сеток (рис. 91), построенных из

пирамидальных групп SnS_3, простирающихся $\perp$ оси *c*. Расстояния $Sn - S_3 = 2{,}66$, между слоями — около 3,70 (Hofmann, 1935).

Хим. Состав изучен недостаточно. Вероятно, что так называемый монтезит представляет разность Pb-герценбергит.

Физ. Встречается в тонкочешуйчатых и лучистых агрегатах, сп. по (001) весьма совершенная.

5. Группа гексахалькозина. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Гексахалькозин	$Cu_2S\,{}^2_\infty$	3,90	6,69	(6,0)	?

Стр. Структура состоит из плоских слоев, заключающих Cu и S в тройной координации. Атомы Cu занимают два типа позиций: Cu_I и Cu_{II} (рис. 92). Расстояния $Cu - S = 2{,}24$, между слоями — 3,35. Устойчив выше температуры 96° С. В природе переходит в халькозин.

Отдел Б. Сложные

1. Группа фемосулита. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ (?).

		a	*c*	Пл.	Тв.
Фемосулит (фемолит)	$FeMo_5S_{11}\,{}^2_\infty$	3,13	(12,35)	3,7	2—3
Кумосулит (кастенит)	$CuMo_2S_5\,{}^2_\infty$	—	—	(4,0)	(3)

Стр. Структуры минералов не изучены. Являются производными от структурного типа молибденита (Скворцова и др., 1964; Schüller, Ottemann, 1963), в котором Fe и Cu занимают межслоевые позиции.

Хим. Изучены недостаточно полно; содержание Fe и Cu переменно.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, чешуйчатый.

2. Группа ливингстонита. Мон. $C_{2h}^6 - A2/a$, $Z = 8$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Ливингстонит	$HgSb_4S_2S_6\,{}^2_\infty$	30,25	4,00	21,48	104°12′	5,0	2,5—3,5

Стр. Структура представлена волнистыми слоями, в строении которых принимают участие пирамидальные группы SbS_3, сильно искаженные октаэдры HgS_6 и радикалы S_2 (см. рис. 31). Слои двух типов: в одном сдвоенные группы SbS_3 перемежаются с октаэдрами HgS_6 и образуют слой состава $HgSb_2S_4$, в другом те же группы перемежаются с радикалами S_2 и образуют слой состава $Sb_2S_2(S_2)$. Средние межатомные расстояния: $Hg - S_6 = 2{,}92$; $Sb - S_3 \approx 2{,}5$; $S - S = 2{,}07$, между слоями — около 3,60 (Niizeki, Buerger, 1957).

Хим. Состав изменяется незначительно.

Физ. Кристаллы столбчатого и игольчатого облика, вытянутые по оси *b*. Сп. совершенная по (001). Несоответствие между обликом и структурой, вероятно, вызвано гетерогенностью слоя $HgSb_2S_4$, который при дифференциальной подвижности элементов не сможет формироваться сплошным, а будет распадаться на отдельные ленты, вытянутые вдоль оси *b*.

3. Группа франкеита. Пр. гр. неизвестна.

	Синг.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Цилиндрит $Pb_3Sb_2Sn_4S_{14}\,^2_\infty$	Ромб.	17,1	11,6	70,0	—	16	5,5	2—2,5
Франкеит $Pb_5Sb_2Sn_3S_{14}\,^2_\infty$	Мон.	46,94	11,64	17,31	94°48′	12	5,9	1,5—2
Ленгенбахит $Ag_2Pb_6As_4S_{13}\,^2_\infty$	Мон.	34,89	11,51	18,40	94°19′	12	5,8	1,5—2

Стр. Структура мин. видов не изучена. Отнесены сюда на основании свойств и морфологии. Формулы всех не вполне строги — требуется дальнейшее изучение. Состав цилиндрита и франкеита существенно не меняется; из примесей обнаружены Ge (до 0,1%) и In (до 0,15%). В ленгенбахите Ag в существенном количестве замещается Cu.

Физ. Встречаются в виде пластинчатых и листоватых (цилиндрит — трубчатых) индивидов. У франкеита и ленгенбахита сп. по (001) весьма совершенная. Слегка ковки, гибки, но не упруги. Цилиндрит при растирании расслаивается.

4. Группа смайтита. Триг. $D^5_{3d} - R\bar{3}m$, $Z = 1;3$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Смайтит $FeFe_2S_4\,^2_\infty$	11,67	17°06′	3,47	34,5	4,1	(1—1,5)
Валерит $CuFe_2S_4\,^2_\infty$	—	—	3,80	34,3	(3,5)	1—1,5

Стр. Смайтит обладает слоистой структурой, тесно связанной со структурой пирротина (см. параметры), которая может быть выведена из последней удалением каждого четвертого слоя атомов Fe (рис. 9). Для этой «операции» необходимо, чтобы из трех оставшихся Fe два перешли в трехвалентное состояние: $4Fe^{II}S \rightarrow Fe^{II}Fe_2^{III}S_4 + Fe^{II}$. Между слоями связь остаточная, расстояние около 3,5 (Erd, Evans, Richter, 1957). Структура валерита не изучена, но, вероятно, близка к структуре смайтита; пр. гр. C^5_{3v} — R3m или C^4_3 — R3 (Evans, Berner, Milton, 1962). Более низкая плотность валерита свидетельствует о четверной (или тройной) координации атомов Cu в его структуре.

Хим. Изучены недостаточно. В валерите Fe замещается Ni (до 3,8%). Переменный состав обусловлен, вероятно, окислением части Fe (дефектная структура).

Физ. Мельчайшие таблитчатые кристаллики; сп. по (0001) весьма совершенная.

5. Группа нагиагита. Тетр. $S^1_4 - P\bar{4}$, $Z = 1$.

	a	c	Пл.	Тв.
Нагиагит $Pb_5AuSbTe_3S_6\,^2_\infty$	4,15	30,21	7,5	1,5

Стр. Структура не выяснена. Отнесен к слоистым по данным морфологии и физических свойств.

Хим. Состав требует дальнейшего изучения. Au частично замещается Ag.

Физ. Кристаллические индивиды таблитчатого и листоватого облика. Сп. по (001) совершенная.

6. Группа тиллита. Ромб. $D^{16}_{2h} - Pmcn$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Тиллит $PbSnS_2\,^2_\infty$	4,05	4,29	11,35	6,4	2,5—3,5

Стр. Тип герценбергита (рис. 91); КЧ Pb и Sn равно 3. Расстояния между слоями около 3,70.

Хим. Pb частично замещается Sn.

Физ. Пластинчатые, псевдотетрагональные кристаллы с совершенной сп. по (001).

7. Группа штернбергита. Ромб. $D_{2h}^{21} - Cmma$, $Z = 8$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Штернбергит	$AgFeFeS_3 \frac{2}{\infty}$	6,62	11,66	12,70	4,3	1—1,5

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании физических свойств и морфологии.

Хим. Состав постоянен. Валентность атомов, принятая в формуле, не доказана ничем, кроме стехиометрических соображений.

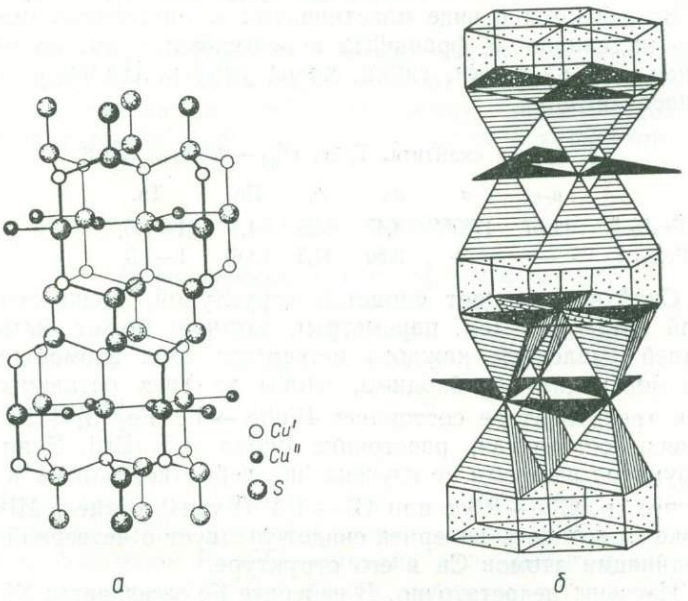


Рис. 93. Структура ковеллина:
а — в шариковом и *б* — в полиэдрическом изображении.

Физ. Тонкопластинчатые и листоватые индивиды с совершенной сп. по (001). Тонкие пластинки, мягкие и гибкие.

8. Группа ковеллина. Гекс. $D_{6h}^4 - C6_3/mmc$, $Z = 2$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Ковеллин	$Cu_2^{I}Cu^{II}S_2S\frac{2}{\infty}$	3,77	16,29	4,7	2,75—3,25
Клокманит	$Cu_2^{I}Cu^{II}Se_2Se\frac{2}{\infty}$	3,94	17,25	6,1	2,5—3

Стр. Структура сложная с двумя различными по валентности атомами Cu—Cu^{I} и Cu^{II} и с двумя типами атомов S: простыми S^{II} и радикалами S_2^{II}. Слоистый мотив обусловлен сетками из плоских треугольников $Cu^{II}S_3$, которые простираются вдоль базиса и имеют общие атомы S в вершинах двух спаренных CuS_4-тетраэдров (рис. 93). Основания тетраэдров прочно удерживаются ковалентными связями S—S. Наиболее слабой является связь $Cu^{I} - S = 2{,}34$, направленная $\parallel$ оси *c* (три другие связи равны 2,30). Расстояния $Cu^{II} - S = 2{,}19$; S—S (в радикале)=2,09. В клокманите: $Cu^{I} - Se = 2{,}46$ и 2,38 (3), $Cu^{II} - Se = 2{,}27$; Se—Se=2,28 (Berry, 1954).

Хим. Состав ковеллина постоянен. Клокманит изучен недостаточно.

Физ. Кристаллы редки; ковеллин образует тонкие гексагональные пластинки. Сп. по (0001) весьма совершенная. Тв. в справочниках занижена, так как дается для коллоидно-дисперсных его агрегатов.

Недостаточно изученные и сомнительные

Боливиан $Ag_2Sb_{12}S_{19}$ (?)
Бурсаит $Pb_5Bi_4S_{11}$ (?)
Висмутовый джемсонит $Pb(Bi, Sb)_2S_4$ (?)
Вольтцин Zn_5S_4O или Zn_6AsS_6 (?)
Герстлиит $Na_4As_2Sb_8S_{17} \cdot 6H_2O$
Джезказганит $CuReS_4$ (?)
Догначкаит $Cu_2Bi_4S_7$ (?)
Зинерит $Cu_{1,4}As_{1,9}S_{2,1}$ (?)
Тинит $Pb_{20}Bi_2S_{23}$ (?)
Трехманит $AgAsS_2$ (?)
Эйхбергит $Cu(Sb; Bi)_3S_5$ (?)
Эпигенит $Cu_8Fe_3As_2S_{10}$ (?)

Тип III

КИСЛОРОДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Класс I. Окислы

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения. Класс I. Окислы																H 11	
2		Be 4												.		O 157	F 2	
3	Na 9	Mg 13											Al 15	Si 13			Cl 1	
4	K 3	Ca 14		Ti 24	V 6	Cr 3	Mn 27	Fe 29		Ni 2	Cu 8	Zn 7			As 8	Se 1		
5			Y 6	Zr 3	Nb 18	Mo 2					Ag 1	Cd 1		Sn 5	Sb 16	Te 2		
6		Ba 4	La 1		Ta 16	W 3						Hg 1	Tl 1	Pb 12	Bi 6			
7				Th 2	U 4	Ce 4												

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
21	64	11	10			2		12	25	7	5

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа торианита ThO_2
2. Группа корунда Al_2O_3
3. Группа биксбита Mn_2O_3
4. Группа бисмита Bi_2O_3
5. Группа периклаза MgO
6. Группа цинкоксита—тенорита $ZnO—CuO$

Отдел Б. Сложные

1. Группа уранинита $U_2^{4+}U^{6+}O_7$
2. Группа фергусонита $(Ce, Y)NbO_4$
3. Группа стибиоколумбита $Sb(Ta, Nb)O_4$
4. Группа симпсонита $Al_4Ta_3O_{13}OH$
5. Группа пирохлора—стибиконита $NaCaNb_2O_6(OH; F) — SbSb_2O_6OH$
6. Группа кальциртита $Ca_2ZrZr_4Ti_2O_{16}$
7. Группа сведенборгита $NaBe_4SbO_7$
8. Группа ильменита $(Mg, Fe)TiO_3$
9. Группа магнетоплюмбита—хэгбомита $PbFe_{12}O_{19}—Mg_2Al_4O_8$
10. Группа хризоберилла $BeAl_2O_4$

11. Группа шпинели (Mg, Fe) Al_2O_4
12. Группа сапфирина $Mg_2Al_4SiO_{10}$
13. Группа гаусманита—браунита $MnMn_2O_4$—$MnMn_8SiO_{12}$
14. Группа майенита $Ca_{12}Al_{14}O_{33}$
15. Группа армангита—финеманита $Mn_3As_2O_6$—$PbAs_3O_9Cl$
16. Группа мёрдокита Cu_6PbO_8
17. Группа паратенорита $Cu_x^{+}Cu_{1-2x}^{2+}O_{1-x}$

Подкласс 2. Каркасные

Отдел А. Простые

1. Группа кремнезема $SiO_2\ {}^{3}_{\infty}$
2. Группа анатаза $TiO_2\ {}^{3}_{\infty}$
3. Группа куприта $Cu_2O\ {}^{3}_{\infty}$
4. Группа гидроксита $H_2O\ {}^{3}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа перовскита $CaTiO_3\ {}^{3}_{\infty}$
2. Группа эсхинита $CeTiNbO_6\ {}^{3}_{\infty}$
3. Группа браннерита $UTi_2O_6\ {}^{3}_{\infty}$

Подкласс 3. Островные

1. Группа арсенолита As_2O_3

Подкласс 4. Цепные

Отдел А. Простые

1. Группа рутила $TiO_2\ {}^{1}_{\infty}$
2. Группа рамсделита $MnO_2\ {}^{1}_{\infty}$
3. Группа парателлурита $TeO_2\ {}^{1}_{\infty}$
4. Группа селенолита $SeO_2\ {}^{1}_{\infty}$
5. Группа валентинита $Sb_2O_3\ {}^{1}_{\infty}$
6. Группа монтроидита $HgO\ {}^{1}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа бистрёмита—тапиолита $MgSb_2O_6\ {}^{1}_{\infty}$—$FeTa_2O_6\ {}^{1}_{\infty}$
2. Группа вольфрамита—колумбита (Mn, Fe) $WO_4\ {}^{1}_{\infty}$—(Mn, Fe)$(Ta, Nb)_2O_6\ {}^{1}_{\infty}$
3. Группа псевдобрукита $Fe_2TiO_5\ {}^{1}_{\infty}$
4. Группа голландита $BaMn^{2+}Mn_7^{4+}O_{16}\ {}^{1}_{\infty}$
5. Группа трипкеита $CuAs_2O_4\ {}^{1}_{\infty}$

Подкласс 5. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа молибдита $MoO_3\ {}^{2}_{\infty}$
2. Группа ванадиоксита $V_2O_5\ {}^{2}_{\infty}$
3. Группа брукита $TiO_2\ {}^{2}_{\infty}$
4. Группа клодетита $As_2O_3\ {}^{2}_{\infty}$
5. Группа плюмбоксита $PbO\ {}^{2}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа эвксенита YTi (Ta, Nb) $O_6\ {}^{2}_{\infty}$
2. Группа кёхлинита $Bi_2MoO_6\ {}^{2}_{\infty}$
3. Группа креднерита $CuMnO_2\ {}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные.

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа торианита. Куб. → мон.

Подгруппа церианита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	d	Пл.	Тв.
Церианит CeO_2	5,40	2,34	(7,2)	(7)
Торианит ThO_2	5,60	2,42	9,9	6,75

Стр. Тип флюорита; КЧ = 8/4 (рис. 15).

Хим. Состав торианита изменяется в широких пределах за счет изоморфного замещения Th ураном (до 35% UO_2). Содержание U выше 15% приводит обычно (благодаря окислению U^{4+}) к разрушению структуры торианита (метамиктный распад). В составе торианита отмечается также наличие Ce^{4+} (до 8%), Ce и La (до 7%), Pb (до 5,2%), Fe^{3+} (до 3,5%) и Sc (до 0,5%). В составе церианита установлен Th (до 5%).

Разновидности: U-торианит, Ce^{4+}-торианит, Ce,La-торианит, Fe-торианит, Sc-торианит; Th-церианит.

Физ. Индивиды изометрического облика. У торианита сп. по (100) несовершенная.

Подгруппа баделита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Баделит ZrO_2	5,17	5,23	5,34	99°15′	2,16	5,6	6,75

Стр. Тип структуры особый с КЧ Zr = 7 (рис. 94). Расстояния Zr—O находятся в пределах 2,04—2,26 (McCullough, Trueblood, 1959).

Хим. Состав постоянен. Отмечаются изоморфные примеси Hf (до 3%), Fe (до 2%) и Sc (до 1%).

Разности: Hf-баделит, Fe-баделит, Sc-баделит.

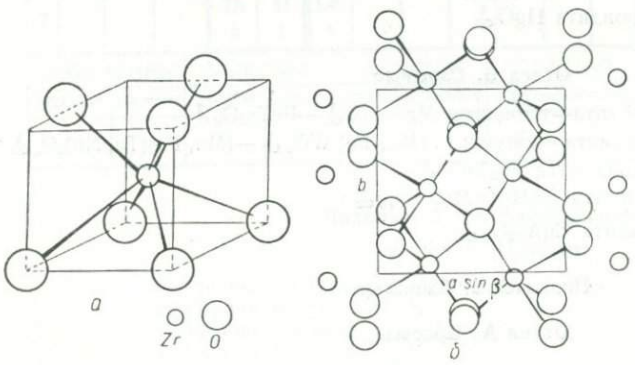


Рис. 94. Структура баделита:
а — координация Zr, *б* — проекция на плоскость (001)

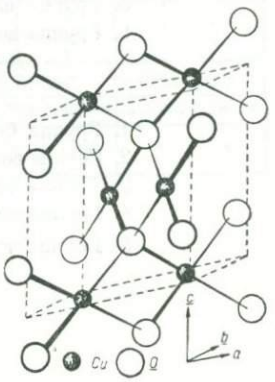


Рис. 95. Структура тенорита.

2. Группа корунда. Триг. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, $Z = 2; 6$.

	a	α	a_h	c_h	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Корунд Al_2O_3	5,14	55°16′	4,76	12,99	1,91	4,0	9
Карелианит V_2O_3	5,44	53°53′	4,95	14,00	2,01	5,0	(8,5)
Эсколаит Cr_2O_3	5,34	55°09′	4,96	13,60	2,00	5,2	(8,5)
Гематит Fe_2O_3	5,43	55°14′	5,03	13,75	2,02	5,3	6,75

Стр. Тип корунда (рис. 14), КЧ=6/4. Структура имеет субслоистый характер; устойчива при малых межатомных расстояниях (1,9—2,0). Окта-

эдры RO_6 несколько искажены; в корунде, например, расстояния Al—O = = 1,86 (3) и 1,97 (3) (Newnham, Haan, 1962).

Хим. Состав корунда изменяется в очень узких пределах за счет изо- и гетеровалентного изоморфизма, что, однако, резко сказывается на его цвете. Основные примеси — Fe, Cr и Ti (до 1—2%), обусловливающие красную и синюю окраску индивидов. Карелианит содержит Fe (4,1%) и Cr (3,7%). В эсколаите Cr замещается V (до 4,6%). Гематит содержит примеси Al (до 14%), Ti (до 11%) и Fe^{2+} (до 5,8%).

Разновидности: Cr-корунд (рубин), Fe, Ti-корунд (сапфир), Fe-корунд; Fe-карелианит, Cr-карелианит; V-эсколаит; Al-гематит, Ti-гематит, Fe^{2+}, Ti-гематит.

3. Группа биксбиита. Куб. $T_h^7 - Ia3$, $Z = 16$.

	a	*d*	Пл.	Тв.
Биксбиит Mn_2O_3	9,43	2,01	5,0	7
Авиценнит Tl_2O_3	10,52	2,26	10,4	(6,5)

Стр. Тип биксбиита (рис. 13); КЧ = 6/4. Структура тесно связана со структурой типа флюорита, в которой вместо кубов CaF_8 находятся два типа искаженных октаэдров MnO_6 (Pauling, Shappell, 1930). Структура устойчива при средних межатомных расстояниях (2,0—2,35).

Хим. Состав биксбиита изменяется за счет изоморфного замещения Mn→Fe от почти чистого Mn_2O_3 до мин. индивидов, содержащих 59% Fe_2O_3 (Dana, 1944). Это требует (сохраняя наиболее распространенное название) дать мин. виду биксбииту новое химическое содержание — Mn_2O_3, а все индивиды, содержащие Fe, рассматривать как разновидности. В качестве примеси отмечается также Ti.

Разновидности: Fe-биксбиит, Ti-биксбиит.

4. Группа бисмита. Мон.→куб.→тетр.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Бисмит Bi_2O_3	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	5,84	8,16	7,49	112°56′	4	9,4	5
Силленит Bi_2O_3	$T^3 - 123(?)$	10,10	—	—	—	12	9,0	(5)
Расселит $(Bi_2; W)O_3$	$D_{2d}^{12} - I\bar{4}2d$	5,43	—	11,3	—	4	7,4	3,75

Стр. В структуре бисмита атомы Bi имеют КЧ 6O, а кислород окружен 4Bi. Межатомные расстояния: Bi — O_6 = 2,39 (2), 2,50 (2) и 2,54 (2) (Sillen, 1941). Детали строения силленита не выяснены, КЧ Bi = 4(?) (Sillen, 1938). Расселит близок по структуре к искусственному β-Bi_2O_3.

Хим. Состав мин. видов изучен недостаточно. Отношение Bi : W в расселите варьирует, но часто близко к 2 : 1; W замещается Mo (до 10,6%).

5. Группа периклаза. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	*d*	Пл.	Тв.
Периклаз MgO	4,21	2,10	3,6	6
Фероксит FeO (иоцит)	4,31	2,15	5,9	(5,5)
Бунзенит NiO	4,18	2,09	6,8	5,5
Манганозит MnO	4,43	2,22	5,4	5,25
Кадмоксит CdO	4,70	2,35	8,2	(4,5)
Кальцоксит CaO	4,81	2,40	3,3	4

Стр. Тип галита, КЧ = 6/6 (рис. 8).

Хим. В периклазе Mg замещается Fe (до 6%), Mn (до 9%) и Zn (до 2,5%). Фероксит обладает дефектной структурой за счет окисления и перехода части Fe^{2+} в Fe^{3+}, что приводит к формуле $Fe_{1-x}^{2+}Fe_{2/3x}^{3+}O$. В манганозите отмечается Zn (до 5%) и Mg (до 2%). Состав остальных не изучен.

Разновидности: Fe-периклаз, Mn-периклаз, Zn-периклаз; Zn-манганозит, Mg-манганозит.

Физ. Сп. по (100) совершенная.

6. Группа цинкоксита—тенорита.

Подгруппа цинкоксита. Гекс. $C_{6v}^4 - P6_3mc$, $Z = 2$.

	a	c	d	Пл.	Тв.
Бромелит BeO	2,69	4,37	1,64—1,66	3,1	6,75—7,5*
Цинкоксит ZnO (цинкит)	3,25	5,19	1,96	5,7	4—4,5

Стр. Тип вюрцита, КЧ = 4/4 (рис. 12).

Хим. В цинкоксите Zn замещается Mn (до 9%), Pb (до 5,3%) и Fe (до 1,1%). Состав бромелита изучен недостаточно

Разновидности: Mn-цинкоксит, Pb-цинкоксит, Fe-цинкоксит.

Физ. Сп. по $(10\bar{1}0)$ совершенная.

Подгруппа тенорита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	d	Пл.	Тв.
Тенорит CuO	4,66	3,42	5,12	99°29′	1,95	6,6	4

Стр. Структура близка к типу куперита. Каждый атом Cu окружен 4 атомами O, образующими плоский прямоугольник со сторонами 2,62 и 2,88. Каждый атом O окружен 4 атомами Cu, образующими искаженный тетраэдр (рис. 95).

Хим. Изучен недостаточно; из-за плоской конфигурации dsp^2-связей изоморфизм должен быть ограничен.

Отдел Б. Сложные

1. Группа уранинита. Куб. $T_h^6 - Pa3$, $Z \approx 1$.

	a	d	Пл.	Тв.
Уранинит U_2UO_7	5,42	2,34 и 1,90	9,3	6

Стр. Занимает промежуточное положение между структурными типами CaF_2 и CO_2 (Макаров, Липова, Долманова, Меликьян, 1960). Она состоит из участков структуры типа CaF_2, где атомы U^{4+} находятся в несколько нарушенной и неполной восьмерной координации атомов O ($d = 2{,}34$). Это нарушение происходит вследствие того, что часть атомов O смещается от центров октантов по тройным осям в направлении атомов U^{6+} и образует с последними линейные группы UO_2^{2+} (рис. 96), располагающиеся своими длинными осями статистически по четырем не пересекающимся друг с другом тройным осям куба ($d\,U^{6+} - O = 1{,}90$). Компенсация зарядов уранильных групп достигается внедрением в структуру дополнительных атомов O в количестве, равном числу атомов U^{6+}.

Хим. Состав непостоянен в связи с окислением U^{4+} до U^{6+} (колеблется от $UO_{1,9}$ до $UO_{2,67}$, благодаря чему Z изменяется от ~3,7 до ~2,5). U^{4+} изоморфно замещается Th (до 14%), причем непрерывного ряда между уранинитом и торианитом, на который указывают Робинсон и Сабина (1955), естественно, быть не может. U^{4+} замещается также Y и

---

* Твердость синтетических кристаллов, определенная на микротвердометре, показывает заметную анизотропию; она находится в пределах 917—1300 *кг/мм*² (Cline, Kahn, 1963).

его подгруппой TR (до 15%), Ce и его подгруппой TR (до 3,3%), Zr (до 7,6%) и Fe^{3+} (до 4%). Кроме того, в уранините содержится переменное количество радиогенного Pb (до 20%).

Разновидности: Th-уранинит, Y-уранинит, Y, Ce-уранинит, Zr-уранинит.

Физ. Сп. нет; в различной степени метамиктен.

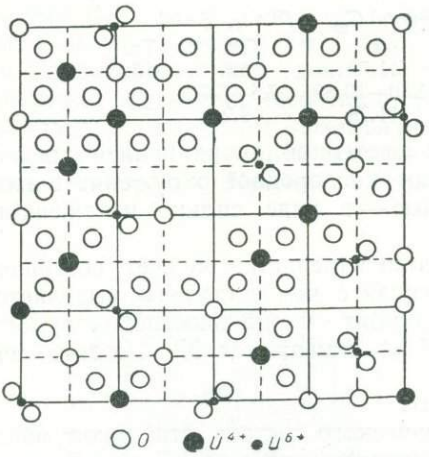


Рис. 96. Структура уранинита, представляющая сочетание уранильных групп UO_2 с атомами четырехвалентного урана.

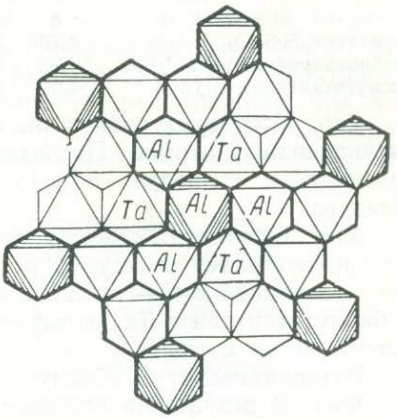


Рис. 97. Структура симпсонита (проекция на (001); заштрихованы центральные Al-октаэдры, вокруг которых расположены три Al-октаэдра на том же уровне и три Ta-октаэдра на нижнем этаже

2. Группа фергусонита. Тетр.→мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Фергусонит (Ce, Y)NbO_4	$C_{4h}^6 - I4_1/a$	(5,4—5,1)	—	(11,4—10,9)	6,0—5,6	6—6,5
Форманит $YTaO_4$	$C_{4h}^6 - I4_1/a$	(5,20)	—	(10,94)	7,6	6,75
Клинофергусонит $YNbO_4$	$C_{2h}^6 - C2/c$	5,12	10,89	5,20	5,7	(6,5)
				$\beta = 88°10'$		

Стр. Тип шеелита (рис. 247). КЧ Y = 8, а КЧ (Ta, Nb) = 4. Полиэдры (Ce, Y)O_8, представляющие собой комбинацию тетрагонального скаленоэдра и тетраэдра, связываются друг с другом при помощи тетраэдров NbO_4 (имеют общие ребра и вершины). При нагревании начиная с 750° С постепенно переходит в моноклинную (псевдотетрагональную) форму (Комков, 1957), существующую в виде клинофергусонита (с КЧ Y и Nb = 6). Увеличение содержания Ta должно повышать температуру перехода. Параметры для фергусонита и форманита получены на синтетическом материале.

Хим. Состав фергусонита изменяется в широких пределах. Между Ce и Y проявляется совершенный изоморфизм, в связи с чем выделяется два подвида: *цериофергусонит и иттрофергусонит*. Отмечается также ограниченный изоморфизм видообразующих элементов: Nb замещается Ta (до 20%), Fe^{2+} (до 7,6%), Ti (до 6%), Sn (до 3%) и Zr (до 2,1%); Y и Ce замещаются Yb (до 10%), Er (до 5%), Dy (до 4,6%), U (до 9,2%), Gd (до 3,8%), Th (до 4,5%), Ca (до 4,2%) и Mn (до 1,9%). В составе форманита постоянно присутствует Nb (до 10%), U (до 4%), Ti (до 2%) и др. В клинофергусоните отмечаются Th (6,8%), Ca (3,2%), Ta (1,7%), U (1,6%) и пр.

Разновидности: Yb-фергусонит, Er-фергусонит, Ta-фергусонит, U-фергусонит, Fe-фергусонит, Ti-фергусонит, Th-фергусонит, Ca-фергусонит; Nb-форманит и др.

Физ. В связи с широким изменением состава существенно изменяются все свойства фергусонита. Увеличение содержания Ce ведет к увеличению плотности и показателя преломления и уменьшению твердости. Под влиянием примесей U и Th фергусонит подвергается метамиктному распаду.

3. Группа стибиоколумбита. Ромб. $C_{2v}^9 - Pbn2_1$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Сервантит $SbSbO_4$	4,79	5,43	11,73	6,6	~5,5
Стибиоколумбит $Sb(Ta, Nb)O_4$	4,93	5,55	11,80—10,80	7,5—5,7	6
Бисмутотанталит $BiTaO_4$	4,97	5,57	11,78	8,9	5,5

Стр. Изоструктурные мин. виды с шестерной координацией трех- и пятивалентных атомов. Последние имеют кислородное окружение в виде правильного октаэдра, а трехвалентные — в виде сильно искаженного октаэдра.

Хим. Состав стибиоколумбита широко изменяется за счет совершенного изоморфизма между Ta и Nb, в связи с чем для него выделяется две разновидности — танталостибиоколумбит и ниобиостибиоколумбит. В бисмутотанталите Ta частично (до 15%) замещается Nb. Состав сервантита мало изучен.

Разновидности: Nb-бисмутотанталит.

Физ. В результате изменения химического состава стибиоколумбита заметно изменяются некоторые его физические свойства. С увеличением содержания Nb возрастает величина N и уменьшаются $Ng - Np$, $2V$ и плотность. Кристаллы короткостолбчатого облика, сп. средняя по (001) и (100).

4. Группа симпсонита. Триг. $C_3^1 - P3$, $Z = 1$.

	a_h	c_h	d_{Al-O}	d_{Ta-O}	Пл.	Тв.
Симпсонит $Al_4Ta_3O_{13}OH$	7,38	4,51	1,91	2,02	6.7	7

Стр. Строение легко объясняется на основе принципа плотнейшей гексагональной упаковки. Атомы Al и Ta занимают в ней октаэдрические позиции, чередуясь через один слой (период повторяемости — два октаэдрических слоя, $c_h = 4{,}51$). В слое с Al-октаэдрами последние расположены тройками, которые связываются в сетки с помощью четвертых (экстра) Al-октаэдров. В слое Ta-октаэдров последние сгруппированы аналогичными тройками, но дискретными и расположенными под пустыми октаэдрами верхнего слоя (рис. 97). В одном слое октаэдры связаны ребрами, в соседних слоях — вершинами (Борисов и Белов, 1962).

Хим. Ta частично замещается Nb (до 6%) и Sn (до 2%), кислород—OH и F.

5. Группа пирохлора — стибиконита.

В изоструктурной группе генетически резко различаются танталниобиевые минералы от сурьмяных, в связи с чем их удобнее рассмотреть отдельно.

Подгруппа пирохлора. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 8$.

	a	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Бетафит $U_{1-x}TiNbO_{6-2x}(OH)$	10,32	—	4,7	(6,5)
Вестгренит $BiTa_2O_6OH$	10,49	(2,53 и 2,05)	6,8	5,5(?)
Плюмикролит $PbTa_2O_6(H_2O)_x$	10,58	—	6,8	6,5
Пирохлор $NaCaNb_2O_6(OH; F)$	10.39	2,55 и 1,95	4,2	6
Микролит $NaCaTa_2O_6(OH; F)$	10,40	—	6,4	6,5
Пандаит $Ba_{2-x}Nb_2O_{7-x}(H_2O)_x$	10,56	—	4,0	5
Рейкебурит $Ba_{2-x}Ta_2O_{7-x}(H_2O)_x$	10,57	—	5,8	5,5

Стр. Структура является производной от структурного типа CaF_2 — CeO_2, в котором (при удвоенной по ребру ячейке) половина кубов оказывается замещенной октаэдрами, а один анион выпадает (рис. 98), что приводит к общей формуле $A_2^{[8]}B_2^{[6]}O_7$. Позиции *A* занимаются крупными атомами (Na, Ca, Ba, Bi, Ce, U и др.), позиции *B* — более мелкими атомами (Nb, Ta, Ti, Fe и др.). Кислород частично (около 1/7) замещается F и, по-видимому, OH, хотя последнее в силу постоянной вторичной гидратированности доказать трудно. Гетеровалентные изоморфные замещения элементов (особенно группы *A*) обусловливают дефектность структуры и нарушают локальную компенсацию валентностей, что является основной причиной постоянного метамиктного распада рассматриваемых минералов. Причем, в первую очередь выносятся наименее прочно

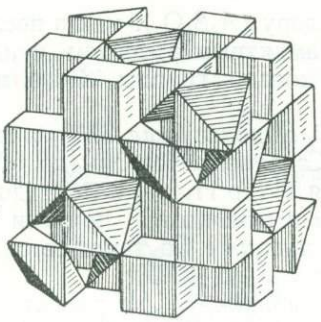


Рис. 98. Структура пирохлора в полиэдрическом изображении.

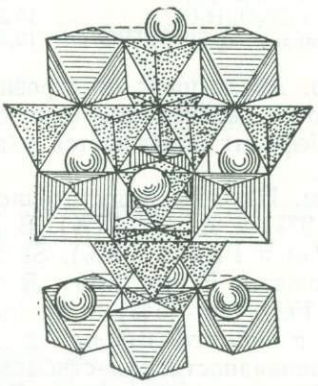


Рис. 99. Структура сведенборгита.

связанные в структуре одно- и двухвалентные атомы, так что даже в наиболее стехиометрических индивидах наблюдается некоторый дефицит Na и Ca. Формулы мин. видов даны в довольно идеализированной форме, что следует учитывать. Указанная в формулах вода имеет цеолитный характер (занимает полости структуры).

Хим. Состав мин. видов данной подгруппы, особенно наиболее распространенного пирохлора, исключительно сложен вследствие широко проявляющегося изо- и гетеровалентного изоморфизма элементов, усугубляемого изменениями, вызываемыми метамиктным распадом. Это привело в прошлом к выделению многочисленных «разновидностей» с самостоятельными названиями. Обширный аналитический материал показывает, что между Ta и Nb в составе минералов непрерывный изоморфизм не осуществляется, что заставляет считать самостоятельными мин. видами пирохлор и микролит, пандаит и рейкебурит.

Характерной особенностью минералов этой подгруппы является дефектность структуры, причем дефицит атомов, находящихся в восьмерной координации, достигает весьма существенной величины. Для бетафита коэффициент $x = 0{,}5 - 0{,}8$, а для пандаита и рейкебурита $x = 1{,}36 - 1{,}65$. Важнейшими изоморфными примесями в мин. видах являются следующие. В *бетафите*: U замещается Ca (до 14%), Y (до 11%), Zr (до 10%) и Pb (до 8%); Nb замещается Ta (до 39%), Ti (на 11%, суммарно до 35%) и Sb (до 7,8%). В *пирохлоре*: Ca и Na замещаются U (до 17%), Ce (до 13%), Y (до 13%) и Zr (до 6%); Nb замещается Ta (до 33%), Ti (до 11%) и Fe (до 6%). В *микролите*: Ca и Na замеща-

ются U (до 15%) и Bi (до 3,25%); Ta замещается Nb (до 22%) и Sn (до 1,6%); B *пандаите* часть Ba замещена Sr (до 6,4%).

Разновидности: Ca-бетафит, Y-бетафит, Zr-бетафит, Pb-бетафит, Ta-бетафит, Ti-бетафит, Sb-бетафит; U-пирохлор, Ce-пирохлор, Y, U-пирохлор, U, Ta-пирохлор, Y, U, Ta — пирохлор, Ti-пирохлор, Fe-пирохлор; U-микролит, Bi-микролит, Nb-микролит, Sn-микролит.

Подгруппа стибиконита. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 8$.

	a	d	Пл.	Тв.
Стибиконит $SbSb_2O_6OH$	10,26	2,42 и 2,02	5,6	6
Ромеит $Ca_2Sb_2O_7$	10,28	(2,49 и 1,97)	5,3	6,25
Биндгеймиг $Pb_2Sb_2O_7$	10,47	—	9,1	5
Парцит $Cu_2Sb_2O_6(H_2O)$	10,25	—	3,8	4,5
Штетефельдит $Ag_2Sb_2O_6(H_2O)$	10,46	—	4,6	4,5

Стр. Аналогичны по строению пирохлору ($A_2B_2O_7$); как и последний, отличаются дефектностью структуры, метамиктным распадом и гидратацией. Дефицит наблюдается у атомов не только группы A, но и группы B.

Хим. Изучены недостаточно полно. В *стибиконите* Sb^{3+} замещается Ca (до 9%) и As (до 15%). В *ромеите* Ca замещается Na (до 5%), Mn (до 6,3%) и Pb (до 6,8%); Sb замещается Ti (до 11,4%) и Fe^{2+} (до 8,5%); O замещается F (до 3,5%). В *биндгеймите* отмечаются примеси Ca (до 9,7%), Fe^{2+} (до 5,6%) и Ag (до 3%). В *парците* Cu замещается Ag (до 6%), а в *штетефельдите* Ag замещается Cu (до 13%).

Разновидности: Ca-стибиконит, As-стибиконит; Na-ромеит, Mn-ромеит, Pb-ромеит, Ti-ромеит, Fe^{2+}-ромеит, F-ромеит; Ca-биндгеймит, Ca, Fe-биндгеймит; Ag-парцит; Cu-штетефельдит.

Физ. Облик изометрический; сп. по (111) средняя.

6. Группа кальциртита. Тетр.→мон. (псевдогекс.), $Z = 8$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Кальциртит $Ca_2ZrZr_4Ti_2O_{16}$	$D_{4h}^{20} - I4_1/acd$	15,30	—	10,20	5,0	7
Цирконолит $CaZrTi_2O_7$	$C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$	12,43	7,26	11,37*	4,5	6,25
		$\beta = 100°31'$				

Стр. Структура мин. видов является производной от структурного типа $CaF_2 - CeO_2$. В кальциртите Ca и $^1/_5$ атомов Zr имеют КЧ = 8; $^4/_5$ атомов Zr — КЧ = 7, а Ti — КЧ = 6. Структурно близок к типу пирохлора (Пятенко и Пудовкина, 1961). Структура цирконолита в деталях пока не изучена. Она, очевидно, представлена атомами в трех разных координациях, расположенными упорядоченно; ее ячейка может быть выведена путем деформации кубической решетки по направлению, близкому к [111] (Пятенко, Пудовкина, 1964).

Хим. В кальциртите часть Ca изоморфно замещается Zr, а Ti — Fe и Nb. В цирконолите Ca замещается Ce (до 6%), U (до 5%) и Th (до 8%); Ti замещается Nb (до 25%) и Fe^{3+} (до 5,5%).

Разновидности: Nb-цирконолит; U, Th-цирконолит, Ce-цирконолит.

---

* Данные для синтетических кристаллов (Пятенко, Пудовкина, 1964). Для метамиктного цирконолита с Алдана, прокаленного при 1100—1200° С, те же авторы нашли мон. фазу со следующими параметрами: $a = 12{,}58$; $b = 7{,}27$; $c = 11{,}44$; $\beta = 100°34'$. псевдогекс. ячейка: $a_h = 7{,}27$, $c_h = 8{,}44$; $a = 5{,}05$, $\alpha = 92°00'$.

7. **Группа сведенборгита.** Гекс. $C_{6v}^4 - P6_3mc$, $Z = 2$.

		a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Сведенборгит	$NaBe_4SbO_7$	5,43	8,82	4,3	7,5	$(0001)_{ср}$

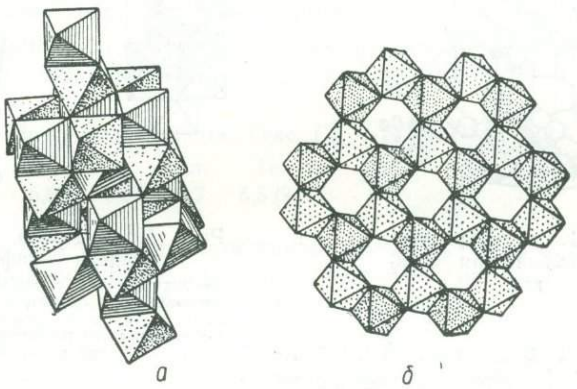
Стр. Основу структуры составляют координационно связанные друг с другом тетраэдры BeO_4 и октаэдры SbO_6 (рис. 99), между которыми в крупных полостях (кубооктаэдрах) размещаются атомы Na (КЧ=12). Межатомные расстояния: $Na - O_{12} = 2{,}72$; $Be - O_4 = 1{,}66$; $Sb - O_6 = 1{,}91$ (Pauling, Klug, Winchell, 1935).

Хим. Состав постоянен, Na частично замещается Ca (до 1%).

8. **Группа ильменита.** Триг. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$; $Z = 2;6$.

		a	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Ильменит	$(Mg, Fe)TiO_3$	5,55—5,53	54°39′—54°49′	5,1 — 5,09	14,12—14,07	4,0—4,8	6,5—6,25
Пирофанит	$MnTiO_3$	5,63	54°16′	5,14	14,36	4,5	6

Стр. Тип корунда, КЧ=6/4, но благодаря наличию в структуре двух сортов катионов (рис. 100) симметрия понижена.



а *б*

Рис. 100. Структура ильменита в полиэдрическом изображении:
а — общий вид; *б* — «слой» из (Mg, Fe) Ti-октаэдров.

Хим. Между Mg и Fe наблюдается совершенный изоморфизм, что позволяет для нового мин. вида сохранить наиболее распространенное название *ильменит* и выделить два подвида — *магнезиоильменит* и *ферроильменит*. Часть Fe^{2+} замещается Mn^{2+} (до 14%), Fe^{3+} (до 12%) и Pb (до 12%). Состав пирофанита изучен слабо; отмечаются примеси Fe^{3+} (до 1,2%).

Разновидности: Mn-ильменит, Fe^{3+}-ильменит, Mn, Pb-ферроильменит.

9. **Группа магнетоплюмбита — хэгбомита**

Структуры относящихся сюда мин. видов тесно связаны со структурой типа ферримагнетита (γ-Fe_2O_3) и γ-Al_2O_3.

Подгруппа магнетоплюмбита. Гекс.→ триг

	Синг.	Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Ибонит $CaAl_{12}O_{19}$	Гекс.	$D^4_{6h} - P6_3/mmc$	5,62	22,19	2	3,8	7,5—8
Магнетоплюмбит $PbFe_{12}O_{19}$	Гекс.	$D^4_{6h} - P6_3/mmc$	5,89	23,07	2	5,5	6,5
Плюмбоферрит $PbFe_4O_7$	Триг.	$D^1_3 - P312$	11,88	47,23	42	6,0	5,5(?)
Фройденбергит $NaFeTi_3O_8$	Гекс.	Не уст.	5,56	22,40	16	4,3	(6)
Давидит $Fe_5LaFe_3Ti_{12}O_{35}$	Триг.	$C^2_{3i} - R\bar{3}(?)$	10,37	20,87	3	4,4	6,5
Пейнит $Ca_2Al_{10}SiO_{19}$	Гекс.	$D^6_6 - P6_322(?)$	8,73	8,46	2	4,0	8

Стр. Ибонит и магнетоплюмбит построены из блоков структур γ-Al_2O_3 и соответственно ферримагнетита, между которыми размещаются

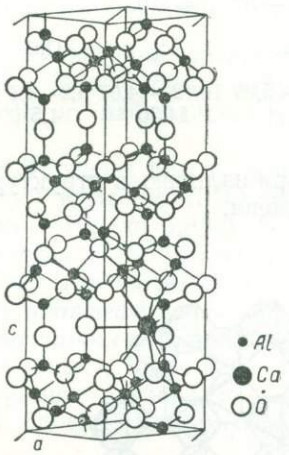


Рис. 101. Структура ибонита (ромбическая ячейка).

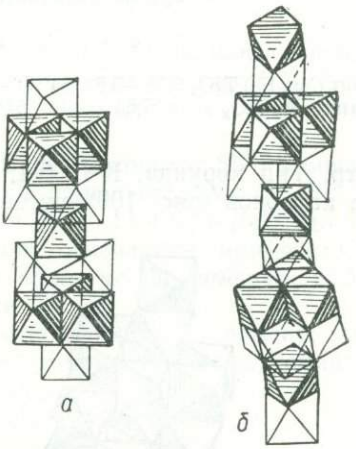


Рис. 102. Детали структур шпинели и тафеита:

а — чередование слоев октаэдров в шпинели вдоль тройной оси (6-слойная кубическая упаковка); *б* — 8-слойная (4*H*) гексагональная упаковка в тафеите.

атомы Ca и Pb в шестерной координации (рис. 101). Это обусловливает субслоистый характер структуры, проявляющийся в таблитчатом облике индивидов и сов. сп. по (0001). Структуры остальных мин. видов не изучены, но, судя по параметрам решетки и сов. спайности, имеют, должно быть, аналогичное строение (у плюмбоферрита параметры a и c почти точно вдвое больше соответствующих параметров магнетоплюмбита). Пейнит отнесен сюда условно. Для фройденбергита указывается, кроме гекс. сингонии (Strunz, 1962), также мон. сингония и структурное сходство с псевдобрукитом (McKie, 1963) или титановой бронзой $Na_x(Ti, Fe)O_2$ (Wadsley, 1964) с параметрами: $a = 12{,}31$; $b = 3{,}82$; $c = 6{,}50$; $\beta = 107° 18'$.

Хим. В химическом отношении изучены недостаточно. В ибоните Ca замещается TR, а Al — Ti, Mg и Fe^{2+}. В магнетоплюмбите Pb замещается Mn^{2+}, а Fe^{3+}—Mn^{3+} и Ti. В фройденбергите отмечаются следующие замещения: Na—K, Ti—Nb и O—OH. В давидите La в значительной степени замещается Ce, Y и U, в меньшей мере — Th, Sr и Ca; Fe и Ti замещаются V и Cr. Соотношения Fe^{2+}: Fe^{3+} и (Fe^{2+} + Fe^{3+}): Ti изменчивы. Богатые U разности давидита обычно превращены в метамиктные агрегаты.

Разновидности: Mn-магнетоплюмбит, U-давидит, V-давидит, Cr-давидит.

Подгруппа хэгбомита. Гекс. → триг.

	Синг.	Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Хэгбомит $Mg_{2-x}Al_4O_{8-x}$	Гекс.	$D^3_{3h} - P\bar{6}2m$	5,72	23,02	5	3,8	7
Тафеит $MgBeAl_4O_8$	Гекс.	$C^3_{6v} - P6_3mc$	5,72	18,38	4	3,6	8
Нигерит $SnAl_4O_8$	Триг.	$D^3_{3d} - P\bar{3}ml$ (?)	5,72	13,86	3	4,5	8

Стр. Мин. виды этой подгруппы обладают родственными структурами. В основе их лежит закон плотнейшей гексагональной упаковки (рис. 102), по которому расположены центры атомов кислорода. Параметры a у всех одинаковы (соответствуют параметру b цепных окислов из гр. вольфрамита—колумбита), а параметры c, кратные величине 4,6 (двойной величине катион-кислородного октаэдра), в различных структурных разновидностях (политипах) разные. Для хэгбомита в зависимости от периода идентичности слоев кислородных атомов (с катионами в шестерной и четверной координации) установлены следующие политипы: $4H$, $5H$, $6H$, $15H$, $15R$ и $18R$ (McKie, 1963). Редкие мин. виды тафеит и нигерит представляют собой структурные разновидности $4H$ и $3H$ соответственно.

Хим. Изучены недостаточно. В хэгбомите Mg частично замещается Fe, а Al—Ti. Структура, очевидно, дефектная, так как наблюдается дефицит атомов Mg ($x = 0{,}3 - 0{,}5$). В нигерите Sn в значительной степени замещается Fe^{2+}, Zn и Mg.

Физ. Хэгбомит образует таблитчатые по (0001) индивиды с сов. сп. по (0001) и средней сп. по $(10\bar{1}0)$. Нигерит встречен в тонких пластинках гексагонального очертания с сов. сп. по (0001).

Подгруппа ноланита. Гекс. $C^4_{6v} - P6_3mc$ (?), $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Ноланит $Fe_2V_3O_8$	5,85	9,29	4,7	5,5 (?)

Стр. Структура ноланита построена по закону плотнейшей упаковки центров атомов кислорода, причем атомы V^{4+} находятся в шестерной координации, а атомы Fe^{2+} распределяются поровну по тетраэдрическим и октаэдрическим позициям. Средние расстояния $V—O_6 = 2{,}03$; $Fe—O_6 = 2{,}00$; $Fe — O_4 = 1{,}90$ (Hanson, 1958). Параметр $c = 9{,}29$ соответствует структурной (политипной) разновидности $2H$.

Хим. Состав определен не вполне точно. Очевидно, часть Fe^{2+} и V^{4+} изоморфно замещается V^{3+} (до 8%) по схеме $Fe^{2+}V^{4+} \rightarrow 2V^{3+}$.

Физ. Образует пластинчатые (по 001) индивиды гексагонального габитуса. Сп. не замечена.

10. Группа хризоберилла. Ромб. $D^{16}_{2h} - Pbnm$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Хризоберилл $BeAl_2O_4$	4,43	9,40	5,48	3,8	8,5

Стр. Изоструктурен с оливином; Be занимает позиции Si, а Al — позиции Mg и Fe (рис. 103). Характерно, что в структуре хризоберилла имеется два сорта Al-октаэдров, отличающихся своими размерами ($Al— — O_{ср} = 1{,}89$ и $1{,}94$); $Be — O = 1{,}63$ (Farrell, Fang, Newnham, 1963). Принята установка Аюи, лучше отвечающая структурным особенностям минерала.

Хим. Al изоморфно замещается Fe^{3+} (до 6%), Fe^{2+} (до 3,6%) и Ti (до 3%). В небольших количествах Al может также замещаться

Cr (до 0,4%) и Sn (до 0,2%), причем установлено преимущественное расположение изоморфных элементов в позициях более крупных октаэдров AlO_6 (Newnham, Santoro, Pearson, Jansen, 1964).

Разновидности: Fe-хризоберилл, Cr-хризоберилл (александрит).

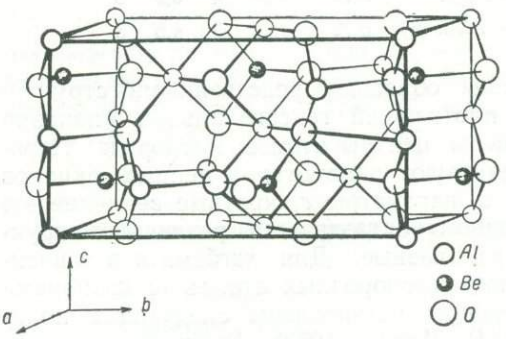


Рис. 103. Структура хризоберилла.

11. Группа шпинели. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 8$.

Эта весьма распространенная в природе и обширная по числу мин. видов группа обладает высокосимметричной структурой, заключающей в элементарной ячейке 32 атома кислорода, центры которых расположены по закону плотнейшей кубической упаковки. Половина октаэдрических и $^1/_8$ тетраэдрических полостей между атомами кислорода занята атомами двух- и трехвалентных элементов, которые в разных мин. видах распределяются неодинаково (рис. 104). По характеру распределения различных по валентности атомов в тетраэдрических и октаэдрических позициях все шпинели делятся на три типа: нормальные $R^{2+}_{[4]}R^{3+}_{[6]}R^{3+}_{[6]}O_4$, обращенные $R^{3+}_{[4]}R^{2+}_{[6]}R^{3+}_{[6]}O_4$ и смешанные $(R^{2+}_{1-x}R^{3+}_{x})_{[4]}(R^{2+}_{x}R^{3+}_{1-x}R^{3+})_{[6]}O_4$, где R^{2+}—

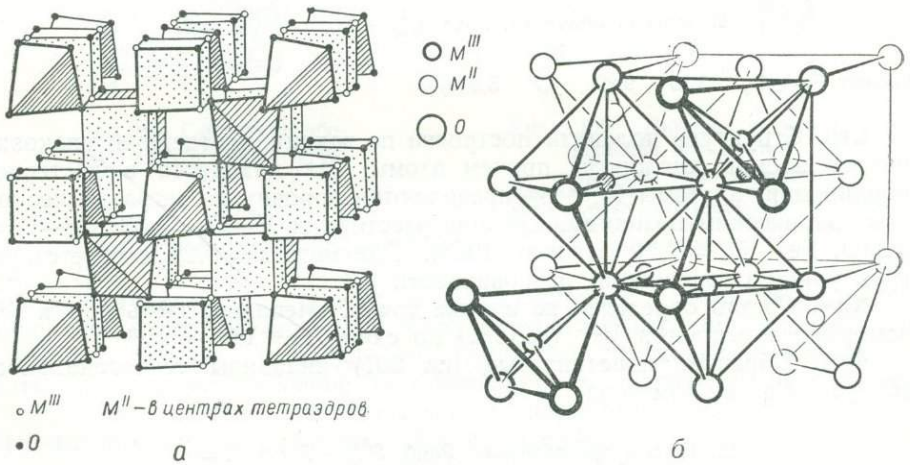


Рис. 104. Структурный тип шпинели:
а — общий вид; *б* — координация атомов и связь полиэдров.

Mg, Mn, Fe, Ni и Zn, а R^{3+} — Al, V, Cr, Fe и Mn. Кроме того, встречается еще особый вид титановой шпинели $Fe^{2+}_{[4]}Fe^{2+}_{[6]}Ti^{4+}_{[6]}O_4$, относящийся к нормальному типу. Распределение атомов по различным позициям обусловлено близостью величин R—O к критической границе КЧ, строением внешней электронной оболочки, а также температурой, с повышением которой упорядоченность исчезает. Большинство природных шпинелей относится к нормальному типу. Обращенными являются якобсит и магнетит, смешанными — магнезиоферрит и треворит. Химический состав

изменяется в широких пределах, однако совершенный изоморфизм проявляется только между Mg и Fe, да и то в однотипных шпинелидах. Межатомные расстояния близки к стандартным (в соответствующей координации). Экспериментально установлены следующие: $Zn - O_4 = 1{,}88$; $Mg - O_4 = 1{,}92$; $Al - O_6 = 1{,}96$. Из этих данных следует, что расстояния Zn—O и Mg—O несколько меньше «нормы», а расстояние Al—O, наоборот, немного больше «нормы» (за «норму» принимаются расстояния R—O в соответствующих бинарных соединениях, т. е. стандартные).

Подгруппа ганита (нормальный тип).

	a	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Ганит $ZnAl_2O_4$	8,08	(1,93)	4,6	7,5—8,0
Шпинель (Mg, Fe) Al_2O_4	8,10—8,14	(1,94—1,95)	3,6—4,4	7,75—7,25
Галаксит $MnAl_2O_4$	8,29	(1,97)	4,0	7

Хим. В составе шпинели между Mg и Fe существует совершенный изоморфизм, в связи с чем выделяются два подвида — *магнезиошпинель* и *феррошпинель*. Основные изоморфные примеси остальных элементов: в *ганите* — Fe^{3+} (до 42%), Sn^{4+} (до 23%), Fe^{2+} (до 14,8%), Mg (до 10,3%), Mn (до 7,6%), Co (до 1,5%); в *шпинели* — Cr (до 38,6%) Zn (до 18,2%), Fe^{3+} (до 10,3%), Mn (до 1%); в *галаксите* — Fe^{2+} (до 16,4%).

Разновидности: Fe^{3+}-ганит, Sn-ганит, Fe^{2+}-ганит, Mg-ганит, Mn-ганит, Co-ганит; Cr-феррошпинель, Zn-магнезиошпинель, Fe^{3+}-шпинель; Fe^{2+}-галаксит.

Подгруппа ульвита (нормальный тип).

	a	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Ульвит Fe_2TiO_4	8,53	(2,07)	(4,8)	6
Кулсонит FeV_2O_4	8,30	(2,02)	5,2	5,5—6 (?)

Хим. Изменения состава не изучены.

Подгруппа хромита (нормальный тип).

	a	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Хромит (Mg, Fe) Cr_2O_4	8,32—8,36	(1,98—1,99)	4,4—5,1	7,25—6,75

Хим. Состав изменяется в широких пределах за счет непрерывного изоморфизма между Mg и Fe. В ограниченных пределах Cr замещается Fe^{3+} (до 25,6%), Al (до 24,6%) и Zn (до 5,8%). Выделяются два подвида— *магнезиохромит* и *феррохромит*.

Разновидности: Fe^{3+}-хромит, Al-хромит, Zn-хромит.

Подгруппа магнетита (обращенный и смешанный типы).

	a	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Франклинит $ZnFe_2O_4$	8,42	(2,00)	5,3	6,5
Магнезиоферрит $MgFe_2O_4$	8,38	(2,00)	4,5	6—6,5
Магнетит $(Fe^{2+}_{1-x}Fe^{3+}_{2/3x})Fe_2O_4$	8,39—8,32	(2,01—1,97)	5,2—4,9	6—5,5
Треворит $NiFe_2O_4$	8,43	(2,00)	5,2	(5,75)
Якобсит $MnFe_2O_4$	8,47	(2,04)	5,0	6—6,25

Хим. Совершенный изоморфизм элементов наблюдается лишь в структуре магнетита, где атомы Fe^{2+} замещаются атомами Fe^{3+}, причем образуется дефектная структура в пределе с освобождением $^1/_3$ ранее занятых Fe^{2+} октаэдрических позиций (γ-Fe_2O_3). Таким образом, магнетит имеет два подвида — *ферромагнетит* и *ферримагнетит*. Основные изоморфные примеси остальных элементов: в франклините — Mn^{3+} (до 14,8%), Mn^{2+} (до 10,5%); в магнезиоферрите — Fe^{2+} (до 16%), Al (до 10%); в магнетите — Al (до 15,2%), Ti (до 7,6%), Mg (до 6,7%), Mn (до 3,4%),

Ni (до 1,8%), Cr (до 1,4%), в якобсите — Zn (до 16%), Mg (до 9,3%) и Fe (до 2,6%).

Разновидности: Mn^{3+}-франклинит, Mn^{2+}-франклинит; Fe-магнезиоферрит, Al-магнезиоферрит; Al-ферромагнетит, Ti-ферромагнетит, Mg-ферромагнетит, Ni-ферромагнетит, Cr-ферромагнетит; Zn-якобсит, Mn-якобсит.

Подгруппа ортомагманиякобсита, Ромб., $Z = 8$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Ортомагманиякобсит (ромбоманганоякобсит)	(Mn; Mg) (Fe; $Mn)_2O_4$	8,31	8,48	8,82	4,4	6,25—6,5

Стр. Представляет собой искаженную структуру типа шпинели, которая в деталях пока не изучена (Фан Де-Лян, 1964).

Хим. Состав минерала выведен по одному анализу, в связи с чем стехиометрические отношения Mn^{2+} : Mg и Mn^{3+} : Fe^{3+}, равные 1 : 1, не доказаны.

Подгруппа магналюмоксита. Куб., $T_d^1 - P\bar{4}3m$, $Z = 1$.

		a	Пл.	Тв.
Магналюмоксит	$Mg_5Al_{18}O_{32}$	8,09	3,8	7,5—8

Стр. Структура типа шпинели, но заметно отличающаяся наличием дефектов в тетраэдрических позициях, так как Mg замещен Al по схеме $3Mg \rightarrow 2Al$, причем Al, вероятно, занимает в структуре октаэдрические позиции. Таким образом, на элементарную ячейку приходится одна вакансия. В результате на дебаеграмме выявляются сверхструктурные линии, характеризующие более низкий вид симметрии. Период повторяемости вдоль тройной оси равен 14.17 (сравни с параметром *c* нигерита — 3*H*) (Бобков и Казицын, 1951).

Хим. Данные анализа близки к приведенной выше формуле. Атомы Mg замещены Fe^{2+} (1%), а атомы Al — Fe^{3+} (11,4%). Изоморфные примеси остальных элементов незначительны.

Физ. Облик индивидов изометрический, габитус октаэдрический, сп. нет.

12. Группа сапфирина. Мон., $Z = 8$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Сапфирин	$Mg_2Al_4SiO_{10}$	9,72	14,58	10,07	100° 13′	3,4	7,5

Стр. Структурно близок к шпинелидам. Центры атомов O расположены по закону плотнейшей кубической упаковки, Si и Al находятся в четверной, а атомы Mg и частично Al — в шестерной координации. Нормальный сапфирин имеет неупорядоченную структуру (McKie, 1963).

Хим. Fe^{2+} замещает Mg в отношении Mg : Fe = 3 : 1, а Fe^{3+} в небольшом количестве замещает Al.

Разновидности: Fe-сапфирин.

13. Группа гаусманита—браунита

Подгруппа гаусманита. Тетр. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, $Z = 4$.

		a	*c*	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Гетеролита	$ZnMn_2O_4$	5,75	9,17	(2,01)	5,2	6,5
Гаусманит	$MnMn_2O_4$	5,76	9,44	(2,06)	4,8	6

Стр. Тетрагонально искаженный тип шпинели, КЧ $R^{2+} = 4O$, $R^{3+} = 6O$.

Хим. Ограниченный изоморфизм проявляется между видообразующими элементами. В гетеролите Zn замещается Mn^{2+} (до 2%). В гаусманите Mn^{2+} замещается Zn (до 8,6%), а Mn^{3+}—Fe^{3+} (до 4,3%).

Разновидности: Mn-гетеролит; Zn-гаусманит, Fe^{3+}-гаусманит.

Подгруппа браунита. Тетр. → гекс.

	Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Браунит $Mn^{2+}Mn_6^{3+}SiO_{12}$	$D_{2d}^{10} - I\bar{4}c2$	9,52	18,68	8	4,7	6,5—7,25
Гексабраунит $Mn^{2+}Mn_6^{3+}SiO_{12}$ (лонгбанит)	$D_{6h}^{1} - P6/mmm$	11,56	11,11	6	4,9	6,5—7

Стр. Полиморфные мин. виды. Структура браунита (рис. 105) тесно связана со структурой биксбиита. Из 56 атомов Mn в ячейке 48 имеют КЧ=6 и восемь атомов (Mn^{2+}) имеют КЧ=8. Эти последние связываются непосредственно с 8 атомами Si в четверной координации (Byström, Mason, 1943). Предположение, что из 48 атомов 24 являются двухвалентными, а 24 четырехвалентными, сделанное на основании магнитных измерений (Krishnan, Banerjee, 1939), вряд ли правильно, так как в брауните содержится до 16% (изоморфного) Fe_2O_3, неспособного замещать ни Mn^{2+}, ни Mn^{4+}. Средние межатомные расстояния: $Mn^{2+} - O_8 \approx 2{,}32$; $Mn^{3+} - O_6 = 2{,}06$; $Si - O_4 = 1{,}62$ (SR—IX, 251—252).

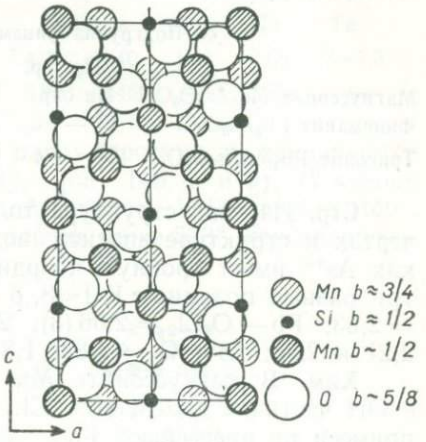


Рис. 105. Структура браунита.

Хим. В брауните Mn^{3+} замещается Fe^{3+} (до 17,9%), а Mn^{2+}—Ca (до 4,3%) и Fe (до 3,8%). Гексабраунит содержит изоморфные примеси Sb^{3+}, Fe^{3+} и Mg.

Разновидности: Fe^{3+}-браунит, Ca-браунит, Fe^{2+}-браунит.

Подгруппа марокита. Ромб. $D_{2h}^{11} - Pmab$ или $C_{2v}^{5} - P2_1ab$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Марокит $CaMn_2O_4$	9,71	10,02	3,16	4,6	6,5

Стр. Структурный тип $CaTi_2O_4$. Атомы Mn находятся в шестерной, а атомы Ca в восьмерной координации. Полиэдры сильно искажены. Межатомные расстояния в октаэдрах MnO_6 составляют: четыре находятся в пределах 1,90—1,97 и два (в вершинах октаэдра) на расстоянии 2,39 и 2,46. В восьмивершиннике CaO_8 шесть расстояний Ca—O находятся в пределах от 2,27 до 2,47 и два составляют 2,64 (Couffon, Rocher, Protas, 1964).

Хим. В единственном анализе отмечается примесь Fe (до 1,6%).

Физ. Облик кристаллов толстотаблитчатый; сп. по (100) и (001) совершенная.

14. Группа майенита. Куб → ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Майенит $Ca_{12}Al_{14}O_{33}$	$T_d^6 - I\bar{4}3d$ (?)	12,02	—	—	3	2,85	(6—6,5)
Браунмилерит Ca_2AlFeO_5	$D_{2h}^{28} - Imma$	5,58	14,50	5,34	4	3,8	(5,5—6)

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В майените отмечается примесь Fe^{3+} до 2%.

Физ. Облик майенита изометрический, браунмилерита — таблитчатый. Сп. не замечена (Hentschel, 1964).

15. Группа армангита — финеманита.

Подгруппа армангита. Ромб. → триг.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Рейнерит	$Zn_3As_2O_6$	Не опр.	6,09	14,40	7,80	4	4,3	5,5—6
Армангит	$Mn_3As_2O_6$	$D_{3d}^5 - R\bar{3}m$ (?)	13,47	—	8,74	9	4,4	4

Стр. Структура не изучена.

Хим. В рейнерите Zn изоморфно замещается Cu (до 2,2%) и Fe (до 1,3%), в армангите Mn замещается Ca (до 2,8%) и Fe (до 2,5%).

Подгруппа финеманита. Куб. → гекс. → мон.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Магнуссонит	$Mn_5As_3O_9OH$	Не опр.	16,05	—	—	—	16	4,3	3,75—4
Финеманит	$Pb_5As_3O_9Cl$	$C_6^6 - P6_3$	10,23	—	6,98	—	2	7,3	3
Тригонит	$Pb_3MnAs_3O_8OH$	$C_s^2 - Pn$	7,26	6,81	11,09	91° 49′	2	6,6	3—3,5

Стр. Изучена структура только у финеманита. Она близка в общих чертах к структуре апатита, но в деталях сильно отличается от нее, так как As^{3+} имеет тройную координацию. Атомы Pb занимают в структуре три разные позиции с КЧ=8, 6 и 4. Межатомные расстояния: Pb—O_6= = 2,63; Pb — O_6Cl_2 = 2,56 (3); 2,58 (3); 3,50 (2); Pb — O_3Cl = 2,45; 2,24; 2,21 и 2,75; As — O_3 = 1,83; 1,81 и 1,80 (Gabrielson, 1957).

Хим. В магнуссоните Mn замещается Cu (до 2%) и Mg (до 1,5%), а OH частично замещается Cl. В финеманите и тригоните изоморфные примеси не превышают 1%.

16. Группа мёрдокита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

		a	*d*	Пл.	Тв.
Мёрдокит	Cu_6PbO_8	9,21	2,30	6,5	4

Стр. Дефектная структура типа галита: по восьми позициям катионов статистически распределяются $6Cu^{2+}$ и $1Pb^{4+}$. Расстояния Pb—O и Cu—O одинаковы и равны 2,30 (Christ, Clark, 1955).

Хим. Состав постоянен, но между Pb и Cu вероятны изоморфные отношения.

17. Группа паратенорита. Тетр. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, $Z = 16$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Паратенорит	$Cu^{+}_{2x}Cu^{2+}_{1-2x}O_{1-x}$	5,84	9,90	6,1	5 (?)

Стр. Строение не изучено; структура дефектная, x находится в пределах от 0,058 до 0,107.

Хим. Состав постоянен, отмечается небольшая изоморфная примесь Fe (2,7%).

Подкласс 2. Каркасные

Отдел А. Простые

1. Группа кремнезема.

Минеральные виды этой группы являются классическими представителями каркасной структуры. При четверной координации Si коэффициент валентной насыщенности SiO_4 точно равен $^1/_2$, что обусловливает, при большой прочности связи, объединение тетраэдров только через общие

вершины (КЧ = 4/2). В зависимости от условий образования (значений T и P) взаимное расположение тетраэдров SiO_4 не остается постоянным — изменяется угол Si—O—Si и симметрия решетки. Всего в природе установлено 8 полиморфных видов состава SiO_2, которые имеют определенные области устойчивости. Хим. состав постоянен, однако нередко Si замещается Na+Al или $^1/_2$Ca+Al (до 1—2%). Структуры мин. видов изучены не одинаково детально.

Подгруппа кварца. Триг. → гекс. $Z = 3$.

	Пр. гр.	a	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Кварц SiO_2 3 2	$D_3^4 - P3_121$ и $D_3^6 - P3_221$	4,91	5,40	1,61	2,65	7—7,5
Гексакварц SiO_2 3 2	$D_6^4 - P6_222$ и $D_6^5 - P6_422$	5,00	5,46	—	2,53	—

Стр. Каркасные структуры близки по плану строения, но различаются взаимным расположением тетраэдров SiO_4 (рис. 106, *а* и *б*). В кварце угол Si—O—Si составляет 144° (Smyth, Alexander, 1963) вместо 180°, характерного для гексакварца. Кварц устойчив ниже 573°, гексакварц —

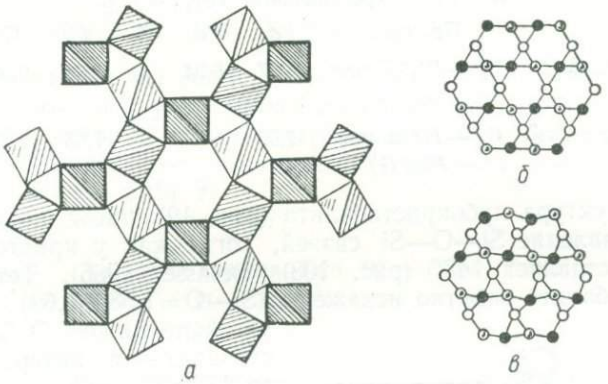


Рис. 106. Структура кварца и гексакварца (проекция на базис);
а и *б* — гексакварц; *в* — кварц.

от 573 до 870°. Наличие винтовых осей обусловливает появление энантиоморфных форм индивидов.

Физ. Облик индивидов кварца столбчатый и шестовый, облик гексакварца изометрический (бипирамидальный габитус).

Подгруппа тридимита. Ромб. → гекс.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Тридимит SiO_2 3 2	Не опр.	9,98	17,26	8,18	32	2,26	6,5—7
Гексатридимит SiO_2 3 2	$D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ или $D_{3h}^4 - P\bar{6}2c$	5,05	—	8,26	4	2,22	—

Стр. Структуры более рыхлые, чем у кварца. Тридимит ромбический, псевдогексагональный, близок по строению высокотемпературному гексатридимиту, обладающему структурой (рис. 107), сходной (по гексагональной квазиплотнейшей упаковке атомов O) со структурой вюрцита. Струк-

турным аналогом сфалерита является кубокристобалит. Тридимит устойчив ниже 117° С, а гексатридимит — в интервале от 870 до 1470° С. Для тридимита установлены политипные разновидности $2H$, $4H$, $10H$ и $20H$.

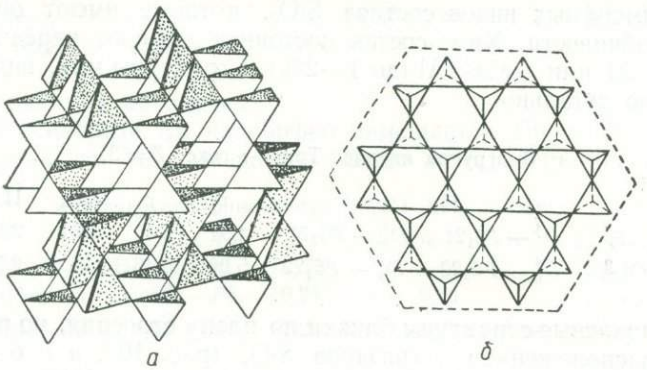


Рис. 107. Структура гексатридимита:
а — общий вид; *б* — проекция на плоскость (0001)

Подгруппа кристобалита. Тетр. → куб.

	Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Кристобалит SiO_2 $\frac{3}{\infty}$	D_4^4 — $P4_12_12$ или D_4^8 — $P4_32_12$	4,97	6,94	4	1,60	2,33	6,5—7
Кубокристобалит SiO_2 $\frac{3}{\infty}$	O_h^7 — $Fd3m$ или T^4 — $P2_13$ (?)	7,09	—	8	1,63	2,23	—

Стр. Структура кубокристобалита (рис. 19) имеет почти строго линейное направление Si—O—Si связей, тогда как у кристобалита угол Si—O—Si составляет 147° (рис. 108) (Dolasse, 1965). Тетраэдры SiO_4 в кубокристобалите заметно искажены (Si—O=1,58—1,69). Кристобалит устойчив ниже 200° С, а кубокристобалит — в интервале от 1470 до 1720° С.

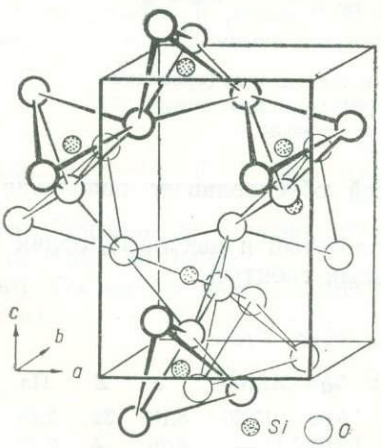


Рис. 108. Структура кристобалита.

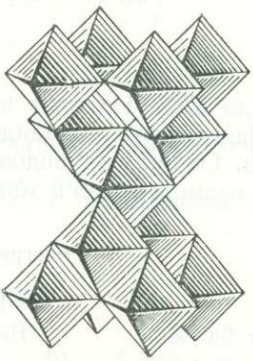


Рис. 109. Структура анатаза в полиэдрическом изображении.

Подгруппа меланофлогита. Куб. O^2—$P4_232$, $Z = 48$.

	a	Пл.	Тв.
Меланофлогит SiO_2 $\frac{3}{\infty}$	13,40	1,99	6,5

Стр. Структура не изучена. Является наиболее рыхлой из всех структур SiO_2. Устойчив по отношению к высокой температуре, но выше 900—1000° С переходит в кубокристобалит. Под давлением переходит в тонкозернистый агрегат кварца (Skinner, Appleman, 1963).

Подгруппа коусита. Мон. (псевдогекс.) $C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$, $Z = 16$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Коусит SiO_2 ⚂	7,16	12,39	7,16	120°	2,93	7,5

Стр. По строению близок к ортоклазу (Белов, 1961). В обеих структурах отчетливо выступают цепочки Si_4O_{11} (мысленно вырезаемые в каркасе), в которых диортогруппы Si_2O_7 соединяются по бокам двумя тетраэдрами SiO_4. Это обусловливает сходство характеристического (волластонитового) параметра c у обоих минералов, равного 7,15. Образуется при большом давлении около 40—140 *кбар* при температуре 700—2000° С. Расстояния $Si—O_4 = 1{,}60—1{,}63$ (Zoltai, Buerger, 1959).

Физ. Индивиды таблитчатые, слегка вытянутые по оси c.

2. Группа анатаза. Тетр. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, $Z = 4$.

	a	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Анатаз TiO_2 ⚂	3,79	9,51	1,95	3,9	6—6,5

Стр. Тип структуры особый, субкаркасный, так как октаэдры TiO_6 соединяются друг с другом по четырем попарно противоположным ребрам, плоскости которых взаимно перпендикулярны (рис. 109). КЧ = 6/3.

Хим. Состав довольно постоянен. Отмечаются изоморфные примеси Fe (до 1%) и Nb (до 20% ?).

Разновидности: Nb-анатаз (?)

3. Группа куприта. Куб. $O_h^4 - Pn3m$, $Z = 2$.

	a	d	Пл.	Тв.
Куприт Cu_2O ⚂	4,27	1,84	6,1	4

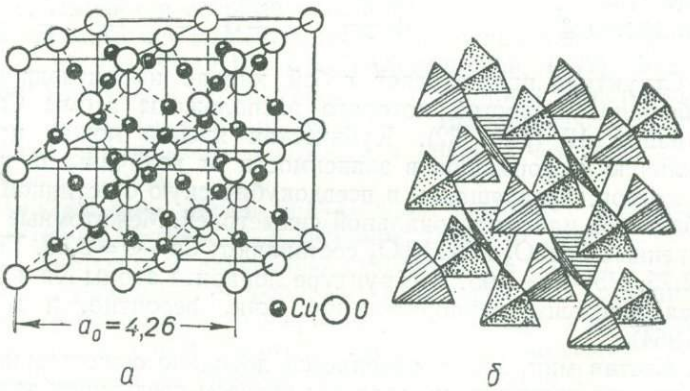


Рис. 110. Структура куприта:
а — в шариковом; *б* — в полиэдрическом изображении

Стр. В структуре куприта атомы кислорода занимают вершины и центр кубической ячейки, а атомы Cu располагаются по тетраэдру в центрах октантов (рис. 110, *а*). Структура является каркасной с КЧ для Cu—2, для кислорода — 4 (антиструктура), причем тетраэдры OCu_4 распадаются на две не связанные одна с другой системы тетраэдров

(рис. 110, *б*), что обусловливает его особые электрические свойства (выпрямитель тока) и кристаллографические особенности.

Хим. Изоморфных примесей не содержит.

4. Группа гидроксита. Гекс. $C_{6v}^4 - P6_3mc$ (?), $Z = 4$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Гидроксит (лед)	H_2O ⅜	4,52	7,36	0,92	1,5—2

Стр. Структура гидроксита аналогична структуре гексатридимита (рис. 111) и может быть выведена из последней, если позиции Si занять атомами кислорода, а атомы кислорода удалить. В полученной таким образом решетке атомы кислорода имеют четверную координацию и удерживаются друг с другом водородными связями на расстоянии 2,76 (Pauling, Brockway, 1935). Допускается перемещение атомов водорода (протона) от одного атома кислорода к другому. Устойчив ниже 0° С, образуется при низком (атмосферном) давлении. При высоком давлении переходит в более плотную (триг.) форму с упорядоченным распределением протонов (Camb, 1964); в природе не обнаружен.

Хим. Изоморфных примесей не содержит.

Физ. Самый легкий минерал, под давлением плавится. Сп. нет.

Отдел Б. Сложные

1. Группа перовскита. Мон. (псевдокуб.) → куб. → ромб. → куб. → мон. (?)

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Перовскит $CaTiO_3$ ⅜	Не уст.	7,58	(или	15,26)	8	4,0	7
Лопарит (Na; Ce) TiO_3 ⅜	$O_h^1 - Pm3m$	3,85	—	—	1	4,7	6,5
Латрапит (Na; Ca) (Ti; Nb) O_3 ⅜	$D_{2h}^{16} - Pcmn$	5,45	7,78	5,53	4	4,2	(6,5)
Луешит $NaNbO_3$ ⅜	$D_2^2 - P222_1$	5,52	5,55	15,57	8	4,4	6—6,5
Игдлоит $NaNbO_3$ ⅜	Не уст.	3,89	—	—	1	(4,4)	(6—6,5)
Натрониобит $NaNbO_3$ ⅜	Не уст.	—	—	—	—	4,4	6—6,5

Стр. Структура представляет собой каркас из октаэдров TiO_6 или NbO_6, в больших полостях которого расположены атомы Ca, Ce и Na в координации 12 (рис. 32). Кубическая ячейка может претерпевать незначительную деформацию в зависимости от величины и валентности крупных атомов, превращаясь в псевдокубическую с истинной моноклинной, ромбической или тетрагональной симметрией. Межатомные расстояния в искусственных $CaTiO_3$ и $NaNbO_3$ составляют: Ca—O=2,69, Ti—O=1,90; Na—O=2,75, Nb—O=1,95. В структуре лопарита атомы Na и Ce (Na:Ce$\approx$ $\approx$1 : 1) расположены неупорядоченно, как, вероятно, и в латрапите (Nickel, 1964).

Хим. Состав мин. видов изменяется довольно существенно на основе гетеровалентного изоморфизма главным образом следующих типов: $Ce^{3+} + Na^+ \rightleftarrows 2Ca^{2+}$, $Nb^{5+} + Na^+ \rightleftarrows Ti^{4+} + Ca^{2+}$ и $Nb^{5+} + Fe^{3+} \rightleftarrows 2Ti^{4+}$. Однако совершенный изоморфизм между этими элементами не наблюдается. В *перовските* отмечаются следующие примеси: Nb (до 26%), Zr (до 22%), Ce (до 11,3%), Al (до 10%), Fe^{2+} (до 9%), Fe^{3+} (до 5,7%), Na (до 4,4%); в *лопарите* — Nb (до 26,3%), Th (до 13%), Ca (до 11%), Fe^{3+} (до 6%), Sr (до 3,5%); в *латрапите* — Fe^{3+} (8,7%), Mg (2,2%), TR (2%); в *луешите* — Ti (до 6,4%), Ca (до 4%), Ce (до 3,5%), Fe^{3+} (до 1,5%); в *натрониобите* — Ti (5,6%), TR (3,3%), Ca (2,8%).

Разновидности: Nb-перовскит, Zr, Al-перовскит, Ce-перовскит, Ce, Nb-перовскит, Fe^{2+}-перовскит; Nb-лопарит, Th-лопарит, Ca-лопарит, Sr-лопарит; Fe^{3+}-латрапит; Ti-луешит, Ca-луешит, Ce-луешит; Ti-натрониобит, TR-натрониобит.

2. Группа эсхинита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Прайорит $YTiNbO_6$ ♂	5,17	10,95	7,40	4,8	5,5—6,5
Эсхинит $CeTiNbO_6$ ♂	5,37	11,08	7,56	5,2	5,5—6,5

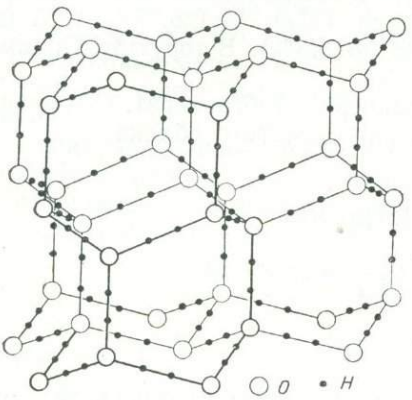


Рис. 111. Структура гидроксита.

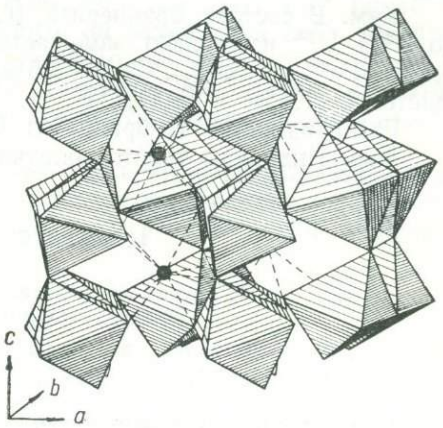


Рис. 112. Структура эсхинита в полиэдрическом изображении.

Стр. Основой структуры прайорита и эсхинита является каркас из (Ti, Nb)-октаэдров. Октаэдры связаны попарно по ребрам; пары соединяются одна с другой вершинами октаэдров (рис. 112). В каркасе можно выделить зигзагообразные ленты, составленные из пар октаэдров, протягивающихся вдоль оси *c*. Ce (Y)-восьмивершинники занимают полости каркаса и связываются ребрами в изолированные друг от друга цепочки, также параллельные оси *c*. Межатомные расстояния в эсхините: (Ti, Nb)—O=1,90—2,14; Ce—O=2,12—2,46 (Александров, 1962). Условия кристаллизации $YTiNbO_6$ в структурном типе эсхинита (вместо более устойчивого типа эвксенита) пока не выяснены. Высказываются также сомнения о наличии диморфизма $YTiNbO_6$, в связи с чем прайорит отождествляется с эвксенитом.

Хим. Состав мин. видов значительно варьирует преимущественно в связи с гетеровалентным изоморфизмом типа $Nb^{5+} + Y^{3+}(Ce^{3+}) \rightleftarrows Ti^{4+} + Th^{4+}$. Это приводит к изменению отношения Ti : Nb от 1 : 1 до 3,5 : 1. В последнем случае можно говорить о Ti-прайорите и Ti-эсхините. Характерно, что между Y и Ce совершенного изоморфизма не наблюдается. Также в незначительном масштабе происходит замещение Nb на Ta. Основные изоморфные примеси в *прайорите*: Th (до 17%), Cl (до 5%), Ca (до 4%), U (до 4%) и Zr (до 2,6%). В *эсхините* отмечаются: Ta (до 32%), Th (до 29,5%), Nb (до 52% вместо 36%), Y (до 9%), Al (до 7,4%), U (до 6,8%), Ca (до 6,5%) и Fe^{3+} (до 4,5%).

Разновидности: Ti-прайорит, Th-прайорит, Ce-прайорит, Ca-прайорит, U-прайорит, Ti-эсхинит, Ta-эсхинит, Th-эсхинит, Nb-эсхинит, Y-эсхинит, Al-эсхинит, U-эсхинит, Ca-эсхинит, Fe-эсхинит.

Физ. Столбчатые или таблитчатые по (100) индивиды. Сп. по (010) средняя.

3. Группа браннерита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Браннерит $UTi_2O_6\,^3_{\infty\infty}$	9,87	3,76	6,95	119° 30′	6,4	6,5—7
Торутит $ThTi_2O_6\,^3_{\infty\infty}$	—	—	—	—	5,8	6,5

Стр. Структура неизвестна. Минеральные индивиды находятся в состоянии метамиктного распада. Сингония и параметры получены для синтетического браннерита (Petchett, Nuffield, 1960). Отнесены в этот подкласс условно на основании хим. состава и физических свойств.

Хим. В составе браннерита (где U^{4+} в значительной мере окислен до U^{6+}) U^{4+} изоморфно замещается Th (до 13%), Ce (до 7,4%), Y (до 6,5%), Fe^{2+} (до 5,4%), Ca (до 3,5%) и Pb (до 3,5%). В торутите Th замещается U (1,4%) и Ca (1,1%).

Разновидности: Th-браннерит, Ce-браннерит, Y-браннерит; U-торутит.

Физ. Индивиды толстотаблитчатого или досчатого облика.

Подкласс 3. Островные

1. Группа арсенолита. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 16$.

	a	Пл.	Тв.
Арсенолит As_2O_3	11,05	3,9	1,5—2
Сенармонтит Sb_2O_3	11,16	5,6	2,5—3

Стр. Структура может быть выведена из структуры флюорита, если на места кубов CaF_8 поместить октаэдрические молекулы As_4O_6 или Sb_4O_6. В этих молекулах атомы As и Sb имеют тройную пирамидальную координацию (рис. 113). Однако представление об этих октаэдроподобных атомных ансамблях, как об истинных молекулах, вероятно, не вполне точно, о чем свидетельствуют неодинаковые межатомные расстояния As—O и Sb—O внутри молекулы и между ними, которые соответственно равны 1,80 и 3,00 (арсенолит) и 2,00 и 2,90 (сенармонтит) (Almin, Westgren, 1942). Для последнего координацию атомов Sb можно считать искаженной октаэдрической, что сказывается в заметном повышении его твердости.

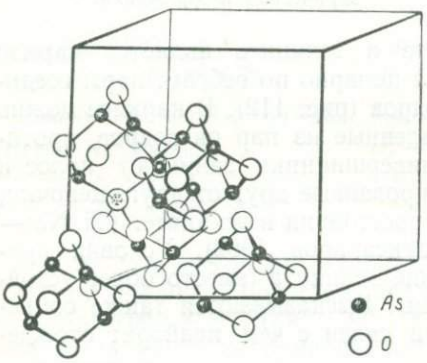


Рис. 113. Структура арсенолита.

Физ. Кристаллические индивиды изометрического облика со спайностью по (111).

Подкласс 4. Цепные

Отдел А. Простые

1. Группа рутила. Тетр. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$, $Z = 2$.

	a	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Стишовит $SiO_2\,^1_{\infty\infty}$	4,18	2,66	1,77	4,3	8,25—8,75
Рутил $TiO_2\,^1_{\infty\infty}$	4,59	2,96	1,96	4,3	6,75—7,25
Пиролюзит $MnO_2\,^1_{\infty\infty}$	4,39	2,87	1,88	5,2	7—7,5
Касситерит $SnO_2\,^1_{\infty\infty}$	4,74	3,19	2,05	7,0	7—7,5
Платнерит $PbO_2\,^1_{\infty\infty}$	4,94	3,37	2,15	9,6	5,75—6,25

Стр. Основу структуры составляют октаэдры RO_6, сцепленные противоположными ребрами в колонки, простирающиеся параллельно четверной оси кристалла и соединяющиеся между собой вершинами (рис. 16). Октаэдры слегка искажены; коэффициент анизотропии связей в структуре около 2. КЧ=6/3.

Хим. Изменения в составе стишовита не изучены; пиролюзит и платнерит содержат незначительные примеси, главным образом Fe. Рутил и касситерит показывают довольно широкое изоморфное замещение преимущественно гетеровалентного типа (например, $2Nb+Fe \rightarrow 3Ti$). В рутиле Ti замещается Nb (до 32%), Ta (до 38%), Fe^{3+} (до 12%), Fe^{2+} (до 15%), Cr (до 4%) и Sn (до 2%). В касситерите Sn замещается Fe^{3+} (до 8%), Ta (до 5%), Nb (до 2,5%), Sc (до 0,2%) и In (до 0,2%).

Разновидности: Fe, Nb-рутил, Fe, Ta-рутил, Fe^{3+}-рутил, Cr-рутил; Fe^{3+}-касситерит, Ta-касситерит, Nb-касситерит, Sc-касситерит, In-касситерит.

Физ. Индивиды столбчатого, шестоватого и игольчатого облика. Касситерит благодаря генетическим условиям (высокая подвижность компонентов) обычно образует короткостолбчатые или изометрические индивиды. Сп. по (110) и (100) средняя.

2. Группа рамсделита. Гекс. → ромб.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Нсутит $MnO_2\frac{1}{\infty}$	Не уст.	9,65	—	4,43	12	—	4,9	7,5—8
Рамсделит $MnO_2\frac{1}{\infty}$	D_{2h}^{16} — $Pbnm$	4,53	9,27	2,87	4	1,89	4,8	(7—7,5)
Вандиоксит $VO_2\frac{1}{\infty}$ (парамонтроузит)	D_{2h}^{16} — $Pbnm$	4,89	9,39	2,93	4	1,97	4,2	(6,5—7)

Стр. Структура нсутита не изучена. Рамсделит и вандиоксит имеют структуру типа диаспора—гётита, КЧ Mn(V) = 6 (рис. 129). Октаэдры RO_6 сильно искажены, особенно у вандиоксита (V — O_6 = 1,88 — 2,13). Последний метастабилен, образуется за счет окисления монтроузита VO(OH). Рамсделит обычно образуется по граутиту; при температуре 310° С переходит в пиролюзит. Нсутит более устойчив; после нагревания при 600° С превращается в Mn_2O_3, а при 1000° — в $MnMn_2O_4$ (Faulring, 1965).

Хим. В нсутите часть Mn^{4+} обычно замещается Mn^{2+} с одновременной заменой O на OH, и формула его принимает вид $Mn_x^{2+}Mn_{1-x}^{4+}O_{2-2x}(OH)_{2x}$, где x обычно равен 0,06—0,07 (до 0,16). Вместо Mn^{2+} может быть также Zn (до 2,9%). Изменения состава рамсделита и вандиоксита изучены недостаточно. Для рамсделита, вероятно, возможен частичный переход (участками) к структуре пиролюзита, а также гидратация в процессе образования («граутелит»).

Разновидности: Mn^{2+}-нсутит, Zn-нсутит.

Физ. Облик индивидов нсутита игольчатый по $(1\bar{1}0)$, рамсделита — волокнистый по (001).

3. Группа парателлурита. Тетр. D_4^4 — $P4_12_12$ или D_4^8 — $P4_32_12$, $Z = 4$.

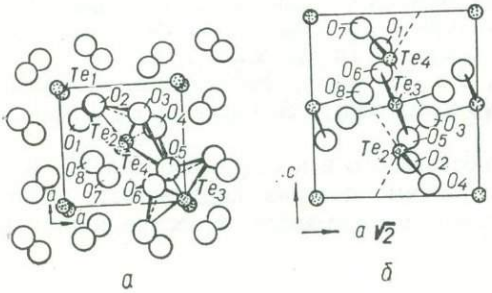
	a	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Парателлурит $TeO_2\frac{1}{\infty}$	4,80	7,62	2,00	6,0	(2,5—3)

Стр. Цепная структура, существенно отличная от структуры типа рутила (Liciejewicz, 1961). Теллурокислородные полиэдры представлены не октаэдрами, а слегка искаженными тетрагональными пирамидами TeO_4 (рис. 114, *а*) с расположением атомов Te в вершине (Te — O = 1,91 и

2,09). Пирамиды через общие вершины соединяются в цепочки, параллельные оси *c*, связанные друг с другом аналогичным образом, что позволяет рассматривать эту структуру как переходную к каркасной. Но прочность связи по оси *c* несколько больше, так как следует учитывать дополнительные связи каждого атома Te с двумя атомами O из соседних пирамид (рис. 114, *б*, показаны пунктиром), удаленных от него на 2,89.

Хим. Примеси незначительны (сумма ~ 0,3%).

Физ. Тонкозернистые агрегаты.



а *б*

Рис. 114. Структура парателлурита:
а — в проекции на плоскость (001); *б* — в проекции на плоскость (110).

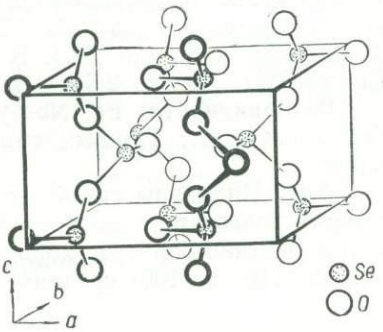


Рис. 115. Структура селенолита.

4. Группа селенолита. Тетр. $D_{4h}^{13} - P4_2/mbc$ или $C_{4v}^{8} - P4_2cb$, $Z = 8$.

		a	*c*	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Селенолит	SeO_2 $^1_\infty$	8,37	5,06	1,78	4,2	(2)

Стр. Цепная структура, звенья которой состоят из треугольных пирамид SeO_3, связанных двумя общими вершинами в направлении оси *c* (рис. 115). Между цепями связи преимущественно остаточные. Расстояния $SeO_3 = 1{,}79$; 1,79 и 1,75 (данные для искусственного SeO_2).

Хим. Не изучен.

Физ. Индивиды тонкоигольчатого облика.

5. Группа валентинита. Ромб. $D_{2h}^{10} - Pccn$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Валентинит	Sb_2O_3 $^1_\infty$	4,93	12,48	5,48	1,49	5,8	3—3,5

Стр. В основе структуры лежат цепи Sb_2O_3, параллельные оси *c*, составленные из сдвоенных плоских треугольников SbO_3; соседние звенья по вертикали повернуты относительно друг друга (через одно) на 90° (рис. 116). КЧ Sb = 3, КЧ O_I = 4Sb и O_{II} = 1Sb, расстояния Sb — O = 2,00 и 2,51 (2) (Buerger, Hendricks, 1938). Судя по твердости минерала, между цепями действуют не полностью остаточные связи.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Кристаллы досчатого или шестоватого облика; сп. по (110) совершенная.

6. Группа монтроидита. Ромб. $C_{2v}^{20} - Imm2$ (?), $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Монтроидит	HgO $^1_\infty$	3,31	5,53	3,53	2,02	11,2	3

Стр. Структурной основой являются зигзагообразные цепи —Hg—O—Hg—O—Hg—O—Hg—, параллельные оси *a* (рис. 117). Расстояние

Hg—O в цепи равно 2,02, угол Hg—O—Hg = 109°46′. Расстояния до ближайших атомов O из других цепей составляют 2,82 и 2,87. Все цепи лежат в плоскости (010), что обусловливает псевдослоистую структуру и спайность в этом направлении. Расстояние между «слоями» 2,75 (Roth, 1956).

Физ. Облик индивидов столбчатый или шестоватый; сп. по (010) совершенная.

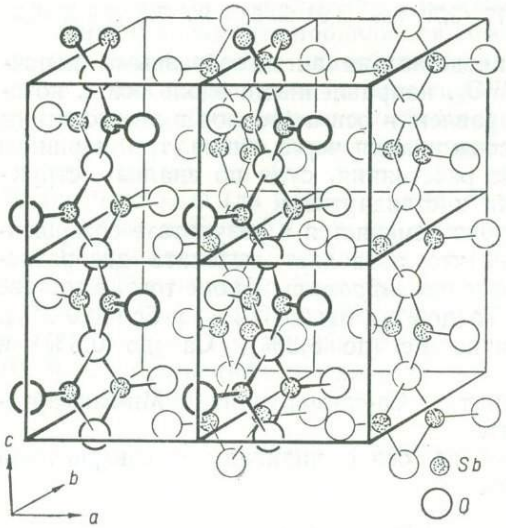


Рис. 116. Структура валентинита.

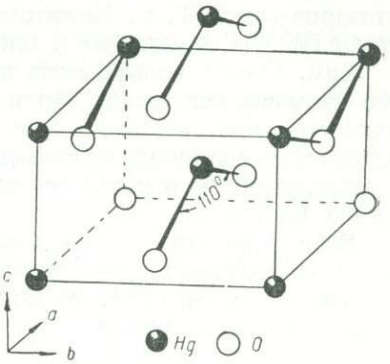


Рис. 117. Структура монтроидита.

Отдел Б. Сложные

1. Группа бистремита — тапиолита. Тетр. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Ордоньезит $ZnSb_2O_6$ $^1_\infty$	4,67	9,24	6,6	6,75—7,25
Бистремит $MgSb_2O_6$ $^1_\infty$	4,68	9,21	(6,0)	6,75—7,25
Трипугиит $FeSb_2O_6$ $^1_\infty$	4,63	9,14	(6,4)	6,5—7
Тапиолит $FeTa_2O_6$ $^1_\infty$	4,75	9,23	8,2	6—6,5

Стр. Структура выводится из решетки рутила; в звеньях цепочек из октаэдров закономерно чередуются по вертикали атомы двух- и пятивалентных элементов в следующем порядке: $R^{2+}—R^{5+}—R^{5+}—R^{2+}$ (рис. 118). Это приводит к утроению параметра c (три-рутилы) и сопровождается заметным искажением октаэдров, что обусловливает отсутствие спайности. Средние межатомные расстояния в ордоньезите: $Zn—O_6 = 2{,}02$; $Sb—O_6 = 2{,}00$ (SR—VIII, 153—154).

Хим. Состав бистремита, трипугиита и ордоньезита постоянен, состав тапиолита изменяется главным образом за счет изоморфного замещения Ta на Nb (до 31%), причем отношение Ta : Nb всегда больше единицы. Кроме того, Ta замещается Ti (до 4%) и Sn (до 1,3%), а Fe^{2+} замещается Fe^{3+} (до 3,5%) и Mn^{2+} (до 2,6%).

Разновидности: Nb-тапиолит, Ti-тапиолит, Fe^{3+}-тапиолит, Mn-тапиолит.

Физ. Кристаллы короткостолбчатые или изометричны; сп. нет.

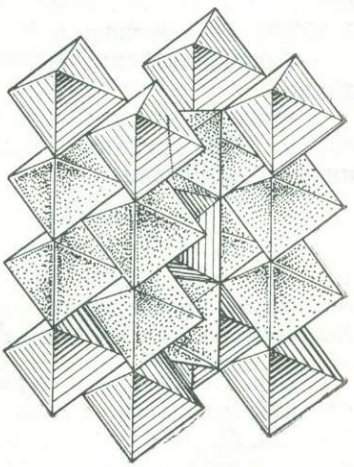


Рис. 118. Структура тапиолита.

2. Группа вольфрамита — колумбита.

Подгруппа вольфрамита. Мон. $C_{2h}^4 - P2/c$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Санмартинит $ZnWO_4$ $\frac{1}{\infty}$	4,72	5,75	4,97	90°	7,8	(6)
Вольфрамит (Mn, Fe) WO_4 $\frac{1}{\infty}$	4,85—4,71	5,77—5,70	4,99—4,94	90°53′—90°	7,2—7,6	5—5,5

Стр. Структура вольфрамита представлена зигзагообразными цепочками из октаэдров (Mn, Fe)O_6 и WO_6, направленными вдоль оси c, которые закономерно чередуются в направлении оси a (период в две толщины октаэдра). Между собой цепочки соединяются через общие (три) вершины октаэдров (рис. 33, *в*). Межатомные расстояния, судя по анализу структуры $NiWO_4$ (Keeling, 1957), близки к стандартным.

Хим. Состав вольфрамита широко изменяется в результате совершенного изоморфизма между Mn и Fe, что позволяет выделить две разновидности — *мангановольфрамит и ферровольфрамит*. Кроме того, в составе вольфрамита установлены примеси Ta (до 2%), Mg (до 0,2%) и Sc (до 0,2%). В санмартините отмечается наличие Fe (до 8,2%), Ca (до 6,3%) и Mn (до 1,7%).

Разновидности: Fe-санмартинит, Ca-санмартинит, Mn-санмартинит; Ta-вольфрамит, Sc-вольфрамит.

Физ. Пластинчатые, вытянутые по оси c индивиды с совершенной сп. по (010) и средней сп. по (100).

Подгруппа иксиолита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Иксиолит (Fe; Sn) TaO_4 $\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^{14} - Pbcn$	4,74	5,73	5,16	—	2	7,4	6—6,5
Уоджинит $MnSnTa_2O_8$ $\frac{1}{\infty}$	C_{2h}^5 —$C2/c$ или C_s^4—Cc	9,52	11,47	5,11	91°18′	4	7,3	5,5—6

Стр. Структура иксиолита аналогична структуре вольфрамита (параметр a равен толщине двух октаэдров). Очевидно, распределение атомов менее упорядочено, чем в структурах вольфрамита и колумбита (Nickel, Rowland, McAdam, 1963). Структура уоджинита тесно связана со структурой иксиолита, но обладает удвоенными параметрами a и b.

Хим. В составе минералов отношение Fe : Sn и Mn : Sn тяготеет к стехиометрическому, что и отражено в формулах. Однако в иксиолите содержание железа может увеличиваться почти до состава $Fe_{1,5}TaO_4$. Часть Fe замещается Mn (до 7,4%), а Ta — Nb (до 20%). В уоджините отношение Mn : Sn, по-видимому, более постоянно. Mn замещается Fe (до 1,45%), Ta замещается Nb (до 12,5%) и Ti (до 1,5%).

Разновидности: Mn-иксиолит, Nb-иксиолит; Nb-уоджинит, Ti-уоджинит.

Физ. Облик индивидов иксиолита столбчатый и толстотаблитчатый, сп. по (100) средняя. Уоджинит изометрический, сп. по двум направлениям несовершенная.

Подгруппа колумбита. Ромб. $D_{2h}^{14} - Pbcn$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Магниобит $MgNb_2O_6$ $\frac{1}{\infty}$ (магноколумбит)	14,17	5,65	5,02	5,2	—
Колумбит (Mn, Fe) (Ta, Nb)$_2O_6$ $\frac{1}{\infty}$	14,41—13,97	5,75—5,62	5,09—4,99	5,2—8,2	6,5—5

Стр. Структура минералов цепная; цепочки зигзагообразны и состоят из октаэдров (Mn, Fe)O_6 и (Ta, Nb)O_6, сцепленных общими ребрами (рис. 33, *б*). Между собой цепочки связываются вершинами. Атомы в структуре располагаются строго упорядоченно. В направлении оси a цепочки

октаэдров (Mn, Fe)O_6 и (Ta, Nb)O_6 чередуются в отношении 1 : 2 (см. гр. бистремита — тапиолита), в связи с чем параметр *a* соответствует шести толщинам октаэдра. Межатомные расстояния в феррониобоколумбите составляют: Fe — O = 2,12 — 2,14; Nb — O = 1,86 — 2,12, что свидетельствует о заметном искажении Nb-октаэдров (Sturdivant, 1930).

Хим. В колумбите проявляется совершенный изоморфизм между двумя независимыми парами видообразующих элементов Mn и Fe, Ta и Nb, в связи с чем выделяются четыре подвида: *феррониобиоколумбит*, *ферротанталоколумбит*, *манганониобиоколумбит* и *манганотанталоколумбит*. Содержание других изоморфных примесей незначительно и достигает: Ti (до 12,8%), Sn (до 2,5%), TR (до 2%), Al (до 1,5%), Ca (до 1%), W (до 0,5%), U (до 0,5%) и Sc (до 0,15%). В магниобите Nb замещается Ta (10,5%) и Ti (4,6%), а Mg замещается Fe (2,2%).

Разновидности: Ti-колумбит, Sn-колумбит; Ti, TR-колумбит; Ta-магниобит, Ti-магниобит, Fe-магниобит.

Физ. Толстотаблитчатые или пластинчатые индивиды, вытянутые по оси *c*. Сп. по двум направлениям: средняя по (100) и несовершенная по (010). С повышением содержания Nb твердость уменьшается (Лебедева, Разенкова, 1961).

Подгруппа самарскита. Мон. C^6_{2h} — $C2/c$

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Самарскит Y (Fe; U) (Ta, Nb)$_2O_8$ $\frac{1}{\infty}$	4,82	5,63	5,15	~90°	1	5,9—4,7	6—6,5
Торолит Sn (Ta, Nb)$_2O_7$ $\frac{1}{\infty}$	4,85	17,11	5,56	90°54′	4	7,9—6,8	6—6,5

Стр. Структуры не изучены. По морфологии минералы близки к колумбиту. У торолита параметр *b* утроен, что может свидетельствовать о чередовании цепочек из октаэдров SnO_6 и (Ta, Nb)O_6 в направлении оси *b*. Параметры самарскита аналогичны параметрам вольфрамита (Комков, 1965), как, очевидно, и химическая формула, которая отвечает лишь совершенно неизмененному минеральному виду.

Хим. В торолите наблюдается совершенный изоморфизм между Ta и Nb и выделяются два подвида: *танталоторолит* и *ниобиоторолит*. Sn изоморфно замещается Fe^{2+} (до 2%) и Al (до 2%); отмечаются также примеси Ca и Mg. Состав самарскита значительно сложнее, причем с этим минеральным видом отождествляется также идентичный с ним в химическом, морфологическом и физическом отношении так называемый черный иттротанталит. Видообразующими элементами, помимо Nb и Ta, являются Y, Fe и U. Два последних замещают Y и сильно варьируют в содержании. Между Ta и Nb изоморфизм совершенный, позволяющий выделить два подвида: *танталосамарскит* и *ниобиосамарскит*. Содержание Fe^{2+} может увеличиваться (за счет Y) до 23%, а U^{4+} — до 24%. Кроме того, Y замещается Ca (до 7,5%), Pb (до 7,6%), Th (до 5,7%), Zr (до 3%) и Mn (до 2,7%). Высокое содержание Fe^{3+} (до 10%) обязано, очевидно, окислению Fe^{2+} (метамиктный распад). Среди редкоземельных Y замещается Er (иногда целиком), что позволяет выделить также два подвида; Ce (до 8,4%), La (до 2%) и Dy (до 1,6%). Ta и Nb замещаются Ti (до 10%), Sn (до 4,6%), W (до 2,4%) и Al (до 2,4%).

Разновидности: Fe-ниобиосамарскит, U-ниобиосамарскит, Ti-ниобиосамарскит, Pb-ниобиосамарскит, Ce-ниобиосамарскит, Th-ниобиосамарскит, Er-самарскит, Ca-самарскит, Sn-тангалосамарскит, W-танталосамарскит и др.

Физ. Индивиды короткостолбчатого или толстотаблитчатого облика, слегка вытянутые по оси *c*. У торолита сп. по (010) совершенная, у самарскита сп. по (100) несовершенная.

3. Группа псевдобрукита. Ромб. $D_{2h}^{17} - Pbmm$.

		a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Псевдобрукит	$Fe_2TiO_5\,\frac{1}{\infty}$	9,81	9,95	3,74	4	4,4	6,5
Кеннедит	$MgFe_2Ti_3O_{10}\,\frac{1}{\infty}$	9,77	9,95	3,73	2	4,1	(6,5)

Стр. В псевдобруките октаэдры TiO_6 связаны друг с другом противоположными вершинами в цепочки $TiO_5\,\frac{1}{\infty}$, простирающиеся вдоль оси c. Между собой цепочки соединяются посредством атомов Fe, находящихся в сильно искаженных октаэдрах. Расстояния Ti — O = 1,91 (2) и 1,95 (4); Fe — O = 1,90 (2), 1,93 (2) и 2,25 (2) (Pauling, 1930). В кеннедите половина позиций Fe занята Mg и Ti.

Хим. В псевдобруките Fe^{3+} частично замещается Ti (отношение $Fe_2O_3 : TiO_2 < 1 : 1$) и Mg (1,3%). В кеннедите Fe^{3+} замещается Al (2%) и Cr (0,4%), Mg замещается Fe (2%).

Физ. Индивиды досчатого или игольчатого (кеннедит также волокнистого) облика, вытянутые по оси c. Сп. по (010) средняя.

4. Группа голландита.

Подгруппа коронадита. Тетр. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Коронадит $PbMn^{2+}Mn_7^{4+}O_{16}\,\frac{1}{\infty}$	$C_{4h}^5 - I4/m$	9,89	—	2,86	—	5,5	6—7
Голландит $BaMnMn_7O_{16}\,\frac{1}{\infty}$	$C_{4h}^5 - I4/m$	9,96	—	2,86	—	5,0	6—7
Криптомелан $K_2MnMn_7O_{16}\,\frac{1}{\infty}$	$C_{4h}^5 - I4/m$	9,84	—	2,86	—	4,3	6—7
Клиноголландит $BaMnMn_7O_{16}\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^3 - I2/m$	9,91	2,87	9,75	90°36′	5,0	6—7
Клинокриптомелан $K_2MnMn_7O_{16}\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^3 - I2/m$	9,79	2,89	9,94	90°37′	4,3	6—7

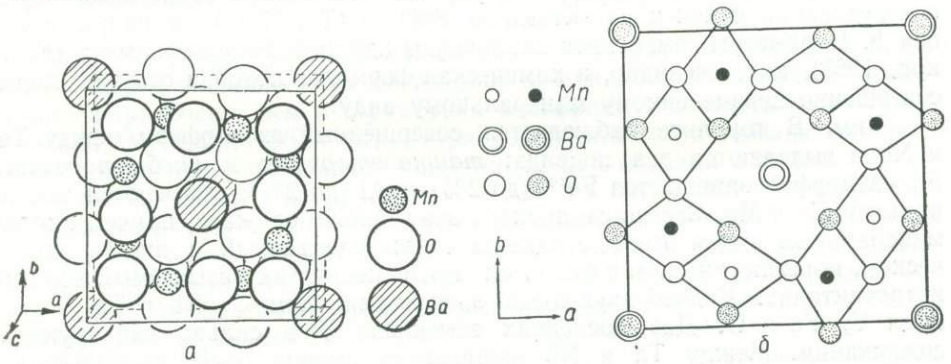


Рис. 119. Структура голландита:
а — общий вид, *б* — проекция на плоскость (001).

Стр. Основу структуры минералов составляют ленты из сочлененных по два октаэдров MnO_6, вытянутых вдоль оси c (для моноклинных — вдоль b). Эти ленты соединяются по четыре через общие вершины, образуя квадратизированные цепи с каналами, в которых размещаются крупные ионы Pb, Ba и K (рис. 119, *а* и *б*). Последние входят, балансируя заряд, возникающий при замещении одного Mn^{4+} на Mn^{2+}. Средние межатомные расстояния в голландите: Mn — O_6 = 1,98; Ba — O_{12} = 2,74 (8) и 3,31 (4) (Byström, Byström, 1950).

Хим. Состав варьирует в узких пределах. Крупные ионы замещают друг друга в ограниченных масштабах. В коронадите содержание Ba достигает 1%. В голландите Ba замещается Pb, K и Na, в криптомелане K замещается Ba и Na. Атомы Mn^{4+} замещаются Mn^{2+} (до 1/8), а также—

Fe^{2+}, Fe^{3+}, Co, Cu и Zn. В криптомелане число атомов K всегда меньше 2 и близко к 1, что обусловлено сокращенными расстояниями в каналах вдоль оси *c*. Вероятно, часть O может замещаться OH. В незанятые позиции внутри каналов входят молекулы воды и, быть может, оксония.

Физ. Образует индивиды короткостолбчатого облика, а также шестоватые и лучистые агрегаты. Сп. по призме (110) средняя.

Подгруппа прайдерита. Тетр. $C_{4h}^5 - I4/m$. $Z = 1$.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Редледжит $MgCr_2Ti_6O_{16}\,{}^1_\infty$	10,12	2,94	3,7	(6,5—7)
Прайдерит $K_2Fe_2^{3+}Ti_6O_{16}\,{}^1_\infty$	10,11	2,96	3,9	(6—6,5)

Стр. Изоструктурны с голландитом. Замещение $^1/_4$ атомов Ti на Cr и Fe^{3+} обусловливает отрицательный заряд квадратизированной цепи $(R_8O_{16})\,{}^1_\infty$, который нейтрализуется атомами Mg и K, размещающихся в полостях каналов (Strunz, 1963). Наличие на дебаеграммах редледжита промежуточных слоевых линий приводит к удвоению размеров ячейки и изменению пр. гр. $C_{4h}^6 - I4_1/a$, $a = 20{,}23$; $c = 5{,}88$; $Z = 8$.

Хим. В редледжите Mg замещается Ca (0,8%), Cr — Fe^{3+} (0,8%) и Al (0,6%), а Ti — Si (5,5%); атомы O замещаются OH. В прайдерите K замещается Ba (6,7%) и Na (0,6%), а Fe — Al (2,3%).

Физ. Прайдерит образует короткостолбчатые индивиды с совершенной базальной (001) и средней призматической (110) спайностью.

5. Группа трипкеита. Тетр. $D_{4h}^{13} - P4_2/mbc$, $Z = 4$.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Трипкеит $CuAs_2O_4\,{}^1_\infty$	8,59	5,56	4,8	(4—4,5)
Шафарцикит $FeSb_2O_4\,{}^1_\infty$	8,62	5,92	5,5	3,75—4
Манганостибит $MnSb_2O_4\,{}^1_\infty$	8,70	6,00	5,3	4
Плюплюмбиоксит (сурик) $Pb_2PbO_4\,{}^1_\infty$	8,80	6,56	9,2	(3—3.5)

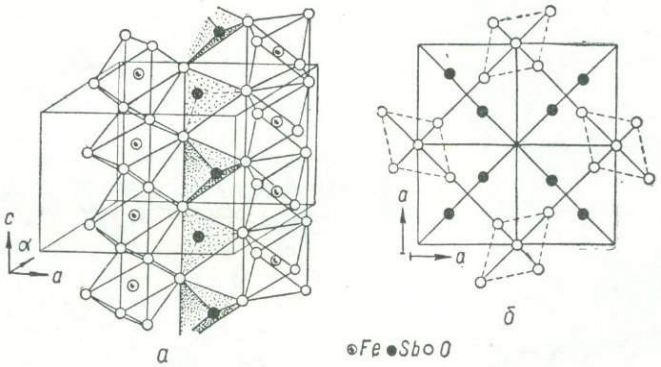


Рис. 120. Структура шафарцикита:
а — взаимосвязь цепочек, состоящих из Fe-октаэдров и Sb-пирамид; *б* — проекция на плоскость (001).

Стр. Детально изучены структуры плюплюмбиоксита (Byström, Westgren, 1943), трипкеита и шафарцикита (Zemann, 1951), оказавшиеся тождественными. В основе структуры двух последних — сложные цепочки из октаэдров Cu (Fe) O_6 и тригональных пирамид As (Sb) O_3, простирающихся вдоль оси *c* (рис. 120). Октаэдры соединяются в цепи через противоположные ребра (как в рутиле), пирамиды — вершинами, а цепи

между собой сцепляются через общие вершины (КЧ кислорода — 3). В плюплюмбиоксите атомы Pb^{4+} размещаются в октаэдрах, а атомы Pb^{2+} находятся в тройной координации, как As (Sb). Межатомные расстояния: $Cu-O_6 = 1{,}93\,(4)$ и $2{,}31\,(2)$; $As-O_3 = 1{,}69$ и $1{,}89\,(2)$; $Fe-O_6 = 2{,}03\,(4)$ и $2{,}05\,(2)$; $Sb-O_3 = 1{,}87$ и $2{,}20\,(2)$; $Pb-O_6 = 2{,}15$; $Pb-O_3 = 2{,}15$ и $2{,}22\,(2)$. Манганостибит отнесен сюда на основании сходства морфологии, спайности и параметров ячейки.

Хим. Изменения состава изучены недостаточно. В манганостибите Mn замещается Fe (до 27%).

Физ. Короткостолбчатые индивиды (до изометрических) с совершенной сп. по (110) и (100).

Подкласс 5. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа молибдита. Ромб. $D_{2h}^{15} - Pbcm$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Молибдит MoO_3 $\frac{2}{\infty}$	3,95	3,69	13,81	4,7	—

Стр. Слоистый мотив структуры создается сцеплением октаэдров MoO_6 ребрами (по оси b) и вершинами (по оси a) с образованием двойного рифленого пакета, простирающегося перпендикулярно оси c (рис. 121). Между слоями действуют существенно остаточные связи. Октаэдры MoO_6 сильно искажены, расстояния $Mo-O_6 = 1{,}88\,(2)$, $1{,}96\,(2)$, $2{,}10$ и $2{,}43$ (Braekken, 1931).

Хим. Состав постоянен, примеси незначительны (0,7%). Обнаружен в месторождении Крупка в Чехословакии (Čech, Povondra, 1963).

Физ. Облик индивидов пластинчатый, досчатый. Они вытянуты по оси b и уплощены по оси c. Сп. по (010) весьма совершенная.

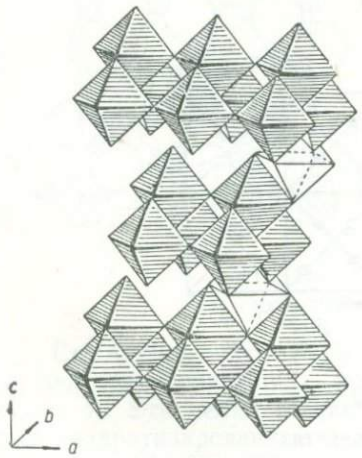


Рис. 121. Структура молибдита в полиэдрическом изображении.

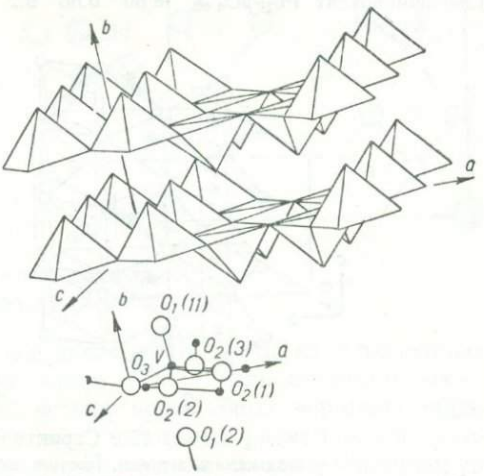


Рис. 122. Структура ванадиоксита; внизу отдельно показана тригональная бипирамида VO_5 в связи с другими атомами V^{5+}.

2. Группа ванадиоксита. Ромб. $D_{2h}^{13} - Pmmn$, $Z = 2$.

	a	b	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Ванадиоксит V_2O_5 $\frac{2}{\infty}$	11,52	4,37	3,56	1,82	3,4	—

Стр. Атомы V окружены пятью атомами O в виде сильно искаженной тригональной бипирамиды. Эти бипирамиды через общие ребра связаны в цепочки, параллельные оси *c*, которые вдоль оси *a* соединяются вместе, что приводит к образованию неправильных гофрированных сеток, параллельных плоскости (010) (рис. 122). Межатомные расстояния V — $-O_5 = 1{,}54$; 1,74; 1,88 (2) и 2,02 (все данные для искусственного V_2O_5) (Byström, Wilhelmi, Brotzen, 1950).

Хим. Не изучен.

Физ. Встречен в виде коллоидно-дисперсных агрегатов.

3. **Группа брукита.** Ромб. $D_{2h}^{15} - Pbca$, $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Брукит $TiO_2\,\frac{2}{\infty}$	9,18	5.45	5,15	1,96	4,1	6,25—6,75
Теллурит $TeO_2\,\frac{2}{\infty}$	11,77	5,51	5,60	2,32	5,8	2—2,5

Стр. Строение этих минералов близкое, но в деталях не тождественное. В структуре брукита октаэдры TiO_6 имеют по три общих ребра, благодаря чему зигзагообразные цепочки, вытянутые вдоль оси *c*, соединяются в слои, параллельные (100), толщиной в два октаэдра (рис. 33, *а*). Октаэдры заметно искажены (Ti — O = 1,87 — 2,00). В структуре теллурита слои октаэдров TeO_6 также параллельны (100), но эти октаэдры настолько сильно искажены (Ito, Sadanaga, 1940), что их с достаточным основанием можно считать тетрагональными пирамидами TeO_4 (Te — O = = 2,05 — 2,20) с двумя дополнительными координативными связями с кислородом (Te — O = 2,68 и 2,79), которые удерживают эти слои друг с другом. Отсюда низкая твердость и совершенная спайность теллурита.

Хим. В бруките часть Ti замещается Fe^{3+} (до 4,5%) и Nb (до 9,6%).

Разновидности: Fe^{3+}-брукит, Nb-брукит.

Физ. Индивиды обоих минералов таблитчатого или пластинчатого облика, слегка вытянутые по оси *c*. У брукита сп. по (210) и (001) несовершенная; у теллурита, наоборот, совершенная сп. по (100).

4. **Группа клодетита.** Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z=4$.

	a	*b*	*c*	β	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Клодетит $As_2O_3\,\frac{2}{\infty}$	5,26	12,90	4,55	93°49′	1,79	4,2	2,5—3

Стр. В основе структуры лежат зигзагообразные цепи As—O—As (вытянутые вдоль оси *c*), связанные вместе в неправильные слои, параллельные (010) (рис. 123). КЧ As = 3O (тригональная пирамида); расстояния: As_I — — O = 1,82; 1,79 и 1,82, As_{II} — O = 1,77; 1,74 и 1,77 (Frueh, 1951). Между слоями действуют существенно остаточные связи, что обусловливает низкую твердость, весьма совершенную сп. по (010) и таблитчатый облик.

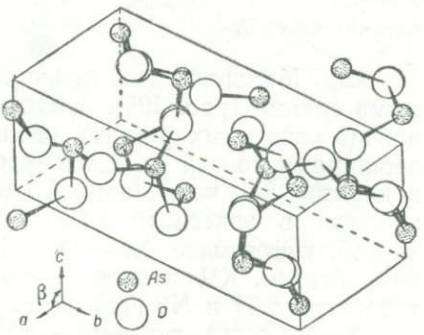


Рис. 123. Структура клодетита.

5. **Группа плюмбоксита.** Тетр.→ ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Плюмбоксит (глёт) $PbO\,\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^7 - P4_2/nmm$	3,96	—	5,00	2	2,30	9,3	2—2,5
Ортоплюмбоксит (массикот) $PbO\,\frac{2}{\infty}$	$C_{2v}^5 - Pca2_1$	5,48	5,88	4,74	4	2,35	9,6	2—2,5

Стр. Структура плюмбоксита образована тройными слоями Pb—O—Pb вафельного типа. В этих слоях атомы кислорода, занимая срединное положение, тетраэдрически окружены четырьмя атомами Pb. Последние оторачивают слои снаружи и располагаются в вершинах правильных тетрагональных пирамид, основания которых представлены атомами кислорода (рис. 124). Между слоями действуют остаточные связи. Структура ортоплюмбоксита сходна со структурой плюмбоксита, но тетрагональные пирамиды PbO_4 сильно искажены (Pb — O = 2,21; 2,22; 2,49 и 2,49) и слои менее правильны (Кау, 1961).

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Плюмбоксит и ортоплюмбоксит образуют таблитчатые индивиды. Сп. у плюмбоксита по (110), у ортоплюмбоксита по (100) и (010) совершенная.

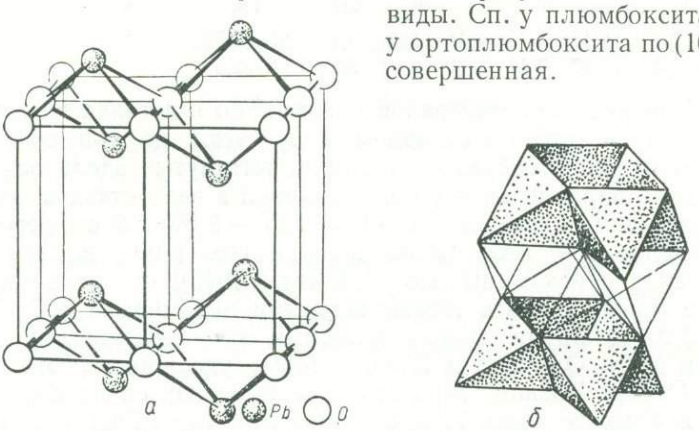


Рис. 124. Структура плюмбоксита в шариковом (*а*) и полиэдрическом (*б*) изображении.

Отдел Б. Сложные

1. Группа эвксенита. Ромб. D_{2h}^{14} — *Pbcn*, *Z*=4.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эвксенит $YTi(Ta, Nb)O_6$	14,62	5,56	5,19	5,9—4,7	6—6,5
Ферсмит $CaNb_2O_6$	14,99	5,74	5,22	4,7	5,5—6

Стр. Минералы изоструктурны. Структура представлена гофрированными слоями (рис. 125), состоящими из цепочек октаэдров NbO_6 (TiO_6), прочно связанных ребрами вдоль оси *c* и сцепляющихся одна с другой вершинами по оси *b*. Слои удерживаются вместе ионами Ca (Y), обладающими 8-й координацией (Александров, 1960). Полиэдры сильно искажены: в эвксените (Ti, Nb) — O_6 = 1,84 — 2,30 и Y — O_8 = 2,23 — — 2,45; в ферсмите Nb — O_6 = 1,73 — 2,38 и Ca — O_8 = 2,34 — 2,73. Таким образом, КЧ атомов $A = 6 + 2$, а КЧ атомов $B = 5 + 1$. В структуре атомы Ti и Nb (Ta) располагаются неупорядоченно.

Хим. Состав эвксенита и ферсмита существенно изменяется благодаря изоморфным замещениям типа $Nb^{5+} + Ca^{2+} \rightleftarrows Ti^{4+} + Y^{3+}$ и $Nb^{5+} + Y^{3+} \rightleftarrows Ti^{4+} + Th^{4+}(U^{4+})$, а также $3Ca^{2+} \rightarrow 2TR^{3+}$, приводящим к дефектности структуры. Кроме того, для эвксенита характерен совершенный изоморфизм между Ta и Nb, что позволяет выделить два подвида — *танталоэвксенит* и *ниобиоэвксенит*. Изоморфное замещение по первой схеме не совершенно, и нахождение единственного образца с соотношением Ca : Y ≈ 1 : 1 еще не дает права оба вида сливать в один. Содержание Ti может уменьшаться или возрастать (до 34% вместо 24% TiO_2)

благодаря замещению по второй схеме, так что отношение Ti : (Nb + + Ta) находится в пределах от 2 : 3 до 3 : 1. Основные примеси в эвксените: Ca (до 5%), Ce (до 9,5%), U (до 16%), Th (до 7,7%), Fe^{2+} (до 5%), Fe^{3+} (до 3%), Pb (до 2%). В ферсмите отмечаются: Y (до 16%), Ce (до 6%), Ti (до 17%), Th (до 1,5%), U (до 1,5%) и Fe^{3+} (до 2%).

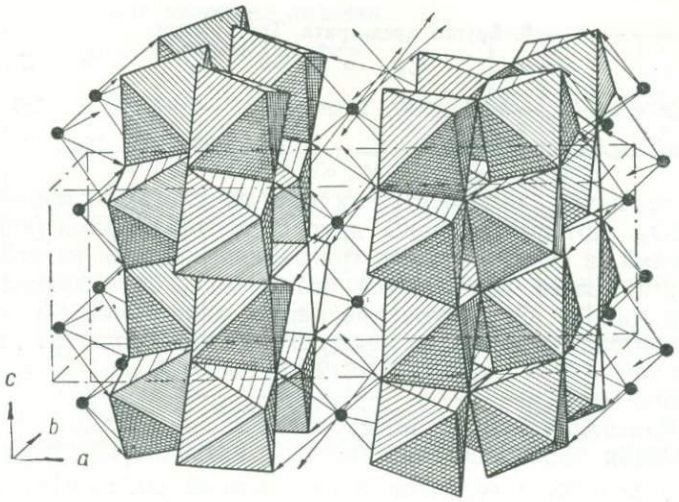


Рис. 125. Структура ферсмита в полиэдрическом изображении.

Разновидности: Ti-эвксенит, (Ta,Nb)-эвксенит, U-эвксенит, Ce-эвксенит, Th-эвксенит, Ca-эвксенит, Fe-эвксенит; Y-ферсмит, Ce-ферсмит.

Физ. Короткостолбчатые, чаще таблитчатые индивиды, слегка вытянутые по оси *c*. Сп. не наблюдалась (из-за метамиктного распада).

2. Группа кёхлинита. Ромб. D_{2h}^{18}—*Bmab*, *Z*=4.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Кёхлинит Bi_2MoO_6	5,50	5,49	16,24	(8,3)	—

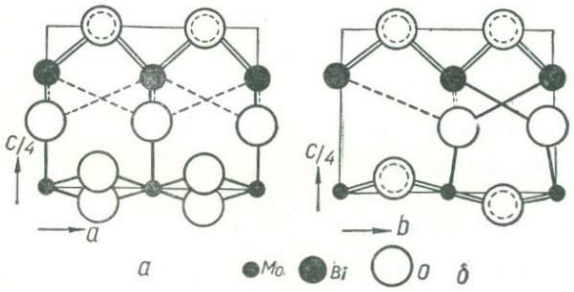


Рис. 126. Структура кёхлинита:
а — проекция на плоскость (010); *б* — проекция на плоскость (100).

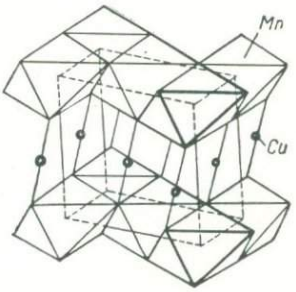


Рис. 127. Структура креднерита.

Стр. Структура состоит из сложных слоев (рис. 126), в которых сочетаются сетки из октаэдров MoO_6, связанных четырьмя ребрами, лежащими в одной плоскости ($\perp$ оси *c*), с сетками состава BiO, в которых Bi имеет четверную пирамидальную координацию (подобно Pb в PbO) с расстоянием $Bi - O_4 = 2{,}32$. Обе сетки связываются в слои состава Mo—O—Bi—O через атомы кислорода, расположенные в свободных

вершинах октаэдров MoO_6 (Zemann, 1956). Между слоями действуют остаточные связи.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Индивиды пластинчатого облика (псевдотетрагональные) с совершенной сп. по (001).

3. Группа креднерита. Триг. → мон.

		Пр. гр.	a_{rh}	α	a	b	c	β	Z	Пл	Тв.
Делафосит	$CuFeO_2$ $\frac{2}{\infty}$ $D^5_{3d} - R\bar{3}m$		5,97	29°26′	3,03	—	17,13	—	1;3	(5,6)	5,5?
Креднерит	$CuMnO_2$ $\frac{2}{\infty}$ $C^3_{2h} - C2/m$ (?)	—	—		5,58	2,88	5,87	104°	2	5,4	4

Стр. Структура делафосита состоит из слоев, составленных октаэдрами FeO_6, которые связаны друг с другом ребрами (как в $CdCl_2$). Между слоями, в середине ребер тригональных призм из атомов кислорода соседних слоев помещаются атомы Cu^+, скрепляющие эти слои вместе (тип $NaHF_2$). Структура креднерита аналогична структуре делафосита, но тригональные призмы между слоями косые (рис. 127). КЧMn = 6, расстояния Mn — O = 1,92(4) и 2,28 (2); КЧCu = 2, Cu — O_2 = 1,80 (Кондрашев, 1958).

Хим. Изменение состава не изучено.

Физ. Облик индивидов пластинчатый; у креднерита сп. по (001) совершенная, делафосит обладает несовершенной сп. по $(10\bar{1}0)$.

Недостаточно изученные и сомнительные

Гематостибит $Mn_7FeSb_2O_{13}$ (?), *дербилит* $Fe_6Ti_6Sb_2O_{23}$, *ниобоксит* Nb_2O_5 (?), *паладоксит* PdO (?), *танталоксит* Ta_2O_5 (?).

Класс II. Гидроокислы и оксигидраты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 69	
2	Li 1	Be 1	Класс 2. Гидроокислы и оксигидраты.											C 10		O 69		
3		Mg 8											Al 16			S 7		
4	K 1	Ca 8		Ti 1	V 7	Cr 1	Mn 10	Fe 9	Co 1	Ni 3	Cu 8	Zn 6		Ge 1				
5						Mo 1							In 1					
6		Ba 2				W 2								Pb 6				
7					U 14													

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
		3	1					6	5	21	33

Подкласс 1. Каркасные

Отдел А. Простые

1. Группа джалиндита $In(OH)_3\,{}^{3}_{\infty}$
2. Группа амакинита $Fe(OH)_2\,{}^{3}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа стотита $FeGe(OH)_6\,{}^{3}_{\infty}$

Подкласс 2. Цепные

Отдел А. Простые

1. Группа диаспора $AlOOH\,{}^{1}_{\infty}$
2. Группа манганита $MnOOH\,{}^{1}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа псиломелана—тодорокита $BaMnMn_9O_{20}\cdot 3H_2O\,{}^{1}_{\infty}$ — $CaMnMn_5O_{12}\cdot 3H_2O\,{}^{1}_{\infty}$
2. Группа кафетита $CaFe_2Ti_4O_8(OH)_8\,{}^{1}_{\infty}$

Подкласс 3. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа гидротунгстита $WO(OH)_4\,{}^{2}_{\infty}$
2. Группа скупита $UO_2(OH)_2\cdot H_2O\,{}^{2}_{\infty}$
3. Группа навахоита $VO(OH)_3\,{}^{2}_{\infty}$
4. Группа датонита $VO(OH)_2\,{}^{2}_{\infty}$
5. Группа гетерогенита $CoO(OH)\,{}^{2}_{\infty}$
6. Группа лепидокрокита $FeO(OH)\,{}^{2}_{\infty}$
7. Группа гибсита $Al(OH)_3\,{}^{2}_{\infty}$
8. Группа брусита $Mg(OH)_2\,{}^{2}_{\infty}$
9. Группа кальюметита $Cu(OH)_2\cdot 2H_2O\,{}^{2}_{\infty}$

Отдел Б. Сложные

1. Группа умохоита $UMoO_6(H_2O)_2 \cdot 2H_2O$ $^2_\infty$
2. Группа бекерелита $Ca[(UO_2)_6O_4(OH)_6] \cdot 8H_2O$ $^2_\infty$
3. Группа симплотита $CaV_4O_4(OH)_{10}$ $^2_\infty$
4. Группа хэггита $V^{3+}V^{4+}O_2(OH)_3$ $^2_\infty$
5. Группа литиофорита $(Li; Al)MnO_2(OH)_2$ $^2_\infty$
6. Группа халькофанита $ZnMn_3O_7(H_2O)_3$ $^2_\infty$
7. Группа калькалюмогидрита $Ca_4Al_2(OH)_{14}(H_2O)_6$ $^2_\infty$
8. Группа магалюмогидрита $Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4$ $^2_\infty$
9. Группа халькалюмогидрита $CuAl_4(SO_4)(OH)_{12}(H_2O)_3$ $^2_\infty$
10. Группа магцинкогидрита $Mg_4Zn_4(SO_4)(OH)_{14}(H_2O)_4$ $^2_\infty$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Каркасные

Отдел А. Простые

1. Группа джалиндита. Куб. $T_h^5 - Im3$. $Z = 8$.

		a	Пл	Тв.
Джалиндит	$In(OH)_3$ $^3_\infty$	7,95	(4,3)	(4,5—5)

Стр. Структурный тип $Sc(OH)_3$ (*SR*, XI, 280); КЧ In = 6OH. Подобно структурному типу ReO_3 октаэдры $In(OH)_6$ связаны друг с другом через общие вершины, образуя каркас, что доказывается низкой плотностью джалиндита.

2. Группа амакинита. Триг. → ромб.

		Пр. гр.	a_{rh}	α	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Амакинит	$Fe(OH)_2$ $^3_\infty$	$D_{3d}^5 - R\bar{3}m$	6,29	66°52′	6,93	—	14,55	4; 12	3	4—4,5
Бергидроксит	$Be(OH)_2$ $^3_\infty$	$D_2^4 - P2_12_12_1$	—	—	4,62	7,04	4,54	4	1,94	(6)

Стр. Структура амакинита не изучена, но резко отлична от структуры типа брусита, что доказывается также метрикой ячейки, обликом индивидов, отсутствием спайности, низкой плотностью и высокой твердостью (Козлов и Левшов, 1962). Бергидроксит каркасный, изоструктурен с ε-$Zn(OH)_2$.

Хим. Атомы Fe замещаются Mg (10,1%), Mn (3,6%), а также возможно Fe^{3+}. Бергидроксит не изучен.

Разновидности: Mg-амакинит, Mn-амакинит.

Физ. Индивиды изометрического облика (ромбоэдры); сп. нет.

Отдел Б. Сложные

1. Группа стотита. Тетр. $C_{4h}^4 - P4_2/n$, $Z = 4$.

		a	c	Пл.	Тв.
Стотит	$FeGe(OH)_6$ $^3_\infty$	7,55	7,47	3,6	5

Стр. В структуре стотита атомы Fe и Ge находятся в шестерной OH-координации (рис. 128). Позиции Ge и Fe в структуре стотита соответствуют позициям Na и Cl в структуре NaCl (Strunz, Giglio, 1961). Но поскольку между атомами Ge и Fe расположены OH-группы, то вместо координационной структуры типа NaCl возникает каркасная

структура, в которой октаэдры $Ge(OH)_6$ и $Fe(OH)_6$ соединяются между собой через общие OH-вершины. Октаэдры заметно искажены; средние расстояния составляют: $Ge—(OH)_6 = 1{,}96$, $Fe—(OH)_6 = 2{,}14$.

Хим. Атомы Fe изоморфно замещаются Mg, Ca и Mn (все $<1\%$).

Физ. Изометрические индивиды, сп. по (100) и (001) совершенная.

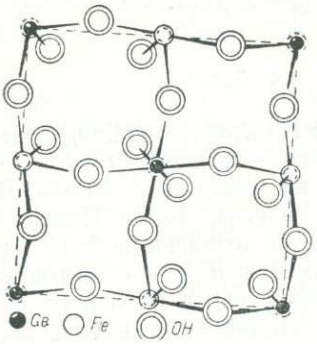


Рис. 128. Структура стотита, проекция на плоскость (001).

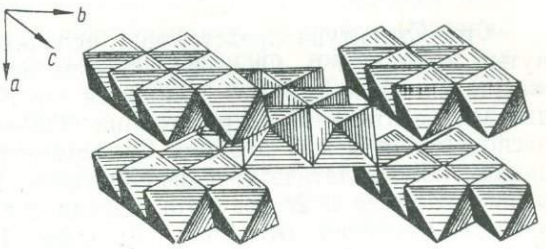


Рис. 129. Структура диаспора—гётита в полиэдрическом изображении.

Подкласс 2. Цепные

Отдел А. Простые

1. Группа диаспора. Ромб. — тетр.

Подгруппа гётита. Ромб. $D_{2h}^{16} — Pbnm$, $Z = 4$.

		a	b	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Диаспор	$AlOOH\,{}^{1}_{\infty}$	4,41	9,40	2,84	1,94	3,4	6,75—7,25
Монтроузит	$VOOH\,{}^{1}_{\infty}$	4,54	9,97	3,03	2,04	4,1	(6—6,5)
Граутит	$MnOOH\,{}^{1}_{\infty}$	4,58	10,76	2,89	2,06	4,2	(5,5—6)
Гётит	$FeOOH\,{}^{1}_{\infty}$	4,65	10,02	3,04	2,04	4,3	5,5—6

Стр. Цепной мотив структуры минералов создается сдвоенными цепочками из октаэдров $R^{3+}(O, OH)_6$, вытянутых по оси c (рис. 129). Внутри каждой такой цепочки октаэдры соединяются ребрами (как в рутиле), между собой цепочки связываются вершинами. Кроме того, цепочки удерживаются дополнительными гидроксильно-водородными связями, действующими между атомами кислорода в плоскостях, перпендикулярных оси c (рис. 35). Расстояния $O—O = 2{,}65$; расположение протона H несимметричное и линия O—H—O является ломаной (Busing, Levy, 1958).

Хим. В составе минералов отмечаются следующие изоморфные примеси: в диаспоре — Fe (до 6,6%), Mn (до 4,3%), Cr (до 5,2%); в монтроузите — Fe (до 10%), Al (до 3%); в гётите — Mn (до 5%).

Разновидности: Fe-диаспор, Mn-диаспор, Cr-диаспор; Fe-монтроузит; Mn-гётит.

Физ. Облик индивидов столбчатый, дсечатый, игольчатый. Сп. по (010) совершенная, по (100) средняя. При нагревании до 300° С граутит превращается в пиролюзит с сохранением преемственности осей.

Подгруппа акаганеита. Тетр. $C_{4h}^{5} — I4/m$, $Z = 8$.

		a	c	Пл.	Тв.
Акаганеит	$FeOOH\,{}^{1}_{\infty}$	10,48	3,02	(3,6)	—

Стр. Структура не изучена. Однако параметр $c = 3{,}02$ и игольчатый облик свидетельствуют о цепной структуре минерала.

Хим. Отмечается примесь Al (до 1,3%).

2. Группа манганита. Мон. (псевдоромб.) $C_{2h}^5 - B2_1/d$, $Z = 8$.

		a	b	c	β	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Манганит	$MnOOH\,\frac{1}{\infty}$	8,88	5,25	5,71	90°	2,04	4,4	5,5—6,5

Стр. Структура представлена цепочками из октаэдров MnO_6, вытянутых вдоль оси c. Октаэдры сильно искажены — четыре атома O (лежащие в плоскости ac) находятся от Mn^{3+} на расстоянии 1,86—1,98, два другие атома O на расстоянии 2,20—2,33 (Dachs, 1963). Протон H располагается между атомами O несимметрично (в отношении 2 : 3). Индивиды полисинтетически сдвойникованы. Параметры a, b и c манганита равны $2a$, $1/2b$ и $2c$ граутита. Предполагавшийся ранее на основе магнитного критерия (Krishnan, Banerjee, 1939) состав манганита в виде $Mn^{2+}Mn^{4+}O_2(OH)_2$ не подтверждается новейшими исследованиями.

Хим. Примесей не содержит.

Физ. Облик индивидов столбчатый. Сп. по (010) совершенная, по (110) средняя.

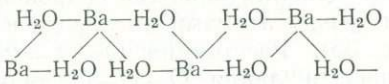
Отдел Б. Сложные

1. Группа псиломелана — тодорокита. Мон. → тетр.

Подгруппа псиломелана. Мон. $C_{2h}^3 - A2/m$, $Z = 1$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Псиломелан	$BaMn^{2+}Mn_9^{4+}O_{20} \cdot 3H_2O\,\frac{1}{\infty}$	9,56	2,88	13,85	92°30′	4,7	5,5—6,5

Стр. Структура псиломелана (Wadsley, 1953) близка к структуре голландита и представлена сложными цепочками с крупными каналами. Отличие заключается в том, что у псиломелана цепочки из октаэдров MnO_6 по оси c сдвоены (как у голландита), а по оси a состоят из трех соединенных ребрами октаэдров (рис. 36, *а* и *б*). Это приводит к увеличению объема каналов и изменению их сечения из квадратного в прямоугольное, в связи с чем наряду с ионами Ba в них размещаются молекулы H_2O. Ионы Ba и молекулы H_2O занимают каналы, чередуясь (по оси b) друг с другом, образуя двойной ряд



КЧ Ba = 10 (6O и $4H_2O$), причем Ba-полиэдры связываются вместе через молекулы H_2O (рис. 36, *а*). Но отношение $Ba : H_2O$ равно не 1 : 2 (Wadsley), а, как показывают новые анализы, около 1 : 3 (Fleischer, 1960). Межатомные расстояния $Mn - O_6 = 1{,}85 - 2{,}02$; $Ba - (O, H_2O) = 2{,}85 - 3{,}84$. Вода цеолитного типа удаляется до температуры 500° C, при 550° C псиломелан превращается в голландит.

Хим. Атомы Mn^{4+} замещаются Mn^{2+} в отношении 9 : 1. Кроме того, Mn^{4+} замещается W^{6+} (до 4,9%), Fe^{3+} (до 3,3%), Al (до 1,5%) и V^{5+} (до 1%). Mn^{2+} замещается Mg (до 1,6%), Co (до 1%) и Cu (до 0,5%). Ba замещается Ca (до 1,9%), U (до 1,5%), Sr (до 1,4%) и Na (до 1,4%). Иногда Ba может замещаться на 70% Sr + Ca + K + Na (Levinson, 1961).

Физ. Образует мельчайшие кристаллики досчатого облика. Встречается преимущественно в коллоидно-дисперсных агрегатах.

Подгруппа тодорокита. Тетр. → мон. (?). Пр. гр. не опр.

		a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Вудрафит	$MnZnMn_5^{4+}O_{12} \cdot 4H_2O\,{}^{1}_{\infty}$	8,42	—	9,28	—	2	4,0	5,5—6,5
Тодорокит	$CaMn^{2+}Mn_5^{4+}O_{12} \cdot 3H_2O\,{}^{1}_{\infty}$	9,75	2,85	9,59	90°	1	3,7	(5—6)
Сезаролит	$PbMn^{2+}Mn_5^{4+}O_{12} \cdot 2H_2O\,{}^{1}_{\infty}$?	—	—	—	—	—	5,3	5

Стр. Структуры минералов не изучены. Судя по параметрам тодорокита, он близок по строению к клиноголландиту. Вудрафит (Naganna, Bouška, 1963), должно быть тетрагональный, очевидно, гомеотипен с голландитом. В структуре вудрафита структурное положение Mn^{2+} и Zn, вероятно, соответствует положению Ca и Mn^{2+} в тодороките.

Хим. В вудрафите Mn^{4+} замещается на Mn^{2+} (?) в отношении примерно 5 : 1, Mn^{2+} замещается отчасти Zn. В тодороките отношение Mn^{4+}: Mn^{2+} такое же; Mn^{2+} замещается Zn (до 5%), Ca замещается Na (до отношения 1 : 1 и немного больше), Ba (до 4,3%), Mg (до 2,5%), K (до 1,5%) и Sr (до 1%).

Разновидности: Na-тодорокит, Ba-тодорокит, Zn-тодорокит, Mg-тодорокит.

Физ. Тодорокит образует мельчайшие индивиды досчатого облика, вытянутые по оси *b*. Сп. по (100) и (001) совершенная.

2. Группа кафетита. Ромб. Пр. гр. не уст., $Z = 6$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Кафетит	$CaFe_2^{3+}Ti_4O_8(OH)_8\,{}^{1}_{\infty}$	31,41	12,14	4,97	3,3	4,5—5,5

Стр. Структура не изучена. Отнесен к цепным на основании морфологических данных.

Хим. В составе кафетита Ca замещается Mg (1,5%) и Na + K (сумма около 1%); Fe замещается Al (2%) (Кухаренко, Кондратьева, Ковязина, 1959).

Физ. Облик индивидов досчатый, игольчатый и волосовидный. Сп. по (520) средняя.

Подкласс 3. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа гидротунгстита. Мон. (псевдоромб.) $C_{2h}^1 - P2/m$, $Z = 2$

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Тунгстит	$WO_2(OH)_2\,{}^{2}_{\infty}$	—	—	—	—	5,5	2,5—3
Гидротунгстит	$WO(OH)_4\,{}^{2}_{\infty}$	7,45	6,92	3,72	90°	4,6	2—2,5

Стр. Структура минералов не изучена. Однако гидротунгстит изоструктурен с искусственной $MoO(OH)_4$ (Mitchell, 1963), для которой установлена слоистая структура. Слои состоят из октаэдров $MoO_4(OH)_2$, соединяющихся четырьмя кислородными вершинами в плоскости, параллельной (010). Расстояния между слоями OH—OH ≈ 3,1 (Lindquist, 1950). В структурном отношении тунгстит и гидротунгстит очень близки, как и соответствующие соединения Mo.

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Индивиды микроскопического размера пластинчатого облика со сп. по (010).

2. Группа скупита. Ромб.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Скупит $UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ $\frac{2}{\infty}$	D_{2h}^{15} — *Pbca*	14,33	16,79	14,73	32	4,8	2,5—3,5
Мазюит $UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ $\frac{2}{\infty}$	D_{2h}^{4} — *Pcna*	13,98	12,11	14,22	24	5,0	—
Иантинит $(UO_2)_6O_2(OH)_8 \cdot 6H_2O$ $\frac{2}{\infty}$	Не опр.	7,15	11,52	30,3	4	5,2	2,5—3,5

Стр. Структура в деталях не изучена. В основе строения минералов лежат слои $UO_2(OH)_2$ (Zachariasen, 1948), удерживающиеся вместе гидроксильно-водородными связями. Между слоями находятся молекулы H_2O. КЧ U=2O+6OH (рис. 37, *а*) или 2O+4OH (рис. 37, *г*) (Roof, Cromer, Larson, 1964). Скупит, теряя воду (спонтанно), переходит в более устойчивую форму с КЧ U=5 (Christ, 1965).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Образуют пластинчатые индивиды по (001), вытянутые по оси *b* (мазюит псевдогекс.). Сп. по (001) совершенная, по (010) средняя.

3. Группа навахоита. Мон. Пр. гр.?, $Z = 12$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Навахоит $VO(OH)_3$ $\frac{2}{\infty}$	17,43	3,65	12,25	97°	3,0	2

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании морфологических данных, низкой твердости и параметров ячейки, которые близки к параметрам ячейки V_2O_5, причем существенно сходство характеристического параметра 3,6. Параметр же *а* навахоита точно равен учетверенному параметру *b* ванадиоксита.

Хим. Атомы V^{5+} замещаются V^{4+} (3,1%) и Fe^{3+} (3,6%).

Физ. Индивиды (под электронным микроскопом) тонкодосчатые и волокнистые, вытянутые по оси *b* и уплощенные по оси *c* (Ross, 1959). Сп. не замечена, но должна быть по (100)?

Группа датонита. Мон. $C_{2h}^{6} - C2/c \rightarrow C_{2h}^{3} - C2/m$.

	a	b	c	β	Z	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Датонит $VO(OH)_2$ $\frac{2}{\infty}$	8,80	3,95	5,96	90°40′	4	—	3,3	2,5—3
Долоресит $V_3O_4(OH)_4$ $\frac{2}{\infty}$	19,64	2,99	4,83	103°55′	2	1,97	3,3	(3)

Стр. Структура датонита состоит из цепочек октаэдров $V^{4+}O_6$, связанных вершинами вдоль оси *b* (параметр $b = 3,95$), которые в свою очередь через общие вершины, но уже вдоль оси *c* образуют слои, параллельные (100). Между собой слои удерживаются гидроксильно-водородными связями (рис. 130). Октаэдры $V^{4+}O_6$ сильно искажены (Evans, Mrose, 1958). В основе структуры долоресита лежат вытянутые вдоль оси *b* цепочки из простых и сдвоенных октаэдров $V^{4+}O_6$, которые в направлении оси *a* через общие вершины связываются в волнистые слои, параллельные (001) (рис. 39, *б*). Между слоями действуют гидроксильно-водородные связи ($d_{ср}O—O \approx 2,75$). Октаэдры $V^{4+}O_6$ сильно искажены ($V—O_6 = 1,70—2,13$) (Evans, Mrose, 1960).

Хим. Изменения состава датонита не изучены. В долоресите V^{4+} замещается Fe^{2+}, Mg и Al, а также V^{3+} (до 10%) и U^{6+} (до 4%).

Физ. Датонит образует тонкопластинчатые индивиды; сп. по (100) средняя. Долоресит встречается в радиальнолучистых агрегатах в тесном срастании с хэггитом.

5. Группа гетерогенита. Триг. $D_{3d}^{5} - R\bar{3}m$, $Z = 1:3$.

	a	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Гетерогенит $CoO(OH)$ $\frac{2}{\infty}$	4,68	35°28′	2,85	13,13	4,7	4,5—5,5

Стр. Структурный тип $NaHF_2$ (рис. 40). Октаэдры CoO_6, связанные ребрами (по типу $CdCl_2$) в слои, удерживаются вместе гидроксильно-водородными связями.

Хим. Состав гетерогенита довольно изменчив. Атомы Co замещаются Cu^{2+} (до 14,5%), Fe^{3+} (до 9,5%), Ni^{2+} (до 6,4%), Co^{2+} (до 3,4%) и Al (до 2%).

Разновидности: Cu-гетерогенит, Fe-гетерогенит, Ni-гетерогенит.

Физ. Облик индивидов игольчатый и пластинчатый. Сп. по (001) совершенная.

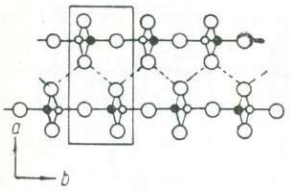


Рис. 130. Структура датонита; проекция на плоскость (001).

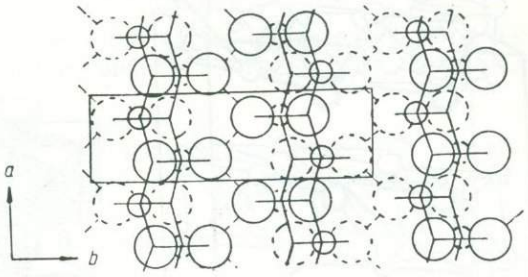


Рис. 131. Структура лепидокрокита; проекция на плоскость (001).

6. Группа лепидокрокита. Ромб. $D_{2h}^{17} - Amam$, $Z = 4$.

	a	b	c	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Бёмит $AlO(OH)\,\frac{2}{\infty}$	3,69	12,2	2,86	—	3,1	6 (?)
Лепидокрокит $FeO(OH)\,\frac{2}{\infty}$	3,88	12,54	3,07	2,08	4,1	5—5,5

Стр. В структуре минералов цепочки из октаэдров $Al(O,OH)_6$ или $Fe(O, OH)_6$, вытянутые по оси c, соединяются ребрами вдоль оси a в двойные волнистые слои (рис. 131). Группы OH находятся с внешней стороны слоев. Расстояния между слоями (OH—OH) составляют: в бёмите 2,47, в лепидокроките — 2,71. Расстояния Fe — $(O,OH)_6$ = 1,93(2O), 2,05 (2OH) и 2,13 (2O) (Ewing, 1935). Слои удерживаются гидроксильно-водородными связями.

Хим. Состав минералов постоянен, в лепидокроките Fe замещается Mn (до 1,5%).

Физ. Облик индивидов пластинчатый или досчатый. Сп. по (010) весьма совершенная, по (100) и (001) совершенная.

7. Группа гибсита. Мон. → гекс. → трик.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Гибсит $Al(OH)_3\,\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	8,64	5,07	9,72	94°34′	8	2,4	3—3,75
Гексагибсит $Al(OH)_3\,\frac{2}{\infty}$ (байерит)	Не опр.	5,02	—	4,77	—	2	2,4	3,5
Триклиногибсит $Al(OH)_3\,\frac{2}{\infty}$	Не опр.	17,33	10,08 $\alpha = 94°10'$	9,73	92°08′ $\gamma = 90°00'$	32	—	(3,5)

Стр. Структура гибсита представлена слоями, состоящими из октаэдров $Al(OH)_6$, связанных ребрами по корундовому закону (с крупными люками) так, что каждый гидроксил оказывается окруженным (в своем слое) двумя атомами Al и одной «дыркой» (рис. 132). Относительно прочные гидроксильно-водородные связи обусловливают расположение OH-групп соседних слоев точно друг против друга на расстоянии 2,79. Окта-

эдры $Al(OH)_6$ заметно деформированы (Al—OH = 1,73—1,98). Структура гексагибсита аналогична описанной, но обладает более высокой симметрией (рис. 133). Она может иметь как упорядоченное чередование слоев (*AABB*, *AABB*), так и неупорядоченное их расположение по оси *c* («норстрандит»). Триклиногибсит не изучен (Saalfeld, 1961). Мон. норстрандит представляет собой структурную разновидность гибсита — гибсит-4H с параметрами: $a = 8{,}63$; $b = 5{,}01$; $c = 19{,}12$; $\beta = 92°00'$ (Lippens, 1961).

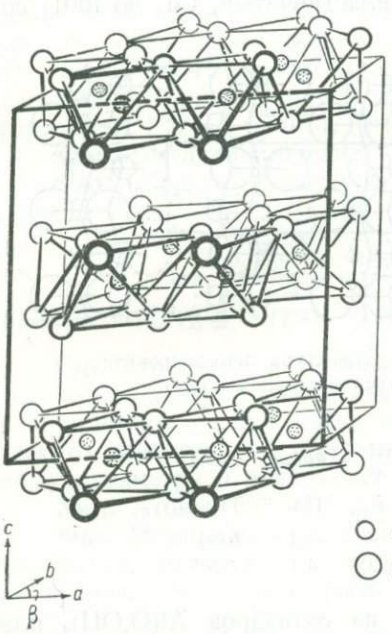


Рис. 132. Структура гибсита.

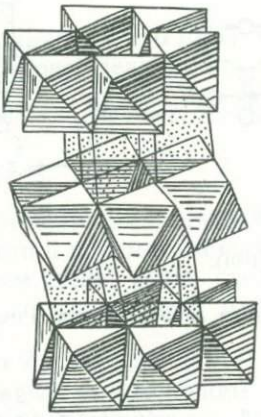


Рис. 133. Структура гексагибсита в полиэдрическом изображении.

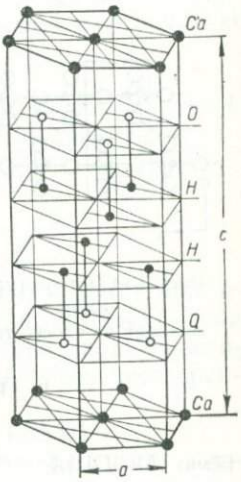


Рис. 134. Схема OH-связей в портландите.

8. **Группа брусита.** Триг. $D_{3d}^3 - P\bar{3}ml$, $Z = 1$.

	a_h	c_h	$d(R—OH)$	$d(OH—OH)$	Пл.	Тв.
Брусит $Mg(OH)_2\ {}^{2}_{\infty}$	3,13	4,74	2,09	3,22	2,4	2,5—3
Гидроникит $Ni(OH)_2\ {}^{2}_{\infty}$	3,08	4,61	2,06	—	(4,1)	2,5
Пирохроит $Mn(OH)_2\ {}^{2}_{\infty}$	3,35	4,69	2,30	3,26	3,3	2,5
Портландит $Ca(OH)_2\ {}^{2}_{\infty}$	3,59	4,90	2,37	3,33	2,2	2—2,5
Никгидроксит $Ni_5O(OH)_9\ {}^{2}_{\infty}$	3,07	22,74	—	—	3,0	—

Стр. Одна из важнейших слоистых структур (тип брусита), в которой центры OH-групп (точнее атомов O) расположены по закону гексагональной плотнейшей упаковки, а катионы занимают октаэдрические пустоты послойно через один (рис. 17). КЧ Mg=6OH, КЧ OH=3Mg. Между слоями действуют гидроксильные связи, которые с увеличением ЭО катиона и уменьшением расстояний *R*—OH становятся все более направленными, гидроксильно-водородными (OH «расщепляется» и расстояние OH—OH между слоями уменьшается) (рис. 134), благодаря чему прочность их возрастает. Никгидроксит гексагональный, структура его не изучена (Jambor, Boyle, 1964). Вероятно, правильнее было бы отнести его в отдел сложных гидроокислов, так как один из пяти атомов Ni трехвалентен.

Хим. Состав минералов изменяется существенно. В брусите Mg изоморфно замещается Mn (до 18%), Fe (до 10%) и Zn (до 3,7%); в пирохроите Mn замещается Mg (до 6,6%), Zn (до 3,1%) и Fe (до 1,4%).

Разновидности: Mn-брусит, Fe-брусит, Zn-брусит; Mg-пирохроит, Zn-пирохроит, Fe-пирохроит.

Физ. Минеральные индивиды таблитчатого и пластинчатого облика по (0001); в этом же направлении проходит весьма совершенная спайность.

9. Группа кальюметита. Ромб. → мон.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Кальюметит $Cu(OH)_2 \cdot 2H_2O$	$\frac{2}{m}$	—	—	—	—	—	2
Антоньит $Cu(OH)_2 \cdot 3H_2O$	$\frac{2}{m}$	—	—	—	112°38′	—	2

Стр. Структуры минералов и метрика ячеек не известны. Отнесены к слоистым на основе морфологии и свойств. Кальюметит возможно изоструктурен с эриохальцитом.

Хим. Группы OH замещаются Cl (до 5—6%).

Физ. Облик индивидов кальюметита чешуйчатый, антоньита — короткостолбчатый. Сп. по (001) у первого и по (100) у второго совершенная.

Отдел Б. Сложные

1. Группа умохоита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 16$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Умохоит $UMoO_6(H_2O)_2 \cdot 2H_2O$	$\frac{2}{m}$	6,32	7,50	57,8	94°	4,6	2

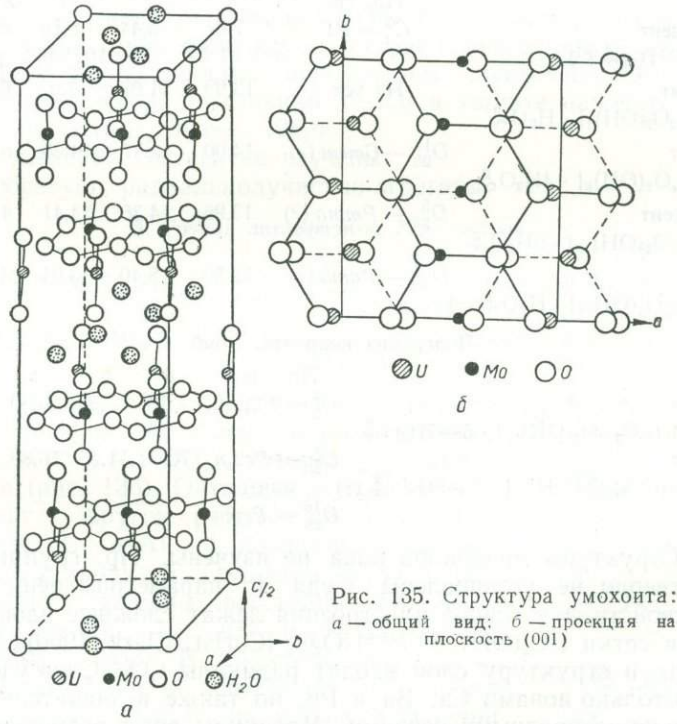


Рис. 135. Структура умохоита: *а* — общий вид; *б* — проекция на плоскость (001)

Стр. Структура имеет ярко выраженный слоистый характер перпендикулярно оси *c* (рис. 135, *а*). Слои представлены псевдогексагональными почти плоскими сетками из упорядоченно расположенных атомов U, Mo, O (рис. 135, *б*). Координационные полиэдры вокруг U и Mo одинаковы и представлены гексагональной дипирамидой (несколько искаженной в связи с неравноплечностью групп UO_2 и MoO_2). Межатомные расстояния: U—O_2=

$=1{,}74$ и 2,02; U—$O_6=2{,}10(3), 2{,}14$ и 2,23(2); Mo—$O_2=1{,}80$ и 2,05; Mo—$O_6=$ $=2{,}04$, 2,14(2), 2,18(2) и 2,21. Сдвоенные сетки образуют пакеты состава $UMoO_6(H_2O)_2$ толщиной в $^1/_4$ параметра c. Между собой сетки удерживаются гидроксильно-водородными связями молекул воды, положение которых в структуре пока не определено (на рис. 135, *а* не показаны). Пакеты связываются также молекулами воды, которые имеют отчасти цеолитный характер (Макаров и Аникина, 1963).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Индивиды мелкие тонкопластинчатого облика с низкой твердостью и весьма совершенной спайностью по (001).

2. Группа бекерелита.

Подгруппа бийетита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Бекерелит $Ca[(UO_2)_6O_4(OH)_6]\cdot 8H_2O$	$D_{2h}^{16}-Pnma$	13,86	12,38	14,96	4	5,1	3
Бийетит $Ba[(UO_2)_6O_4(OH)_6]\cdot 8H_2O$	$D_{2h}^{12}-Pnmn$	7,14	12,08	15,10	2	5,3	—
Компреньясит $K_2[(UO_2)_6O_4(OH)_6]\cdot 8H_2O$	$D_{2h}^{12}-Pnmn$	7,16	12,14	14,88	2	5,1	—

Подгруппа фурмарьерита. Трик. → ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл	Тв.
Ванденбрандеит $Cu[UO_2(OH)_4]$ (?)	C_i^1-P1	7,86	5,44	6,10	2	5,0	4
		$\alpha=91°52'$	$\beta=102°00'$		$\gamma=89°37'$		
Вёлсендорфит $Pb[(UO_2)_2O_2(OH)_2]\cdot H_2O$	Не уст.	13,99	11,95	7,02	6	6,8	—
Фурмарьерит $Pb[(UO_2)_4O_2(OH)_6]\cdot 4H_2O$	$D_{2h}^{17}-Cmcm$ (?)	14,00	16,47	14,39	8	5,8	3,5—4
Вандендрискеит $Pb[(UO_2)_7O_2(OH)_{12}]\cdot 6H_2O$	$D_{2h}^{5}-Pmma$ (?)	13,96	14,36	14,41	4	5,5	3—3,5
Кюрит $Pb_2[(UO_2)_5O_4(OH)_6]\cdot H_2O$ (?)	$D_{2h}^{16}-Pnma$ (?)	12,50	8,40	13,01	3	7,3	4—5

Подгруппа виартита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Виартит $Ca_3[(UO_2)_7(CO_3)_2O_2(OH)_{12}]\cdot 5—7H_2O$	$D_2^4-P2_12_12_1$	7,10	11,25	20,80	2	4,9	3,5—4
Паравиартит $Ca_3[(UO_2)_7(CO_3)_2O_2(OH)_{12}]\cdot 5—7H_2O$ (?)	$C_{2v}^9-Pc2_1n$ или $D_{2h}^{16}-Pcmn$	7,10	11,25	16,83	2	(5,1)	4—4,5

Стр. Структуры минералов пока не изучены. Пр. группы для большинства твердо не установлены. Судя по параметрам решетки, морфологии и свойствам в основе их строения лежат сложные слои, в которых сочетаются сетки $UO_2(OH)_2$ и $R^{2+}UO_2O_2$ (Christ, Clark, 1960). В виартите, кроме того, в структуру слоя входят радикалы CO_3. Слои удерживаются вместе не только ионами Ca, Ba и Pb, но также в значительной степени гидроксильно-водородными связями. Молекулы воды размещаются между слоями и имеют, вероятно, существенно цеолитный характер. Для минералов подгруппы бекерелита предполагается наличие слоев состава $[(UO_2)_6O_4(OH)_6]^{2-}$ с пентагональной координацией UO_2 (рис. 38, *в*) (Evans, 1963). Кюрит, должно быть, отличается по строению от прочих.

Хим. Состав минералов довольно постоянен, изоморфные замещения проявляются в ограниченных пределах.

Физ. Индивиды всех этих минералов имеют таблитчатый или пластинчатый по (001) облик. Исключение составляет кюрит, который образует столбчатые индивиды по оси *b*. Сп. у кюрита по (100), у остальных по (001) совершенная.

3. Группа симплотита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$ (?), $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Симплотит	$CaV_4^{4+}O_4(OH)_{10}\frac{2}{\infty}$	8,39	17,02	8,37	90°25′	2,64	1—1,5 (?)

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании морфологии и свойств. Имеет некоторое структурное сходство с синкозитом $Ca[VO(PO_4)]_2 \cdot 5H_2O$ (Thompson, Roach, Meyrowitz, 1958), минерал моноклинный, псевдотетрагональный.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по (010) весьма совершенная.

4. Группа хэггита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	$d_{ср}$	Пл.	Тв.
Хэггит	$V^{3+}V^{4+}O_2(OH)_3\frac{2}{\infty}$	12,17	2,99	4,83	98°15′	1,95	3,5	(3)
Протодолоресит	$V^{3+}V_2^{4+}O_3(OH)_5\frac{2}{\infty}$	19,64	2,99	4,83	103°55′	1,97	3,3 (?)	(3)

Стр. Структура хэггита представлена цепочками из сдвоенных октаэдров VO_6, вытянутых вдоль оси *b*, которые по оси *a* связываются через общие вершины в волнистые слои, параллельные (001) (рис. 39). Структура протодолоресита тождественна со структурой долоресита, несмотря на различие в валентности атомов V. Она близка к структуре хэггита и отличается от нее лишь наличием в составе слоев, кроме цепей из сдвоенных октаэдров также простых цепочек (см. долоресит). Октаэдры VO_6 заметно деформированы. Расстояния $V—O_6$ в хэггите находятся в пределах 1,82—2,06 (Evans, Mrose, 1960).

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Образуют радиальнолучистые агрегаты.

5. Группа литиофорита. Мон. → трик.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Литиофорит	$(Li; Al)MnO_2(OH)_2\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^3 - C2/m$	5,06	2,91	9,55	2	3,1	3—3,5
			β = 100°30′					
Скарброит	$Al_{14}(CO_3)_3(OH)_{36}\frac{2}{\infty}$	Не опр.	9,94	14,88	26,47	4	2,0	(3,5)
			α = 98°42′	β = 96°30′	γ = 89°00′			

Стр. Литиофорит обладает слоистой структурой типа $NaHF_2$ (рис. 40). Слои состоят из октаэдров $Mn^{4+}O_6$ и $(Li; Al)(OH)_6$, которые чередуются вдоль оси *c* (рис. 136). Октаэдры в каждом слое связаны друг с другом ребрами по типу $CdCl_2$. Распределение Li и Al по позициям имеет неупорядоченный характер. Октаэдры MnO_6 и $(Li, Al)(OH)_6$ мало искажены; расстояния $Mn—O_6$ = = 1,93(4) и 1,97(2); $(Li; Al)—(OH)_6$ = 1,93(2) и 1,95(4) (Wadsley, 1952). В структуре скарброита, вероятно, слои $Al(OH)_3$ чередуются со слоями $Al_2(CO_3)_3$, как это следует из близости величин параметров *c* гибсита и *a* скарброита (Duffin, Goodyear, 1960). Электронографически доказы-

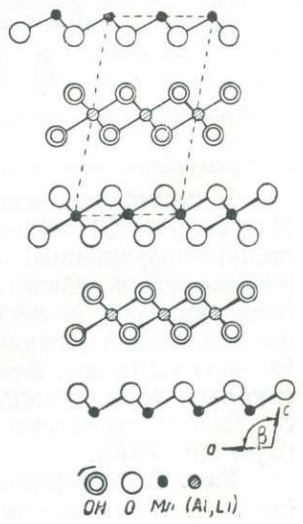


Рис. 136. Схема структуры литиофорита; проекция на плоскость (010).

вается более высокая ромбическая или моноклинная (псевдогекс.) симметрия скарброита (Brindley, Comer, 1960).

Хим. В литиофорите отношение Li : Al = 1 : 1 и мало изменяется. Отмечается замещение Mn^{4+} на Mn^{2+} (до 4,5%), а Li и Al на Cu, Co, Ni и Fe^{3+} (до 2—3%). В коллоидно-дисперсных агрегатах это количество повышается за счет адсорбционных явлений, в связи с которыми появляются также примеси Na, K, Ca и Ba. Изменения состава скарброита не изучены.

Разновидности: Co-литиофорит, Ni-литиофорит.

Физ. Индивиды обоих минералов тонкопластинчатого облика с совершенной спайностью в одном направлении (001) — у литиофорита и (100)— у скарброита.

6. Группа халькофанита. Трик. →мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Халькофанит $ZnMn_3O_7(H_2O)_3$ $\frac{2}{\infty}$	$C_i^1-P\bar{1}$	7,54 $\alpha=90°$	7,54 $\beta=117°12'$	8,22 $\gamma=120°$	2	4,0	2,5—3
Квенселит $PbMnO_2OH$ $\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^5-P2_1/c$	9,13	5,68 $\beta=93°$	5,61	4	6,8	2,5—3

Стр. Структура халькофанита представлена слоями, в которых перпендикулярно оси c атомы чередуются следующим образом: Mn—O—Zn—H_2O—Zn—O—Mn (рис. 137). Слои из MnO_6-октаэдров построены по корундовому типу с пропуском каждого седьмого атома Mn^{4+}. Атомы Zn, примыкающие с двух сторон к слоям атомов Mn, расположены над и под этими «дырками». Они находятся в шестерной координации, окружаясь тремя атомами O (Zn—O=1,93—1,98), примыкая к октаэдрам MnO_6 ребрами, и тремя молекулами H_2O (Zn—H_2O=2,13—2,15). Самым слабым звеном в структуре являются молекулы H_2O, осуществляющие связь между слоями $ZnMn_3O_7$ (Wadsley, 1955).

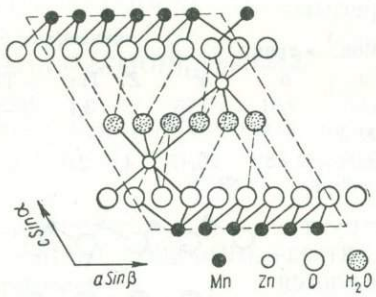


Рис. 137. Структура халькофанита;
проекция на плоскость (010).

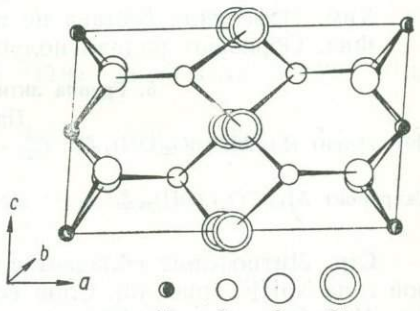


Рис. 138. Схема структуры квенселита.

В структуре квенселита (нормально к оси a) чередуются слои атомов Mn—O—Pb—OH—Pb—O—Mn (рис. 138). Атомы Mn^{3+} имеют октаэдрическую координацию (Mn—O=1,99 (2) и 2,08 (4)); октаэдры, соединяясь ребрами вдоль оси b, образуют цепочки, которые через вершины в направлении оси c связываются в слои. Атомы Pb^{2+} обладают тройной пирамидальной координацией из одного атома O и двух OH (Pb—O=2,24; Pb—OH=2,13 (2)). Эти пирамидальные цепочки образуют вместе с OH-группами слои, параллельные, как и слои MnO_2, плоскости (100). Самыми слабыми в структуре являются гидроксильные связи (OH—OH=2,84) (Byström, 1945).

Хим. В фалькофаните атомы Zn замещаются Fe^{2+} (до 10%) и Mn^{2+} (до 7%). В квенселите существенных изоморфных примесей нет.

Физ. Облик индивидов обоих толстотаблитчатый или пластинчатый, халькофанит псевдогексагональный, а квенселит псевдотетрагональный. Сп. халькофанита по (001), квенселита по (100) весьма совершенная.

7. **Группа калькалюмогидрита.** Мон. (псевдогекс.) C_2^2—$P2_1$, $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Калькалюмогидрит (гидрокалюмит)	$Ca_4AlAl(OH)_{14}(H_2O)_6\frac{2}{\infty}$	9,6	11,4	16,87	111°	2,2	3,5

Стр. Слоистая структура создается чередованием (нормально к оси c) сеток из Al- и Ca-полиэдров, окруженных OH-группами и молекулами H_2O. Половина атомов Al находится в четверной, а другая половина в шестерной координации (Tilley, 1934). Связи между слоями гидроксильно-водородные.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) совершенная.

8. **Группа магалюмогидрита.** Гекс., Пр. гр. не уст., $Z = 1$.

		a	c	Пл.	Тв.
Магалюмогидрит (манассеит)	$Mg_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4\frac{2}{\infty}$	6,13	15,37	2,05	2—2,5
Магхромогидрит (барбертонит)	$Mg_6Cr_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4\frac{2}{\infty}$	6,18	15,55	2,10	2—2,5
Магферрогидрит (шёгренит)	$Mg_6Fe_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4\frac{2}{\infty}$	6,21	15,60	2,11	2,5—3
Бруньятеллит	$Mg_6Fe(CO_3)(OH)_{13}(H_2O)_4\frac{2}{\infty}$	5,48	16,00	2,14	2—2,5
Коулингит	$Mg_{10}Fe_2(CO_3)(OH)_{24}(H_2O)_2\frac{2}{\infty}$	—	—	2,32	(2,5—3)
Никалюмогидрит (эрдлиит)	$Ni_6Al_2(CO_3)(OH)_{16}(H_2O)_4\frac{2}{\infty}$	—	—	(2,5)	(2—2,5)

Стр. Структура минералов не изучена, однако на основании параметров ячейки, соизмеримых с параметрами ячейки брусита и гексагибсита, а также физических свойств и облика индивидов можно уверенно считать, что она аналогична структурам последних с некоторыми частными особенностями, вызываемыми наличием радикалов CO_3 и молекул воды.

В зависимости от последовательности (периода повторяемости) слоев существуют гексагональные и тригональные структурные разновидности, которые ошибочно считались самостоятельными минеральными видами и имели собственные названия. Последние теперь приходится оставить и заменить новыми, а также выделить структурные разновидности $2H$ и $3R$ для первых трех минеральных видов. Параметры разновидностей $2H$ приведены выше, параметры разновидностей $3R$ отличаются только величинами параметра c, который в три раза больше. По-видимому, широко распространены также смешано-слойные модификации.

Хим. Изоморфные замещения распространены больше в ромбоэдрических разновидностях. В магалюмогидрите-$3R$ Al замещается Fe (до 2,4%), в магхромогидрите-$3R$ Cr замещается Fe (до 10,6%) и Al (до 2,2%), в магферрогидрите-$3R$ Fe замещается Al (до 7,2%) и Mn^{2+} (до 4,5%), в бруньятеллите часть Mg замещается Mn^{2+} (до 2%).

Разновидности и разности: Fe-магалюмогидрит-$3R$, Fe-магхромогидрит-$3R$, Al-магферрогидрит-$3R$, Mn^{2+}-магферрогидрит-$3R$, Mn^{2+}-бруньятеллит.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, сп. по (0001) весьма совершенная.

9. Группа халькалюмогидрита. Триг.→ромб.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Спанголит	$Cu_6Al(SO_4)(OH)_{12}Cl(H_2O)_3$	C_{3v}^3—*P*3*cl*	8,25	—	14,34	2	3,1	2—3,5
Цианотрихит	$Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12}(H_2O)_2$	Ромб.	—	—	—	—	2,76	(2,5—3)
Халькалюмогидрит (халькоалюмит)	$CuAl_4(SO_4)(OH)_{12}(H_2O)_3$	Трик. (?)	—	—	—	—	2,29	3
Цинкалюмогидрит (цинкалюминит)	$Zn_3Al_3(SO_4)(OH)_{13}(H_2O)_2$	Гекс. (?)	—	—	—	—	2,26	3—3,5
Глаукокеринит	$Zn_6Cu_4Al_4(SO_4)(OH)_{30}(H_2O)_2$	Ромб. (?)	—	—	—	—	2,75	(2,5—3)
Карбоцианотрихит	$Cu_4Al_2(CO_3)(OH)_{12}(H_2O)_2$	Ромб.	—	—	—	—	2,66	(2,5—3)

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к слоистым на основании главным образом химического состава и отчасти свойств и морфологических признаков. Возможно, что цианотрихит и глаукокеринит являются не слоистыми, а цепными гидроокислами и их следует поместить в подкласс 2, отдел Б.

Хим. Химический состав минералов требует дополнительного изучения. Изоморфные примеси главным образом Zn, Cu и Fe^{3+} незначительны.

Физ. Облик индивидов спанголита, халькалюмогидрита и цинкалюмогидрита таблитчатый и пластинчатый. Сп. весьма совершенная по (0001) у спанголита; направления сп. для других не установлены. Облик индивидов цианотрихита и глаукокеринита игольчатый (установлен лишь в агрегатах).

10. Группа магцинкогидрита. Мон. C_{2h}^2—*P*2$_1$/*m*, *Z* = 13 (?).

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Магцинкогидрит (мурит)	$Mg_4Zn_4(SO_4)(OH)_{14}(H_2O)_4$	11,20	20,29	19,56	122°23′	2,47	3,5
Торреит	$Mg_3Zn_4(SO_4)(OH)_{12}(H_2O)_4$	—	—	—	—	2,67	3,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Пластинчатый облик и совершенная сп. позволяют предполагать слоистый характер их структуры.

Хим. Состав изучен недостаточно. Стехиометрические отношения Mg:Zn приняты условно. Атомы Zn (и Mg) замещаются Mn (до 12—18%).

Физ. Облик таблитчатый по оси *b*; сп. по (010) совершенная.

Недостаточно изученные и сомнительные

Бёрнесит $(Ca, Na_2)_x(Mn^{4+}, Mn^{2+})(O, OH)_2$

Ваноксит $2V_2O_4 \cdot V_2O_5 \cdot 8H_2O$

Герасимовскит $TiNb(OH)_9$ (?)

Гидроскарброит $Al_2(CO_3)_3 \cdot 13Al(OH)_3 \cdot 15H_2O$ (?)

Иттротунгстит $Y_2W_5O_{14}(OH)_8$ (?)

Кларкит $Na_2U_2O_7$ (?)

Маурицит (Mg, Fe) (Al, Fe) $(OH)_5$

Монтанит $Bi_2TeO_6 \cdot 2H_2O$

Оливейраит $Zr_3Ti_2O_{10} \cdot 2H_2O$ (?)

Рансьёит $Ca_2MnMn_8O_{20} \cdot 6H_2O$

Таковит $Ni_5Al_4O_2(OH)_{18} \cdot 6H_2O$

Ураносферит $Bi_2O_3 \cdot 2UO_3 \cdot 3H_2O$ (?)

Класс III. Силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты, бериллосиликаты, титаносиликаты, цирконосиликаты и ураносиликаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 253	
2	Li 16	Be 30	Класс 3. Силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты, бериллосиликаты, титано- и цирконосиликаты, ураносиликаты										B 24	C 8	N 1	O 409	F 26	
3	Na 103	Mg 71											Al 184	Si 409	P 3	S 10	Cl 9	
4	K 46	Ca 172	Sc 1	Ti 33	V 3	Cr 3	Mn 50	Fe 78		Ni 1	Cu 6	Zn 11			As 2			
5		Sr 3	Y 10	Zr 14	Nb 5									Sn 3	Sb 3			
6	Cs 1	Ba 29	La 3											Pb 13	Bi 2			
7				Th 5	U 13	Ce 13												

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
		63	31	3	23	35	78	17	43	75	41

Подкласс 1. Каркасные

Отдел А. Силикаты

1. Группа эвлитина $Bi_4[SiO_4]_3$ $\frac{3}{\infty}$
2. Группа нептунита $KNa_2Li(Mn, Fe)_2Ti_2[Si_4O_{11}]_2O_2$ $\frac{3}{\infty}$

Отдел Б. Боросиликаты

1. Группа данбурита $Ca[B_2Si_2O_8]$ $\frac{3}{\infty}$
2. Группа ридмёрджнерита $Na[BSi_3O_8]$ $\frac{3}{\infty}$

Отдел В. Алюмосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа плагиоклаза $(Na, Ca)[Al(Si, Al)Si_2O_8]$ $\frac{3}{\infty}$
2. Группа нефелина $KNa_3[AlSiO_4]_4$ $\frac{3}{\infty}$
3. Группа лейцита $K[AlSi_2O_6]$ $\frac{3}{\infty}$
4. Группа ортоклаза $K[AlSi_3O_8]$ $\frac{3}{\infty}$
5. Группа петалита $Li[AlSi_4O_{10}]$ $\frac{3}{\infty}$

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа скаполита $(Na, Ca)_4[Al(Si, Al)Si_2O_8]_3(Cl, CO_3)$ $\frac{3}{\infty}$
2. Группа канкринита $(Na_2, Ca)_4(H_2O)_x[Al_2Si_2O_8]_3(CO_3)$ $\frac{3}{\infty}$
3. Группа содалита $Na_4[AlSiO_4]_3Cl$ $\frac{3}{\infty}$
4. Группа уссингита $Na_2[AlSi_3O_8]OH$ $\frac{3}{\infty}$
5. Группа лейфита $Na_2[AlSi_5O_{12}]F$ $\frac{3}{\infty}$

Подотдел III. Водные (цеолиты)

I. Трехмерные (изометрические)

1. Группа анальцима $Na_2[AlSi_2O_6]_2 \cdot 2H_2O$ $\frac{3}{\infty}$
2. Группа хабазита $(Na_2; Ca)[AlSi_2O_6]_2 \cdot 6H_2O$ $\frac{3}{\infty}$
3. Группа филлипсита $(K_2; Ca)[AlSi_2O_6]_2 \cdot 5H_2O$ $\frac{3}{\infty}$
4. Группа фожазита $Na_2Ca[AlSi_2O_6]_4 \cdot 16H_2O$ $\frac{3}{\infty}$

II. Двумерные (пластинчатые)

1. Группа эпистильбита $Ca[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$ $^3_\infty$
2. Группа гейландита $Ca[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 6H_2O$ $^3_\infty$
3. Группа ферьерита $Na_2Mg[Al_3Si_{15}O_{36}]OH \cdot 9H_2O$ $^3_\infty$

III. Одномерные (волокнистые)

1. Группа жисмондита $Ca[Al_2Si_2O_8] \cdot 4H_2O$ $^3_\infty$
2. Группа ашкрофтита $KNaCa[Al_4Si_5O_{18}] \cdot 8H_2O$ $^3_\infty$
3. Группа натролита $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$ $^3_\infty$
4. Группа ломонтита $Ca[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4H_2O$ $^3_\infty$
5. Группа эрионита $KNaCa[Al_2Si_6O_{16}]_2 \cdot 12H_2O$ $^3_\infty$

Отдел Г. Бериллосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа тримерита $CaMn_2[BeSiO_4]_3$ $^3_\infty$
2. Группа барилита $Ba[Be(Si_2O_7)]$ $^3_\infty$
3. Группа чкаловита $Na_2[BeSi_2O_6]$ $^3_\infty$

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа гельвина $Mn_4[BeSiO_4]_3S$ $^3_\infty$
2. Группа бавенита $Ca_4[Be_2Al_2Si_9O_{26}(OH)_2]$ $^3_\infty$
3. Группа берилсодалита $Na_4[BeAlSi_4O_{12}]Cl$ $^3_\infty$
4. Группа эвдидимита $Na[BeSi_3O_7OH]$ $^3_\infty$

Отдел Д. Титано- и цирконосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа бенитоита $Ba[Ti(Si_3O_9)]$ $^3_\infty$
2. Группа лейкосфенита $Na_3BaCa[Ti_3(BSi_8O_{27})]$ $^3_\infty$
3. Группа власовита $Na_2[Zr(Si_4O_{11})]$ $^3_\infty$
4. Группа дэлита $K_2[Zr(Si_6O_{15})]$ $^3_\infty$

Подотдел II. С добавочными анионами и радикалами

1. Группа баотита $Ba_4[Ti_8(Si_4O_{12})O_{16}]Cl$ $^3_\infty$
2. Группа набатитасилита $Na_2Ba[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]$ $^3_\infty$
3. Группа йокинита $NaBa[Fe^{3+}Ti_2(Si_2O_7)_2O]$ $^3_\infty$
4. Группа нарсарсукита $Na_2[Ti(Si_4O_{10})O]$ $^3_\infty$
5. Группа ловозерита $Na_2\{Zr[Si_6O_{12}(OH)_6]\}$ $^3_\infty$

Подотдел III. Водные («цеолиты»)

1. Группа накалниотитасилита $(Na, Ca)[(Nb, Ti)(Si_2O_7)] \cdot 2H_2O$ $^3_\infty$
2. Группа катаплеита $(Na_2, Ca)[Zr(Si_3O_9)] \cdot 2H_2O$ $^3_\infty$
3. Группа эльпидита $Na_2[Zr(Si_6O_{15})] \cdot 3H_2O$ $^3_\infty$

Подкласс 2. Кольцевые

Отдел А. С кольцами типа $[Si_3O_9]$

1. Группа эвдиалита $Na_4Ca_2Zr[Si_3O_9]_2$
2. Группа стенструпина $NaMnCe[Si_3O_9]$
3. Группа параволластонита $Ca_3[Si_3O_9]$

Отдел Б. С кольцами типа $[Si_4O_{12}]$

1. Группа аксинита $Ca_2(Mn, Fe)AlAl[Si_4O_{12}][BO_3]OH$
2. Группа кайнозита $Ca_2Y_2[Si_4O_{12}][CO_3] \cdot H_2O$
3. Группа папагоита $Ca_2Cu_2Al_2[Si_4O_{12}](OH)_6$
4. Группа тарамеллита $Ba_2Fe_2^{3+}[Si_4O_{12}](OH)_2$

Отдел В. С кольцами типа $[Si_6O_{18}]$

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа берилла $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$
2. Группа кордиерита $Mg_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$
3. Группа нордита $Na_3SrMn_2Ce[Si_6O_{18}]$

Подотдел II. С добавочными анионами, радикалами или H_2O

1. Группа турмалинов $Na(Mg, Fe)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_4$
2. Группа комбита $Na_4Ca_3[Si_6O_{16}(OH)_2]$
3. Группа диоптаза $Cu_6(H_2O)_6[Si_6O_{18}]$

Отдел Г. С кольцами типа $[Si_{12}O_{30}]$

1. Группа осумилита $NaMg_2Fe_2Al_2[Al_3Si_9O_{30}]\cdot H_2O$
2. Группа миларита $KCa_2Be_2Al[Si_{12}O_{30}]\cdot nH_2O$

Подкласс 3. Островные

Отдел А. С изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$ (ортосиликаты)

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа циркона $Zr[SiO_4]$
2. Группа гранатов $R_3^{2+}R_2^{3+}[SiO_4]_3$
3. Группа фенакита $Be_2[SiO_4]$
4. Группа оливина $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$
5. Группа монтичеллита $CaMg[SiO_4]$
6. Группа ларнита $Ca_2[SiO_4]$

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа андалузита $AlAl[SiO_4]O$
2. Группа топаза $Al_2[SiO_4]F_2$
3. Группа ставролита $Fe_2Al_9[SiO_4]_4O_7(OH)$
4. Группа титанита $CaTi[SiO_4]O$
5. Группа стилуэлита $CeB[SiO_4]O$
6. Группа церита $Ce_3[SiO_4]_2OH$
7. Группа бритолита $Ca_2Ce_3[SiO_4]_3F$
8. Группа диксенита $Mn_{15}As_5[SiO_4]_3O_{13}(OH)_7$
9. Группа хочкинсонита $MnZn_2[SiO_4](OH)_2$
10. Группа аллеганита—хондродита $Mn_5[SiO_4]_2(OH)_2$—
— $Mg_5[SiO_4]_2(OH)_2$
11. Группа сянхуалита $Li_2Ca_3Be_3[SiO_4]_3F_2$

Подотдел III. С добавочными радикалами

1. Группа дюмортьерита $Al_7[SiO_4]_3[BO_3]O_3$
2. Группа макговернита $Mg_4Mn_9Zn_2[SiO_4][AsO_4]_2O(OH)_{14}$
3. Группа латиумита $K_2Ca_6Al_4[SiO_4]_6[SO_4]$
4. Группа спёррита $Ca_2Ca_3[SiO_4]_2[CO_3]$

Подотдел IV. Водные ортосиликаты

1. Группа сарыаркита $CaYAl_5(H_2O)[SiO_4]_2[PO_4]_2(OH)_6$
2. Группа клиноэдрита $CaZn(H_2O)[SiO_4]$

Отдел Б. С изолированными парами тетраэдров $[Si_2O_7]$ (диортосиликаты)

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа тортвейтита $Sc_2[Si_2O_7]$
2. Группа ранкинита $Ca_3[Si_2O_7]$

Подотдел II. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа перьерита $Fe_2Ce_4Ti_3[Si_2O_7]_2O_8$
2. Группа сейдозерита $Na_4MnZr_2Ti[Si_2O_7]_2O_2F_2$
3. Группа розенбушита $Na_2Ca_4ZrTi[Si_2O_7]_2O_2F_2$
4. Группа иннелита $Na_2Ba_4MgTi_3[Si_2O_7]_2[SO_4]O_4(OH)_2$
5. Группа кентролита $Pb_2(Fe, Mn)_2^{3+}[Si_2O_7]O_2$
6. Группа ильваита $CaFe_2Fe^{3+}[Si_2O_7]O(OH)$

7. Группа бертрандита $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$
8. Группа назонита $Ca_4Pb_6[Si_2O_7]_3Cl_2$
9. Группа куспидина $Ca_4[Si_2O_7]F_2$

Подотдел III. Водные диортосиликаты

1. Группа лосонита $CaAl_2(H_2O)[Si_2O_7](OH)_2$
2. Группа каламина $Zn_4(H_2O)[Si_2O_7](OH)_2$

Отдел В. С изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$ и парами тетраэдров $[Si_2O_7]$ (ортодиортосиликаты)

1. Группа везувиана $Ca_{19}Mg_3Al_{10}[Si_2O_7]_4[SiO_4]_{10}O_2(OH)_6$
2. Группа эпидота $Ca(Ca, Ce)(Fe^{3+}, Fe^{2+})Al_2[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$
3. Группа пумпеллита $Ca_4MgA]_5(H_2O)_2[Si_2O_7]_2[SiO_4]_2O(OH)_3$

Отдел Г. С изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$ и группами $[AlSi_4O_{16}]$

1. Группа зуньита $Al_{12}[AlSi_4O_{16}][SiO_4](OH)_{18}Cl$

Подкласс 4. Цепные

Отдел А. Силикаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа пироксенов $R_2[Si_2O_6]^1_\infty$
2. Группа пироксеноидов $R_n[Si_nO_{3n}]^1_\infty$

Подотдел II. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа карфолита $(Mn, Fe)Al_2[Si_2O_6](OH)_4^1_\infty$
2. Группа кабамагальсилита $KBaMg_6Al[Si_2O_6]_3O_2F_2^1_\infty$
3. Группа амфиболов $R_2R_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2^1_\infty$
4. Группа дирита $MnFe_{12}Fe_4^{q+}[Fe_3Si_{13}O_{44}](OH)_{11}^1_\infty$
5. Группа гиалотекита $BaCaPb_2[Si_6O_{14}][BO_3]OH^1_\infty$
6. Группа ксонотлита $Ca_6[Si_6O_{17}](OH)_2^1_\infty$
7. Группа пектолита $Na(Ca, Mn)_2[Si_3O_8OH]^1_\infty$

Подотдел III. Водные

1. Группа стоксита $Ca_2Sn_2(H_2O)_4[Si_6O_{18}]^1_\infty$
2. Группа инезита $CaMn_3(H_2O)_3[Si_4O_{12}]^1_\infty$
3. Группа гидроксонотлита $Ca_5(H_2O)_5[Si_6O_{17}]^1_\infty$
4. Группа палыгорскита $Mg_5(H_2O)_4[Si_4O_{10}](OH)_2\cdot 4H_2O^1_\infty$
5. Группа фенаксита $K_2Na_2Fe_2^{2+}(H_2O)[Si_4O_{10}]^1_\infty$
6. Группа роудзита $KNaCa[Si_4O_{10}]\cdot 3H_2O^1_\infty$
7. Группа таумасита $H_2Ca_3(H_2O)_{13}[SiO_4][SO_4][CO_3]^1_\infty$

Отдел Б. Боросиликаты

Соответствующие минеральные виды отсутствуют

Отдел В. Алюмосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа силлиманита $Al[AlSiO_5]^1_\infty$
2. Группа авгита $Ca_4Mg_3Al[AlSi_7O_{24}]^1_\infty$

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа жедрита $Mg_6Al[AlSi_7O_{22}](OH)_2^1_\infty$
2. Группа роговой обманки $NaCa_3(Mg, Fe)_9Al_2[Al_3Si_{13}O_{44}](OH)_4^1_\infty$

Отдел Г. Титаносиликаты

1. Группа рамзаита $Na_2[Ti_2(Si_2O_6)]O_3^1_\infty$
2. Группа тундрита $Ce_2Ti(H_2O)[SiO_3]O(OH)_6^1_\infty$

Подкласс 5. Слоистые

Отдел А. Силикаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа джилеспита $Ba\,[Fe\,(Si_4O_{10})]\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа санборнита $Ba_2\,[Si_4O_{10}]\,\overset{2}{\infty}$

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа хлоритоида $Fe_2Al\,[Al_3\,(SiO_4)_2O_2]\,(OH)_4\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа науаказита $Na_4FeAl_4\,[Si_4O_{10}]_2O_3\,(OH)_4\,\overset{2}{\infty}$
3. Группа пиросмалита $Mn_{16}\,[Si_{12}O_{30}]\,(OH)_{20}\,\overset{2}{\infty}$
4. Группа цеофиллита $Ca_8\,[Si_6O_{15}]\,(OH)_6F_4\,\overset{2}{\infty}$
5. Группа калькмагсилфиллита $Ca\{Mg_2\,[Si_4O_{10}]\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$
6. Группа каолинита — антигорита $Al_4\,[Si_4O_{10}]\,(OH)_8$ — $-Mg_6\,[Si_4O_{10}]\,(OH)_8\,\overset{2}{\infty}$
7. Группа пирофиллита $Al_2\,[Si_4O_{10}]\,(OH)_2\,\overset{2}{\infty}$

Подотдел III. Водные

1. Группа апофиллита $KCa_4\,(H_2O)_8\,[Si_4O_{10}]_2F\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа окенита $Ca_3\,(H_2O)_2\,[Si_6O_{15}]\cdot 4H_2O\,\overset{2}{\infty}$
3. Группа тоберморита $Ca_{10}\,[Si_{12}O_{31}](OH)_6\cdot 8H_2O\,\overset{2}{\infty}$
4. Группа афвиллита $Ca_2Ca\,(H_2O)_2\,[SiO_3OH]_2\,\overset{2}{\infty}$
5. Группа стильпномелана $K_{1-2x}\,(H_2O)_2\{Fe_{2-x}Al\,[Si_4O_{10}]\,(OH)_3\}\,\overset{2}{\infty}$
6. Группа галлуазита $Al_4\,(H_2O)_4\,[Si_4O_{10}]\,(OH)_8$

Отдел Б. Боросиликаты

1. Группа датолита $Ca_2\,[B_2Si_2O_8\,(OH)_2]\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа сёрлзита $Na\,[BSi_2O_5\,(OH)_2]\,\overset{2}{\infty}$
3. Группа манандонита $Li_2Al_4\,[AlBSi_2O_{10}]\,(OH)_8\,\overset{2}{\infty}$

Отдел В. Алюмосиликаты

Подотдел I. С добавочными анионами, но безводные

1. Группа пренита $Ca_2Al\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_2\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа мелилита $Ca_2\,[(Mg,\,Al)\,(Si,\,Al)\,SiO_7]\,\overset{2}{\infty}$
3. Группа ксантофиллита $Ca\{Mg_2\,Al\,[Al_3SiO_{10}]\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$
4. Группа мусковита $K\,\{Al_2\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$
5. Группа биотита $K\,\{(Mg,\,Fe)_3\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$
6. Группа кронстедтита $Fe_4Fe_2^{3+}\,[Fe_2Si_2O_{10}]\,(OH)_8\,\overset{2}{\infty}$
7. Группа хлоритов $R_4^{2+}\,(R^{2+},\,R^{3+})_2\,[(Si,\,R^{3+})_2Si_2O_{10}]\,(OH)_8\,\overset{2}{\infty}$

Подотдел II. Водные

1. Группа гидрослюд $R_{1-x}^{+}\,(H_2O)_x\,\{R_{2-3}\,[AlSi_3O_{10}]\,(OH)_{2-x}\,(H_2O)_x\}\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа монтмориллонита—вермикулита $R_x^{+}\,(H_2O)_4\{R_{2-3}\,[Al_xSi_{4-x}O_{10}]\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$

Отдел Г. Бериллосиликаты

1. Группа гадолинита $FeY_2\,[Be_2Si_2O_{10}]\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа гугиаита $Ca_2\,[BeSi_2O_7]\,\overset{2}{\infty}$
3. Группа битиита $Ca\{LiAl_2\,[BeAlSi_2O_{10}]\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$
4. Группа эпидидимита $Na_2\,[Be_2\,(Si_6O_{13})\,(OH)_4]\,\overset{2}{\infty}$

Отдел Д. Титано- и цирконосиликаты

1. Группа бафертитасилита $Ba\{Fe_2\,[Ti(Si_2O_7)]\,O\,(OH)_2\}\,\overset{2}{\infty}$
2. Группа лампрофиллита $Sr\{Na_3Ti\,[Ti_2\,(Si_2O_7)_2]\,O_2F\}\,\overset{2}{\infty}$
3. Группа астрофиллита $(K;\,Na)_3\{(Mn,\,Fe)_7\,[Ti_2\,(Si_4O_{12})_2]\,O_2\,(OH)_5\}\,\overset{2}{\infty}$
4. Группа виноградовита $Na_5\,\{Al\,[Ti_4\,(Si_2O_7)_3]\,(OH)_6\}\,\overset{2}{\infty}$
5. Группа мурманита $\{(Na_3\,[PO_4])_{2-x},\,(H_2O)_{2x}\}\,\{Na_2MnTi[Ti_2\,(Si_2O_7)_2]\,(OH)_4\}\,\overset{2}{\infty}$

Отдел Е Ураносиликаты

1. Группа склодовскита $(H_3O)_2Mg[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 3H_2O$ ⁂
2. Группа казолита $Pb[UO_2(SiO_4)] \cdot H_2O$ ⁂
3. Группа уиксита $K_2[(UO_2)_2(Si_2O_5)_3] \cdot 4H_2O$ ⁂

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс I. Каркасные

Отдел А. Силикаты

1. Группа эвлитина. Куб. $T_d^6 - I\bar{4}3d$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Эвлитин $Bi_4(SiO_4)_3$ ⁂	10,29	6,1	5	(110) нс.

Стр. Структура представляет собой каркас, состоящий из SiO_4-тетраэдров и BiO_3-пирамид (рис. 139), соединенных вершинами, что впервые было подчеркнуто Н. В. Беловым (1950). КЧ Bi равно 3O; следующие атомы O значительно удалены (разница с тремя ближайшими составляет 0,44 и 0,82) и не могут рассматриваться как координирующие. Межатомные расстояния: $Bi - O_3 = 2{,}37$; $Si - O_4 = 1{,}73$ (Menzer, 1931).

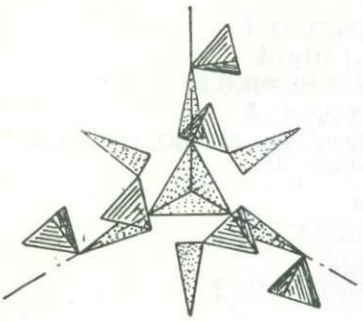


Рис. 139. Часть структуры эвлитина в проекции на плоскость (111);
точками отмечены треугольные пирамиды BiO_3, штрихами — тетраэдры SiO_4.

2. Группа нептунита. Мон., $C_{2_1}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Нептунит						
$KNa_2Li(Mn, Fe)_2Ti_2[Si_4O_{11}]_2O_2$ ⁂	16,41—?	12,55—?	10,03—?	115°30′—?	3,1—3,2	6—6,5

Стр. Недавно расшифрованная структура нептунита весьма оригинальна, сложна и, по-видимому, уникальна. Катионную основу структуры составляют пересекающиеся под углом 80° бесконечные зигзагообразные колонки, состоящие из чередующихся пар Mn- и Ti-октаэдров, связанных общими ребрами (рис. 140, *а*). С двух сторон они обрамляются бесконечными цепочками из Si-тетраэдров. Эти перекрещивающиеся кремнекислородные цепочки связываются одна с другой таким образом, что возникает трехмерный каркас, но необычного типа, так как в соединении цепочек не все вершины Si-тетраэдров принимают участие. Одна половина тетраэдров имеет три разделенных вершины, другая — две (рис. 140, *б*), что дает общую формулу радикала каркаса $[Si_4O_{11}]$, характерную для амфиболов. Весьма любопытно, что в структуре нептунита существует два совершенно аналогичных каркаса (рис. 140, *б*), которые, не касаясь, взаимно пронизывают друг друга (как в куприте). Атомы Li и Na имеют сильно искаженную октаэдрическую координацию и соединяются ребрами с Mn- и Ti-октаэдрами, входя в углубления зигзагообразных колонок, и связывают их вместе в «трельяжные стенки». Атомы калия размещаются в «колодцах», образуемых этими пересекающимися стенками, и имеют КЧ 12. Средние межатомные расстояния: $K - O_{12} = 3{,}12$; $Na - O_6 = 2{,}55$; $Li - O_6 = 2{,}11$; $Mn - O_6 = 2{,}16$; $Ti - O_6 = 2{,}07$; $Si - O_4 = 1{,}61$ (Борисов, Клевцова, Бакакин, Белов, 1965).

Хим. В составе нептунита установлен совершенный изоморфизм между Mn и Fe, позволяющий выделить два подвида — *манганонептунит* и *ферронептунит*. Кроме того, в составе отмечаются изоморфные примеси Mn^{3+} (до 2,5%), Fe^{3+} (до 1,7%), Al (до 1%), Mg (до 0,5%) и H_3O (?).

Разновидности: Mn^{3+}-нептунит, Fe^{3+}-нептунит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (110) совершенная под углом в 80°.

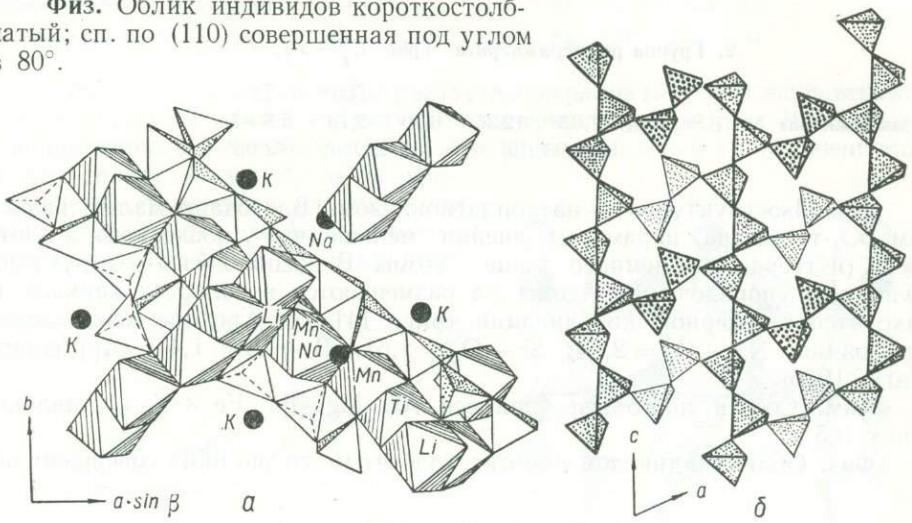


Рис. 140. Структура нептунита:

а — фрагмент основного архитектурного мотива из перекрещивающихся под углом 80° колонок Mn- и Ti-октаэдров, обрамленных цепочками из Si-тетраэдров (атомы Na и K показаны кружками). *б* — схема сцепления кремнекислородных цепочек в каркас (тетраэдры, расположенные выше и ниже плоскости чертежа показаны различной плотностью точек).

Отдел Б. Боросиликаты

1. Группа данбурита. Ромб. D_{2h}^{16} — *Pnam*, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Данбурит $Ca[B_2Si_2O_8]$ $\frac{3}{\infty}$	8,03	8,77	7,73	3,0	7—7,5	(001) нс.

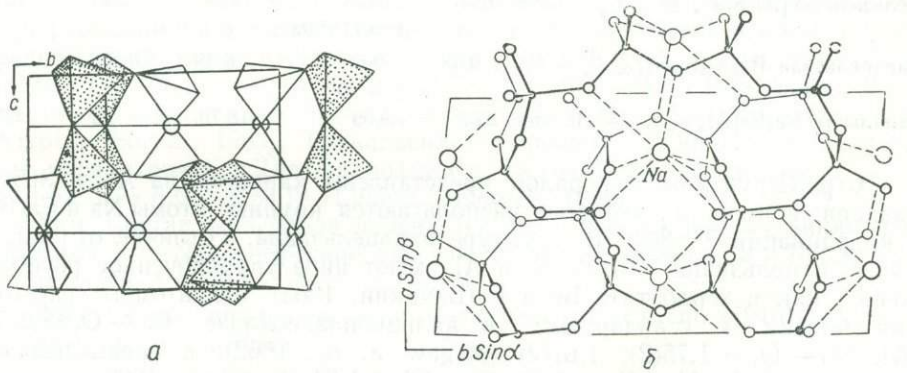


Рис. 141. Структуры данбурита и ридмёрджнерита:

а — структура данбурита; каркас из тетраэдров BO_4 (точки) и SiO_4 (пустые); *б* — проекция структуры ридмёрджнерита на плоскость (001). Атомы B зачернены; координация атомов Na показана пунктиром.

Стр. Гомеоструктурен с парацельзианом и хёрлбатитом. Каркас состоит из B-тетраэдров и Si-тетраэдров, в полостях которого размещаются атомы Ca в координации 7 (или 9 с большим искажением). В деталях структура данбурита отлична от структур двух других. В нем B- и Si-

тетраэдры образуют диортогруппы состава Si_2O_7 и B_2O_7 (рис. 141, *а*), что в соответствии с соотношением размеров полиэдров и лучшей локальной компенсацией валентностей наиболее выгодно. Межатомные расстояния: $Ca-O_9 = 2{,}46\,(7)$; $3{,}0\,(2)$; $B-O_4 = 1{,}47$; $Si-O_4 = 1{,}62$ (Johansson, 1959; Бакакин и др., 1959).

2. Группа ридмёрджнерита. Трик. $C_i^1-P\bar{1}$, $Z=4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Ридмёрджнерит	$Na[BSi_3O_8]$ $\frac{3}{\infty}$	7,83	12,36	6,80	2,78	6,5—7
		$\alpha = 93°\,19'$	$\beta = 116°\,21'$	$\gamma = 92°03'$		

Стр. Изоструктурен с натроплагиоклазом. Благодаря малым размерам BO_4-тетраэдра параметры ячейки меньше, чем у последнего, а плотность (и твердость) немного выше. Атомы B расположены в структуре полностью упорядоченно. Атомы Na размещаются в полостях каркаса и находятся в семерной координации (рис. 141, *б*). Средние межатомные расстояния: $Na-O_7 = 2{,}54$; $Si-O_4 = 1{,}61$; $B-O_4 = 1{,}46$ (Appleman, Clark, 1965).

Хим. Состав постоянен (примеси Al, Mg, Ba, Fe и K составляют менее 0,5%).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (001) совершенная.

Отдел В. Алюмосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа плагиоклаза. Трик. → мон. → ромб. $Z = 4; 8$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Плагиоклаз	$C_i^1-P\bar{1}$	8,14—8,18	12,79—12,88	7,15—7,08·2	2,61—2,7	6,5—6
$(Na, Ca)[Al(Si, Al)Si_2O_8]$ $\frac{3}{\infty}$						
	$\alpha = 94°\,14' - 93°\,10'$		$\beta = 116°\,31' - 115°51'$		$\gamma = 87°43' - 91°\,13'$.	
Цельзиан $Ba[Al_2Si_2O_8]$ $\frac{3}{\infty}$	$C_{2/}^3-C2/m$	8,65	13,13	7,30	3,45	6,5
			$\beta = 115°\,02'$			
Парацельзиан $Ba[Al_2Si_2O_8]$ $\frac{3}{\infty}$	$C_{2/}^5-P2_1/a$	9,08	9,58	8,58	3,3	—
			$\beta \sim 90°$			
Банальсит $Na_2Ba[Al_2Si_2O_8]_2$ $\frac{3}{\infty}$	Не опр.	8,52	9,99	16,76	3,1	6,5

Стр. Структуры минералов представлены каркасом из Al- и Si-тетраэдров, в полостях которого располагаются крупные атомы Na и Ca(Ba) в координации 7—8(9). В структуре парацельзиана, в отличие от плагиоклаза и цельзиана, атомы Si и Al имеют иное упорядоченное расположение, как в хёрлбатите Be и P (Бакакин, 1963). Межатомные расстояния близки к стандартным; в кальциоплагиоклазе: $Ca-O_8 = 2{,}59$; $(Al, Si)-O_4 = 1{,}75(2)$; $1{,}61(2)$ (Megaw a. o., 1962); в парацельзиане: $Ba-O_9 = 2{,}91$; $Al-O_4 = 1{,}74$; $Si-O_4 = 1{,}64$ (Бакакин, 1963).

Хим. На основе совершенного гетеровалентного изоморфизма $NaSi-CaAl$ состав плагиоклаза изменяется непрерывно и представляет один вид с двумя подвидами — *натроплагиоклазом* и *кальциоплагиоклазом*. Названия разновидностей типа альбит, олигоклаз, андезин и т. д. лучше исключить и пользоваться номерами, которые соответствуют разностям. Ограниченными изоморфными примесями являются: в плагиоклазе — K, Ba, Sr и Fe; в цельзиане — K, Ca и Sr.

2. Группа нефелина. Гекс.

	Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Нефелин $KNa_3[AlSiO_4]_4$	$C_6^6 - P6_3$	10,01	8,41	2	2,56	6
Кальсилит $K[AlSiO_4]$	$C_6^6 - P6_3$	5,16	8,69	2	2,62	(6)
Трикальсилит $K[AlSiO_4]$	$C_6^6 - P6_3$ (?)	15,4	8,6	18	(2,66)	(6)
Калиофилит $K[AlSiO_4]$	$D_6^6 - P6_322$	27,06	8.61	54	2.61	6

Стр. В основе каркасной структуры минералов (изучены лишь нефелин и кальсилит) находится структура типа тридимита (см. рис. 107), в которой половина атомов Si замещена Al с некоторой долей упорядоченности. В кальсилите атомы Al и Si расположены полностью упорядоченно (рис. 142, *а*), что снижает симметрию минерала с D_6^6 до C_6^6. В крупных

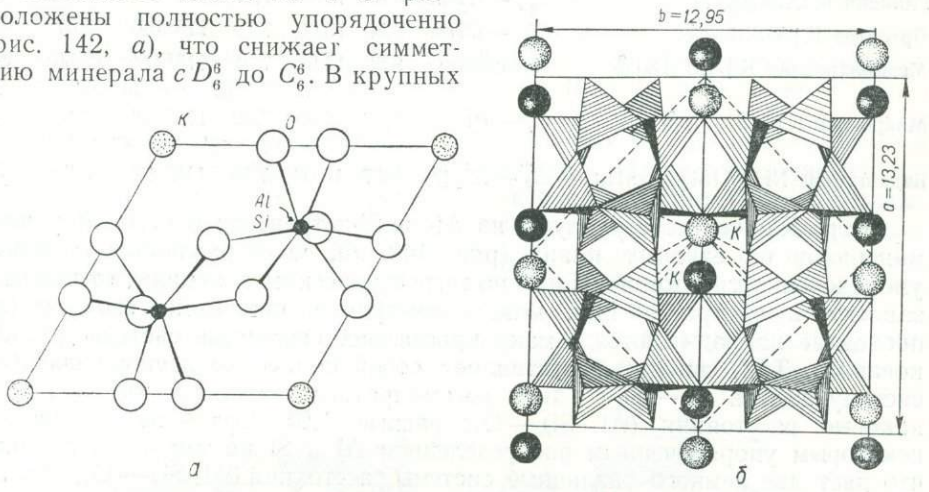


Рис. 142. Структуры кальсилита и санидина:
а — схема структуры кальсилита в проекции на базис; *б* — структура санидина в псевдотетрагональном аспекте (проекция на плоскость (001)).

гексагонального очертания полостях нефелина расположены ионы K и Na в координации 9 и 8 соответственно. В кальсилите атомы K имеют КЧ 12. Средние межатомные расстояния: в нефелине $K - O_9 = 2{,}96$; $Na - O_8 = 2{,}65$; $Si - O_4 = 1{,}64$; $Al - O_4 = 1{,}78$; $(Al, Si) - O_4 = 1{,}68$ (Hahn, Buerger, 1955); в кальсилите $K - O_{12} = 2{,}97$; $Al - O_4 = 1{,}74$; $Si - O_4 = 1{,}61$ (Perrotta, Smyth, 1965). Трикальсилит отличается от кальсилита утроенным параметром a. Для калиофилита указывается псевдоячейка: $a' = 15{,}62$; $c = 8{,}61$; $Z = 18$ (Lukesh, Buerger, 1942).

Хим. Состав минералов изменяется преимущественно по линии изоморфизма K — Na; в нефелине отмечаются также примеси Ca и Be; в кальсилите — Na, Ca, Mg и Fe^{3+} (до 5,1%).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый. Сп. по $(10\bar{1}0)$ средняя, по (0001) несовершенная.

3. Группа лейцита. Тетр. → куб. → мон., $Z = 16$; 2.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.	Сп.
Лейцит $K[AlSi_2O_6]$	$C_{4h}^6 - I4_1/a$	13,04	—	13,85	2,47	6	(110) нс.
Куболейцит $K[AlSi_2O_6]$	Не опр.	13,43	—	—	—	—	—
Поллуцит $Cs[AlSi_2O_6]$	$O_h^{10} - Ia3d$	13,74	—	—	2,90	6,5	Следы
Бикитаит $Li[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	8,63	4,95	7,64	2,29	6	(001) и (100) нс.

Стр. Каркасная структура, состоящая из Al- и Si-тетраэдров, полости которой заполнены крупными атомами. С замещением их более мелкими, например Cs на Na, в эти полости входит H_2O в пропорциональном количестве (в бикитаите ровно одна молекула на атом Li). Куболейцит устойчив выше 605° С.

Хим. В лейците K замещается Na и Ca (2—3%); в поллуците содержание Na может достигать отношения Cs : Na = 1 : 1. Кроме того, Cs в незначительном количестве замещается Rb и K.

4. Группа ортоклаза. Мон. → трик., $Z = 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Санидин $K\,]AlSi_3O_8]\,\frac{3}{\infty}$	$C^3_{2h} - C2/m$	8,56	13,03	7,17	115° 54′	2,57	6,5
Ортоклаз $K\,[AlSi_3O_8]\,\frac{3}{\infty}$	$C^3_{2h} - C2/m$	8,56	13,00	7,19	116° 09′	2,57	6,5
Мезомикроклин $K\,[AlSi_3O_8]\,\frac{3}{\infty}$	Псевдомон.	8,58	12,96	7,21	115° 58′	(2,56)	6,5
			$\alpha = 89° 42'$		$\gamma = 90° 53'$		
Микроклин $K\,[AlSi_3O_8]\,\frac{3}{\infty}$	$C^1_i - P\bar{1}$	8,57	12,98	7,22	115° 59′	2,55	6,5
			$\alpha = 90° 41'$		$\gamma = 87° 30'$		
Бадингтонит $NH_4[AlSi_3O_8]\cdot nH_2O\,\frac{3}{\infty}$	$C^2_2 - P2_1$ (?)	8,57	13,03	7,19	112° 44′	2,38	6

Стр. Каркасные структуры из Al- и Si-тетраэдров построены у всех минералов по единому плану (рис. 142, *б*), но с различной степенью упорядоченности атомов Al и Si по тетраэдрическим позициям, от которой зависят параметры ячейки, макросимметрия и оптические свойства (на последние накладываются в макрокристаллах различные системы двойникования). Так, санидин представляет собой полностью неупорядоченную систему атомов Al — Si по двум восьмикратным позициям, что дает одинаковые расстояния (Al, Si) — O_4, равные 1,64. Ортоклаз отличается некоторым упорядоченным распределением Al и Si по тем же позициям, что дает две немного различные системы расстояний (Al, Si) — O_4, равные 1,65 и 1,63 (Jones, Taylor, 1961). Для низкотемпературного микроклина характерно упорядоченное распределение Al и Si по четырехкратным позициям, что проявляется в средних расстояниях (Al, Si) — O_4, которые равны 1,73; 1,61; 1,62 и 1,62 (Brown, Bailey, 1962). Атомы K имеют координацию 10, и расстояние K — O_{10} находится (для разных видов) в пределах 2,97—3,02. Упорядоченность распределения атомов Al и Si в микроклине также зависит от температуры и проявляется в величине угла γ, по величине которого (степени триклинности) можно судить о степени этой упорядоченности («мезомикроклины»). В структуре бадингтонита всегда присутствует некоторое количество H_2O, $n \approx {}^1/_2$ (Erd a. o., 1964).

Хим. Атомы K замещаются атомами Na, причем степень совершенства изоморфизма очень зависит от температуры, с понижением которой происходит разделение на две фазы (пертитизация). В санидине отношение K : Na достигает 1 : 1, в ортоклазе — 2 : 1, в микроклине — 4 : 1. В санидине и ортоклазе примесь атомов Ba достигает 2 : 1. В меньшем количестве установлены Ca, Rb и Fe (до 3—5%).

Разновидности: Na-санидин, Ba-санидин; Na-ортоклаз, Ba-ортоклаз, Fe-ортоклаз; Na-мезомикроклин; Na-микроклин.

Физ. Облик изометрический; сп. по (001) совершенная, по (010) средняя.

5. Группа петалита. Мон. $C^4_{2h} - P2/a$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Петалит $Li\,[AlSi_4O_{10}]\,\frac{3}{\infty}$	11,76	5,14	7,62	112° 24′	2,42	6—6,5

Стр. Структура представляет собой каркас из Al- и Si-тетраэдров, в котором можно выделить слои состава Si_4O_{10}, связанные атомами Al

в четверной координации. Атомы Li также находятся в четверной координации (с заметным искажением тетраэдра). Однако прочность связи в Al-тетраэдрах несколько меньше прочности связей в кремнекислородных слоях, и это проявляется в морфологии индивидов и их спайности. Средние межатомные расстояния: $Li-O_4 = 1{,}96$; $Al-O_4 = 1{,}72$; $Si-O_4 = 1{,}61$ (Zemann-Hedlik, Zemann, 1955; Liebau, 1961).

Хим. Состав постоянен; атомы Li замещаются в ограниченном количестве Na (до 2%) и Ca (до 1%), а $Al-Fe^{3+}$ (до 1,4%).

Физ. Облик таблитчатый; сп. по (001) совершенная, по (201) средняя.

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа скаполита. Тетр. $C^5_{4h} - I4/m$, $Z = 2$; 4.

Скаполит	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
$(Na, Ca)_4 [Al(Si, Al)Si_2O_8]_2 (Cl, CO_3)$ $\frac{3}{\infty}$	12,11—12,23	7,56—7,68	2,55—2,65	6,5—6	(100) Ср.
Сарколит $Ca_4 [Al_2Si_2O_8]_3O$ $\frac{3}{\infty}$	12,45	15,6	2,92	6	—

Стр. Структура представляет собой каркас из Al- и Si-тетраэдров с квадратизированным их расположением (рис. 143, *а*). Выделяются цепочки из четверных колец тетраэдров (как в нарсарсуките), параллельные оси *c*, которые связываются между собой квадратными кольцами кремнекислородных тетраэдров, наружные ребра которых также параллельны оси *c* (рис. 143, *б*). В крупных полостях размещаются атомы Na(Ca) в координации 5 + 1 (Cl) и атомы $Cl(CO_3)$, окруженные соответственно четырьмя Na(Ca). Межатомные расстояния: $Na-O_5Cl = 2{,}35$; 2,54 (2), 2,85 (2) и 3,02; $(Al, Si)_1 - O_4 = 1{,}61$; $(Al, Si)_2 - O_4 = 1{,}67$ (Papike, Zoltai, 1965).

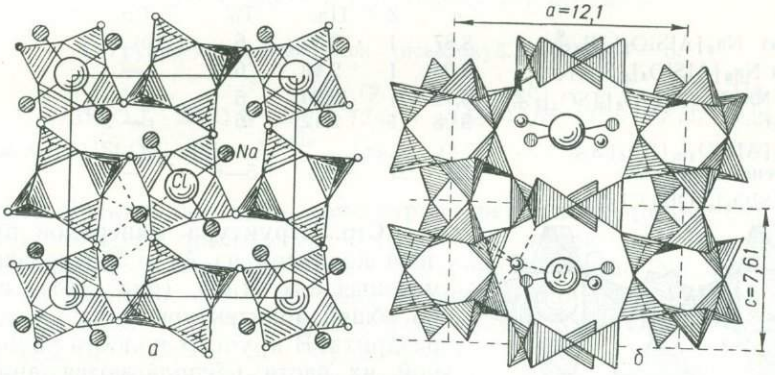


Рис. 143. Структура скаполита:
а — проекция на плоскость (001); крупные шары — $Cl(CO_3)$, малые шары — Na(Ca).
б — проекция на плоскость (010); видна ориентировка и расположение Si-тетраэдров в каркасе.

Хим. Состав требует дополнительного изучения в отношении содержания Cl, CO_3, SO_4 и других добавочных анионов и радикалов. Совершенный гетеровалентный изоморфизм $NaSi - CaAl$ (как в плагиоклазе) позволяет выделить два подвида — *натроскаполит* и *кальциоскаполит*, часто с постепенным замещением Cl на CO_3. Однако CO_3 может замещаться SO_4, по-видимому, до преобладания над ним. Существуют, очевидно, чисто Cl- или SO_4-содержащие скаполиты. Сарколит в деталях не изучен, Ca замещается Na, но пределы не установлены.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (100) средняя, по (110) несовершенная.

2. Группа канкринита. Гекс.

	Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Венкит $Ba_2Ca_2[AlSiO_4]_6[SO_4](OH)_2$ 3 ∞	D^1_{6h}—$P6/mmm$	13,53	7,47	2	3,1	6
Канкринит $Na_6Ca_2[AlSiO_4]_6[CO_3, SO_4](OH)_2$ 3 ∞	C^6_6—$P6_3$	12,78	5,19	1	2,5	5,5—6
Дэвинит $K_2Na_4Ca_2[AlSiO_4]_6[SO_4](OH)_2$ 3 ∞	D^4_{6h}—$P6_3/mmc$	12,83	5,36	1	2,5	5,5—6

Стр. Основу структуры минералов составляет каркас из Al- и Si-тетраэдров, уложенных таким образом, что в сечении, параллельном (0001), образуют гексагональные кольца, которые, соединяясь по шесть, создают крупные гексагональные полости. В последних размещаются крупные атомы Na, K, Ca, Ba и добавочные анионы и радикалы. Средние межатомные расстояния в канкринте: $Na-O_6(H_2O)_2 = 2{,}46(3)$; 2,90(3) и 2,58(2); $Al-O_4 = 1{,}75$; $Si-O_4 = 1{,}62$ (Jarchow), 1965.

Хим. Все направления изменения химического состава канкринита детально не изучены, и непрерывность изоморфного замещения ЭП атомов с достоверностью не установлена. Наиболее доказанным является непрерывное замещение радикалов CO_3 и SO_4, что позволяет по этой изоморфной линии выделить два подвида — *карбонатканкринит* и *сульфатканкринит*. Отношения Na : Ca и K : Na довольно сильно изменчивы, но пределы не установлены. Указывают также на существование *натродэвинита*, содержащего только один Na.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, сп. по. $(10\bar{1}0)$ совершенная.

3. Группа содалита. Куб. $T^1_d - P\bar{4}3n$; $Z = 1$.

	a	*Z*	Пл.	Тв	Сп.
Содалит $Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$ 3 ∞	8,87	1	2,35	6	(110) нс.
Нозеан $Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4]$ 3 ∞	9,06	1	2,40	6	—
Гаюин $Na_6Ca_2[AlSiO_4]_6[SO_4]_2$ 3 ∞	9,12	1	2,50	6	—
Лазурит $Na_6Ca_2[AlSiO_4]_6[SO_4]S$ 3 ∞	9,08	1	2,42	6	—
Гидроксисодалит $Na_8[AlSiO_4]_6(OH)Cl$ 3 ∞ (?)	27,1	27	~2,3	5,5—6	—

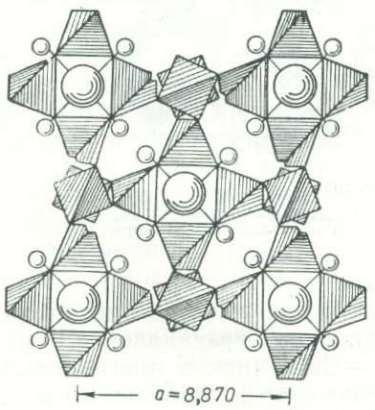


Рис. 144. Структура содалита

Стр. Структура минералов представлена каркасом из Al- и Si-тетраэдров изометрического типа (рис. 144), сходного по общей архитектуре со структурой тетраэдрита. В крупных полостях в центральной их части располагаются анионы Cl и S и радикалы SO_4, тетраэдрически окруженные атомами Na и Ca. Межатомные расстояния: $Na-O_6Cl = 2{,}39(3)$; 3,10 (3); 2,69; $Al-O_4 = 1{,}76$; $Si-O_4 = 1{,}58$ (Pauling, 1930).

Хим. В содалите и нозеане отмечаются небольшие количества Ca и K; Cl замещается S; в лазурите присутствует немного Cl.

Разновидности: S-содалит.

4. Группа уссингита. Трик. $C^1_1 - P1$, Гекс. $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Уссингит $Na_2[AlSi_3O_8]OH$ 3 ∞	8,72	7,67	10,01	110° 30′	135° 45′	91° 30′	2,46	6—6,5
Кумрит $Ba[AlSi_3O_8]OH$ 3 ∞	5,32	—	7,67	—	—	—	3,4	2,5—3,5?

Стр. Структура не изучена, однако каркасная ее природа, вытекающая из свойств и состава уссингита, не может вызывать сомнений.

Физ. Сп. уссингита по (110) и (11$\bar{2}$0), кумрита по (0001) совершенная.

5. Группа лейфита. Триг. D_{3d} (?), $Z = 3$; 2.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Лейфит $Na_2[AlSi_5O_{12}]F$ ⅌	14,37	4,94	2,57	6—6,5
Карпинскит $Na_2[BeAl_2Si_6O_{16}(OH)_2] \cdot H_2O$ ⅌	14,24	4,83	2,54	(6)

Стр. Структура не изучена. Отнесены к каркасным на основании химического состава и физических свойств.

Хим. Состав минералов показывает незначительные изоморфные замещения. В лейфите отмечается содержание OH; в карпинските Be замещается Zn (3%) и Mg (1%). Формула последнего, выведенная Л. Шилиным (1956), соответствующая тригональным кремнекислородным кольцам, вполне отвечает симметрии минерала.

Физ. Облик индивидов игольчатый, шестоватый. Сп. по призме (10$\bar{1}$0) средняя до несовершенной.

Подотдел III. Водные (цеолиты)

Все цеолиты, на основании различной прочности связей между тетраэдрами в каркасе, определяющей их морфологию, разделяются на следующие три группы: трехмерные, двумерные (пластинчатые) и одномерные (волокнистые).

I. Трехмерные (изометрические) цеолиты

1. Группа анальцима. Мон. (псевдокуб.) → куб., $Z = 8$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Вайракит $Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 2H_2O$ ⅌	$C_{2/}^{6} — I2/a$(?)	13,69	13,68	13,56	90° 30′	2,26	6
Анальцим $Na_2[AlSi_2O_6]_2 \cdot 2H_2O$ ⅌	$O_h^{10} — Ia3d$	13,71	—	—	—	2,27	5,5—6

Стр. Вайракит, очевидно, гомеоструктурен с анальцимом. Структура анальцима по своей архитектуре близка к структуре содалита, обладающей равнопрочностью связей в трех измерениях. Атомы Na, размещаясь в полостях каркаса, имеют шестерную координацию из четырех атомов O и двух молекул H_2O. Межатомные расстояния: $Na — O_4(H_2O)_2 = 2{,}60(4)$; 2,42 (2); $(Al, Si) — O_4 = 1{,}62$ (Taylor, 1930).

Хим. В анальциме Na замещается K (до 5,5%), а также Ca и Mg; в вайраките установлены примеси Na, K и Cs.

2. Группа хабазита. Триг. $D_{3\,i}^{5} — R\bar{3}m$ → гекс.

	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.	Сп.
Левинит $Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 6H_2O$ ⅌	13,30	22,56	9	2,16	5	(10$\bar{1}$1) нс.
Хабазит $(Na_2; Ca)[AlSi_2O_6]_2 \cdot 6H_2O$ ⅌	13,78	15,03	6	2,12	4,5—5	(10$\bar{1}$1) ср.
Гмелинит $(Na_2; Ca)[AlSi_2O_6]_2 \cdot 6H_2O$ ⅌	13,72	9,95	4	2,08	4,5—5	(10$\bar{1}$0) ср.

Стр. Детали этой каркасной структуры имеют существенное отличие по сравнению с анальцимом. Полости в ней (как и выходные отверстия) более крупные, что обусловлено иной архитектурой Al- и Si-тетраэдров. Они образуют двухэтажные (миларитовые) кольца состава $(Al, Si)_{12}O_{30}$, связанные вместе по ромбоэдрическому закону (Белов, 1961) так, что наряду с шестерными кремнекислородными кольцами возникают и более

крупные — восьмерные кольца (рис. 145) (Dent, Smith, 1958). В гмелините «миларитовые» кольца расположены по гексагональному закону (рис. 146).

Хим. Состав минеральных видов изменяется существенно (хотя пределы не установлены), и в дальнейшем необходимо более детальное исследование их химизма в связи со структурными особенностями. Хабазит и гмелинит содержат Ca и Na, но не в стехиометрическом отношении; к хабазиту относят все те индивиды, у которых Ca > Na, к гмелиниту — наоборот.

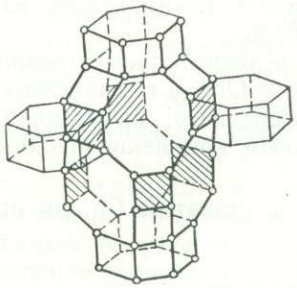


Рис. 145. Кремнекислородный каркас в структуре хабазита:

сочетание двухэтажных шестерных колец с восьмерными кольцами.

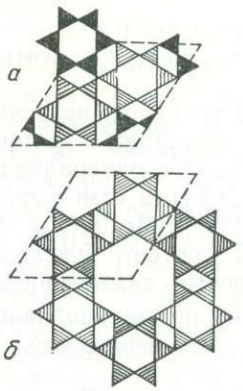


Рис. 146. Проекция на базис структур хабазита (*а*) и гмелинита (*б*);

у последнего дополнительно имеются крупные гексагональные каналы, параллельные оси *c*

3. Группа филлипсита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/m$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Филлипсит $(K_2; Ca)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 6H_2O$ $^3_{\infty}$	10,02	14,28	8,64	125° 40′	2,20	4,5—5
Гармотом $Ba[AlSi_3O_8]_2 \cdot 6H_2O$ $^3_{\infty}$	9,82	14,13	8,68	124° 50′	2,50	5

Стр. Недавно изучена структура безкальциевого филлипсита (Steinfink, 1962), в основе которой, так же как и в хабазите, установлены двухэтажные кольца, но не гексагональные, а октогональные состава $(Al, Si)_{16}O_{40}$, связанные друг с другом в направлении оси *a*. Для этого «филлипсита» установлена ромбическая сингония $C_{2v}^{16} - B2mb$ с параметрами $a = 9{,}96$, $b = 14{,}25$ и $c = 14{,}25$. Средние межатомные расстояния в гармотоме: $Ba - O_6(H_2O)_4 = 3{,}12\,(6)$, $2{,}87\,(4)$; $Si - O_4 = 1{,}62$ (Sadanaga, Marumo, Takeuchi, 1961).

Хим. Пределы изменения состава этих минералов изучены недостаточно. В филлипсите отношение K : Ca сильно варьирует, причем Ca может также легко замещаться Na. В гармотоме Ba замещается K и Ca.

4. Группа фожазита. Куб.

	Пр. гр.	*a*	*Z*	Пл.	Тв.
Фожазит $Na_2Ca[AlSi_2O_6]_4 \cdot 16H_2O$ $^3_{\infty}$	$O_h^7 - Fd3m$	24,65	16	1,92	5,5
Полингит $K_2Ca[AlSi_3O_8]_4 \cdot 12H_2O$ $^3_{\infty}$ (?)	$O_h^9 - Im3m$	35,10	40	(2,00)	5,5

Стр. Каркас в структуре фожазита имеет еще более оригинальную архитектуру, чем у предыдущих изометрических цеолитов. Основу ее составляют кубооктаэдры (или содалитовые «фонари»), заключающие 24 (Al, Si)-тетраэдра (см. рис. 144). Они соединяются друг с другом через сдвоенные шестерные (миларитовые) кольца по закону тетраэдрической

координации. В результате образуется весьма ажурная структура с очень крупными полостями, в которые ведут широкие двенадцатерные окна (Белов, 1961). Средние межатомные расстояния в фожазите: (Na, Ca) — — O (H_2O) = 2,53 (3), 2,45 (3); (Al, Si) — O_4 = 1,65 (Baur, 1964). Формула полингита проблематична и требует подтверждения.

II. Двумерные (пластинчатые) цеолиты

1. Группа эпистильбита. Мон.

		a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Эпистильбит	$Ca[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$	14,80	17,73	10,21	90° 35′	3	2,25	4,5—5,5
Брюстерит	$Sr(AlSi_3O_8)_2 \cdot 5H_2O$	6,77	17,51	7,74	94° 18′	2	2,45	5—5,5

Стр. Структуры минералов различны. В каркасе эпистильбита обнаруживаются ксонотлитового типа ленты, столь характерные для морденита и дакиардита. Но в эпистильбите они более прочно связываются в плоскости *ac*, образуя двумерный каркас с эллипсоидальными и восьмичленными кольцевыми пустотами (Kerr, 1964). Структура брюстерита представлена слоями из тетраэдров, связанных в четырех-, шести- и восьмичленные кольца. В направлении оси *b* они связываются вместе дополнительными тетраэдрами, образуя каркас с крупными пустотами и зонами ослабленных связей. Межатомные расстояния в брюстерите: Sr — O_i (H_2O)$_5$ = 2,86 (4) и 2,73 (5); (Al, Si) — O_4 = 1,64 (Perrota, Smith, 1964).

Хим. В эпистильбите Ca частично замещается Na (до 1/5); в брюстерите Sr существенно замещается Ba и менее Ca.

Физ. Облик индивидов столбчатый, пластинчатый; сп. по (010) совершенная.

2. Группа гейландита. Мон. $C^3_{2h} - C2/m$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гейландит	$Ca[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 6H_2O$	17,71	17,84	7,46	116° 20′	2,2	3,5—4
Десмин	$Ca[Al_2Si_7O_{18}] \cdot 7H_2O$	13,63	18,70	11,31	129° 10′	2,2	3,5—4

Стр. В каркасной структуре минералов (изучен гейландит) определенная ориентировка алюмокремнекислородных тетраэдров и, очевидно, упорядоченное (локальное) распределение Al-тетраэдров приводит к блоковой субслоистой микротекстуре, определяющей морфологию и спайность минералов. Причина различия параметров ячейки не выяснена.

Хим. Состав изменчив, но в относительно узких пределах. Атомы Ca замещаются Na (до 1/6—1/5), а в гейландите также K и Sr (до 3,6 %).

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый; сп. по (010) совершенная.

3. Группа ферьерита. Ромб. $D^{25}_{2h} - Immm$ (?), Z=2.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Ферьерит	$Na_2Mg[Al_3Si_{15}O_{36}]OH \cdot 9H_2O$	14,14	19,12	7,48	2,15	3,5—3,75

Стр. Структура не изучена. Отнесен к двумерным цеолитам на основании совершенной спайности по (010) и низкой твердости. Положение OH в структуре минерала неясно, так как термический анализ не устанавливает различия в прочности связи H_2O до полного ее удаления (Staples, 1955).

III. Одномерные (волокнистые) цеолиты

1. Группа жисмондита. Ромб. (псевдотетр.)

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Жисмондит $Ca[Al_2Si_2O_8] \cdot 4H_2O$ ⚂	D_{2h}^{19}—*Cmmm*(?)	13,71	14,31	10,62	8	2.27	5—5,5
Томсонит $NaCa_2[Al_2Si_2O_8]_{2.5} \cdot 6H_2O$ ⚂	D_{2h}^{7}—*Pnma*(?)	13,07	13,09	13,25	4	2,30	5,5—6
Гоннардит $Na_5[Al_2Si_2O_8]_{2.5} \cdot 6H_2O$ ⚂	Не опр.	13,35	13,35	6,65	2	2,26	5—5,5

Стр. Структуры минералов сходны в принципе со структурой натролита и его аналогов. Алюмокремниевый каркас состоит из квадратизированных кольчатых цепочек, вытянутых вдоль оси *c* и соединяющихся внешними тетраэдрами колец с другими цепочками (рис. 147). Вдоль цепочек проходят каналы, где помещаются ЭП атомы и молекулы воды. Координация Ca в жисмондите равна 6 ($2O + 4H_2O$), а тетраэдры AlO_4 и SiO_4 занимают вполне определенные (симметричные) позиции в структуре. Межатомные расстояния: $Ca - O_2(H_2O)_4 = 2{,}48\,(2)$; $2{,}44\,(4)$; $Al - O_4 = 1{,}74$; $Si - O_4 = 1{,}61$ (Fischer, 1963). В томсоните атомы Na имеют координацию 7, а атомы Ca — 8 (Taylor a. o., 1933).

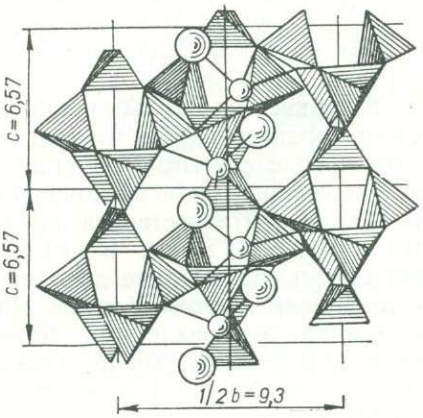


Рис. 147. Структура натролита; квадратизированные цепочки из Al, Si-тетраэдр в, параллельные оси *c*.

Хим. Состав минеральных видов довольно хорошо выражен формулами, однако в томсоните отношение Ca : Na может достигать 1 : 1 (за счет незанятых полостей в его структуре). В жисмондите Ca замещается K, а в гоннардите Na — Ca (до 1/5). В томсоните отмечается Sr (до 5,8%).

Физ. Облик индивидов столбчатый, игольчатый, волосовидный; сп. по двум направлениям с различной степенью совершенства.

2. Группа ашкрофтита. Тетр.

	Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Ашкрофтит $KNaCa[Al_4Si_5O_{18}] \cdot 8H_2O$ ⚂	D_{4h}^{14} — $P4_2/mnm$	31,11	17,52	8	2,61	(4)
Гарронит $NaCa[Al_3Si_5O_{16}] \cdot 7H_2O$ ⚂	Не опр.	10,01	9,87	2	2,15	(4,5)

Стр. Структуры этих цеолитов не изучены. Отнесены к волокнистым на основании морфологии. Облик индивидов шестоватый или игольчатый. У ашкрофтита сп. по (100) совершенная, по (001) средняя, гарронит обладает сп. параллельно удлинению по двум направлениям под углом 90° (Walker, 1962).

3. Группа натролита. Мон. → тетр. → мон. ромб. (псевдотетр.)

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Сколецит $Ca[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O$ ⚂	C_s^4 — *Cc* (?)	18,48	18,94	6,54	90° 45′	8	2,30	5,5
Эдингтонит $Ba[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 3H_2O$ ⚂	D_{2d}^3 — $P\bar{4}2_1m$	9.60	—	6,54	—	2	2,78	4,5—5
Мезолит $Na_2Ca_2[Al_2Si_3O_{10}]_3 \cdot 8H_2O$ ⚂	C_2^3 — *C*2	18,9×3	6,55	18,48	90°	8	2,27	5,5
Натролит $Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$ ⚂	C_{2v}^{19} — *Fdd*2	18,35	18,70	6,61	—	8	2,25	5—5,5

Стр. Минералы гомеоструктурны. Детально изучен натролит. Каркасная структура последнего состоит из четверных колец $Al_2Si_2O_{10}$

(рис. 147), соединяющихся при помощи пятого атома Si в цепочки, параллельные оси c (параметр $c = 6{,}6$ отвечает высоте звена). Между собой цепочки связаны тетраэдрами соседних колец (причем скорее всего образуются связи Al — O — Si), и легко видеть, что прочность связи в цепочке примерно в два раза выше, чем между ними. В продольных полостях между цепочками размещаются атомы Na и молекулы воды. Межатомные расстояния: Na — $O_4(H_2O)_2 = 2{,}50$; Al — $O_4 = 1{,}75$; Si — $O_4 = 1{,}59$ (Pauling, 1930).

Хим. Изоморфные замещения элементов ограничены. Термическое изучение минералов группы натролита (Логвиненко и др., 1963) показало, что H входит в их состав как в виде молекул H_2O, так и OH.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый; сп. по призме (110) совершенная.

4. Группа ломонтита Мон. $C_2^3 - C2$, $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Ломонтит	$Ca[AlSi_2O_6]_2 \cdot 4H_2O$ $\frac{3}{\infty}$	14,90	13,17	7,55	111° 30′	2,26	3,5—4,5
Югаваралит	$Ca[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 3H_2O$ $\frac{3}{\infty}$	13,26	13,65	9,73	111° 30′	2,20	5

Стр. Структуры минералов не изучены. Судя по морфологии и спайности они также принадлежат к волокнистым цеолитам. Облик индивидов столбчатый; сп. ломонтита по (100) и (110) совершенная.

5. Группа эрионита. Гекс. → ромб. → мон.

		Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Эрионит	$KNaCa[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 12H_2O$ $\frac{3}{\infty}$	$D_{6h}^4 - P6_3/mmc$	13,26	—	15,12	2	2,07	—
Морденит	$Na_2Ca[AlSi_5O_{12}]_4 \cdot 6H_2O$ $\frac{3}{\infty}$	$D_{2h}^{17} - Cmcm$	18,29	20,39	7,52	4	2,10	5—5,5
Дакиардит	$Na_2Ca[AlSi_5O_{12}]_4 \cdot 6H_2O$ $\frac{3}{\infty}$	$C_{2h}^1 - B2/m$	18,35	7,54	10,25	1	2,17	5—5,5
				$\beta = 107° 49'$				

Стр. Структуры всех трех минеральных видов имеют много общего в отношении распределения прочных связей в каркасе — это типичные волокнистые цеолиты, с ярко выраженной морфологией, особенно резко проявляющейся у эрионита. В основе строения кремнекислородных цепочек, которые легко можно «выделить» в каркасной структуре этих минералов, лежат волластонитового типа цепочки, соединенные в ксонотлитовые ленты, характеризующиеся восьмерными кольцами. Структура каждого отличается способом соединения их друг с другом, создающим определенный узор в плоскости (001). Так, в эрионите «ксонотлитовые» ленты, соединяясь вместе, образуют гексагональные алюмокремнекислородные кольца, обусловливающие симметрию минерала (Staples, Gard, 1959). В мордените «ксонотлитовые» ленты соединяются одна с другой в плоскости (010), создавая по (001) псевдотетрагональное основание ячейки с вертикальными каналами трех типов (Победимская, Белов, 1963). Дакиардит по ассоциации «ксонотлитовых» лент близок к морденту (Gottardi, Meier, 1963).

Отдел Г. Бериллосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа тримерита. Мон., $Z = 16$; 12.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Тримерит	$CaMn_2[BeSiO_4]_3$ $\frac{3}{\infty}$	$C_{2h}^6 - P2_1/c$(?)	16,14	7,62	27,92	90° 09′	3,5	6,5—7(?)
Эсперит	$Ca_3Pb[ZnSiO_4]_4$ $\frac{3}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	17,62	8,27	30,52	90° 00′	4,3	(5,5)
Либерисилит (либерит)	$Li_2[BeSiO_4]$ $\frac{3}{\infty}$	Мон.	?	4,95	8,54	?	2,69	7(?)

Стр. Структура не изучена. Х. Штрунц, изучавший морфологию и параметры тримерита, считает его гомеоструктурным с бериллонитом (Strunz, 1957). Однако высокие значения твердости и плотности минерала несколько настораживают, поскольку они больше подходят для островных силикатов типа фенакита — ларсенита. Либерисилит требует дополнительного изучения (Чао Чунь-Линь, 1964).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, толстотаблитчатый (габитус гексагонально-призматический); сп. по (001) средняя. Сп. либерисилита по (010) совершенная, по (100) и (001) средняя.

2. Группа барилита. Ромб. $C_{2v}^{9} - Pn2_1a$, $Z = 4$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Барилит	$Ba[Be(Si_2O_7)]\,{}^{3}_{\infty}$	9,80	11,65	4,63	4,0	6,5—7

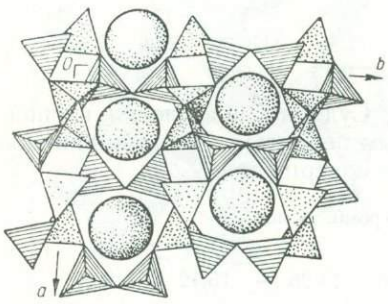


Рис. 148. Структура барилита.
Проекция на плоскость (001): Si-тетраэдры заштрихованы, Be-тетраэдры показаны точками.

Стр. Структура представлена каркасом из Be- и Si-тетраэдров, в полостях которого, состоящих из 12 тетраэдров (8Si + 4Be), помещаются атомы Ba (рис. 148). В каркасе можно «выделить» диортогруппы Si_2O_7, ориентированные вдоль оси b, и цепочки $(BeO_3)\,{}^{1}_{\infty}$, параллельные оси c. Период c равен двум высотам тетраэдров BeO_4. Межатомные расстояния: $Ba - O_{12} = 2{,}82 - 3{,}34$; $Be - O_4 = 1{,}64 - 1{,}70$; $Si - O_4 = 1{,}63 - 1{,}70$ (Абрашев, Белов, 1962).

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) и (100) средняя, по (010) несовершенная.

3. Группа чкаловита. Ромб. (псевдотетр.). $C_{2v}^{19} - F2dd$, $Z = 24$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Чкаловит	$Na_2[BeSi_2O_6]\,{}^{3}_{\infty}$	21,1	21,1	6,87	2,66	6—6,5

Стр. Структура представляет собой каркас из Be- и Si-тетраэдров и может быть выведена из структуры кубокристобалита заменой $\frac{1}{3}$ Si на Be (Пятенко и др., 1956). Строго упорядоченное расположение Be- и Si-тетраэдров параллельно оси a приводит к утроению величины параметра a (и b) и зонам ослабления связи, параллельно которым проходит спайность. Двойной отрицательный заряд каркаса нейтрализуется двумя атомами Na (на формулу), размещающимися в полостях каркаса (лавесовских полиэдрах) в координации 12, которая за счет сильного искажения идеальной структуры, вероятно, снижена до 8—10.

Физ. Облик изометрический; сп. по (100) средняя.

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа гельвина. Куб. $T_d^4 - P\bar{4}3n$, $Z = 2$.

		a	Пл.	Тв.	Сп.
Гентгельвин	$Zn_4[BeSiO_4]_3S\,{}^{3}_{\infty}$	8,12	3,7	6,5—6,75	(111) нс.
Даналит	$Fe_4[BeSiO_4]_3S\,{}^{3}_{\infty}$	8,20	3,4	6—6,5	(111) нс.
Гельвин	$Mn_4[BeSiO_4]_3S\,{}^{3}_{\infty}$	8,27	3,2	6—6,5	(111) нс.

Стр. Изоструктурны с каркасным содалитом (рис. 144). Позиции Al в структуре последнего заняты в гельвине атомами Be, позиции Cl — атомами S, а позиции Na — атомами Mn (Fe, Zn). Естественно, что меньший размер атомов Be и Fe делает структуру гельвина значительно более компактной, что в сочетании с большей массой атомов, чем в фельдшпатоидах, обусловливает высокую плотность минералов этой группы. Межатомные расстояния в гельвине: $Mn — O_3S_4 = 2{,}08\,(3)$; $2{,}50\,(4)$; $Be — O_4 = 1{,}65$; $Si — O_4 = 1{,}60$ (Pauling, 1930).

Хим. Состав минералов благодаря изоморфизму видообразующих элементов сильно варьирует. Однако совершенный изоморфизм между ними пока не доказан, в результате чего необходимо считать самостоятельными все три вышеприведенные вида. Основные изоморфные примеси: в гентгельвине — Fe (до 12%) и Mn (до 10%); в даналите — Zn (до 18%) и Mn (до 11,5%); в гельвине — Fe (до 18%) и Zn (до 17%). Примеси остальных элементов несущественны, лишь содержание Mg и Ca достигает 2—3%.

2. Группа бавенита. Ромб. $D_{2h}^{17} — Cmcm$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Бавенит	$Ca_4[Be_2Al_2Si_9O_{26}(OH)_2]$	23,19	5,01	19,39	2,71	5,5—6

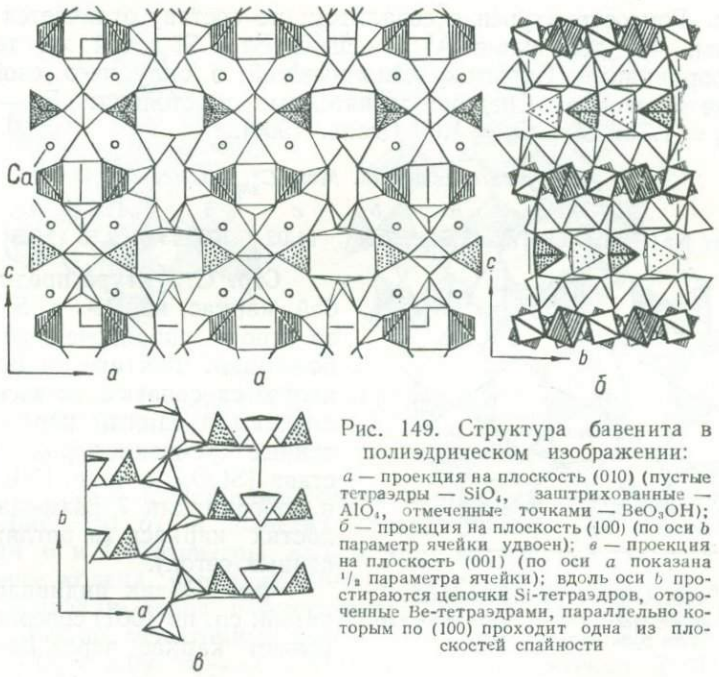


Рис. 149. Структура бавенита в полиэдрическом изображении:
а — проекция на плоскость (010) (пустые тетраэдры — SiO_4, заштрихованные — AlO_4, отмеченные точками — BeO_3OH); *б* — проекция на плоскость (100) (по оси *b* параметр ячейки удвоен); *в* — проекция на плоскость (001) (по оси *a* показана $^1/_2$ параметра ячейки); вдоль оси *b* простираются цепочки Si-тетраэдров, оторо-ченные Be-тетраэдрами, параллельно которым по (100) проходит одна из плоскостей спайности

Стр. Структура бавенита представляет собой весьма своеобразную каркасную постройку, в которой одновременно сочетаются Be-, Al- и Si-тетраэдры, образующие гетерогенные шестичленные кольца (рис. 149, *а*). Эти кольца состоят из двух диортогрупп Si_2O_7, связанных Be- и Al-тетраэдрами. Внутри колец размещаются атомы Ca в искаженной семерной координации. Однако в этом каркасе два типа тетраэдров имеют по одной несвязанной (неразделенной с другими) вершине: это Be- и один из Si-тетраэдров (рис. 149, *б* и *в*), что дает отношение всех тетраэдрических атомов (Be + Al + Si) к атомам кислорода не 1 : 2, а меньше (рав-

ное 13 : 28), причем свободная вершина Be занята OH. Упорядоченное распределение в структуре бавенита Be- и Al-тетраэдров и наличие цепочек из Si- тетраэдров обусловливает заметное различие в прочности связей; самыми слабыми оказываются связи между Be- и Si-тетраэдрами, что обусловливает плоскости спайности по направлениям (001) и (100) и пластинчатый облик. Средние межатомные расстояния: Ca — O_6OH = 2,45; Be — O_3OH = 1,64; Al — O_4 = 1,73; Si — O_4 = 1,62 (Canillo, Coda, Fagnani, 1966).

Хим. В составе бавенита содержание Ca и Si довольно постоянно. Заметные сопряженные колебания содержания показывают Be и Al, изоморфно замещающие друг друга, так что их отношение изменяется от 2 : 2 до 3 : 1 соответственно (Беус, 1960). Исследователи структуры минерала пишут его формулу так: $Ca_4(BeOH)_{2+x}Al_{2-x}Si_9O_{26-x}$, где $0{,}10 \leqslant x \leqslant 0{,}84$ (Canillo a. o., 1966).

Физ. Облик индивидов пластинчатый по (001); сп. по (001) совершенная, по (100) средняя.

3. Группа берилсодалита. Тетр. (псевдокуб.), $S_4^2 - I4$, $Z = 2$.

		a	c	Пл.	Тв.
Берилсодалит (тугтупит)	$Na_4[BeAlSi_4O_{12}]Cl\,{}^3_\infty$	8,58	8,82	2,30	(5,5—6)

Стр. Гомеоструктурен с содалитом; по составу отличается от последнего тем, что два атома Al замещены Be и Si в той же тетраэдрической координации. Скрытокристаллический, в силу чего свойства изучены недостаточно. Средние межатомные расстояния: Be — O_4 = 1,61; Al — O_4 = 1,76; Si — O_4 = 1,60 (Dana, 1966).

4. Группа эвдидимита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Эвдидимит	$Na[BeSi_3O_7OH]\,{}^3_\infty$	12.64	7,38	14,02	103° 43′	2,55	6,5

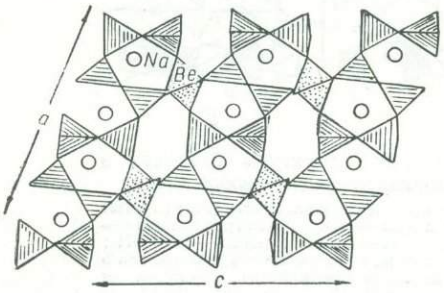


Рис. 150. Структура эвдидимита.
Проекция на плоскость (010): видна скрепляющая роль Be-тетраэдров.

Стр. Структура представляет собой каркас из Be- и Si-тетраэдров со строго упорядоченным их расположением. Фактически Be-тетраэдры являются связующим звеном, скрепляющим в единый каркас гофрированные кремнекислородные сетки состава $[Si_6O_{15}]\,{}^2_\infty$ (рис. 150). Атомы Na в координации 7 размещаются в полостях каркаса (в петлях гофрированных сеток).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по (001) совершенная (разрывает каркас через Be—O связи).

Отдел Д. Титано- и цирконосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа бенитоита. Гекс., $Z = 2$.

		Пр. гр.	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Бенитоит	$Ba[Ti(Si_3O_9)]\,{}^3_\infty$	$D_{3h}^2 - P\bar{6}c2$	6,61	9,73	3,7	6,5—6,75	Нс.
Пэбстит	$Ba[Sn(Si_3O_9)]\,{}^3_\infty$	$D_{3h}^2 - P\bar{6}c2$	6,72	9,85	4,2	6—6,5	Нс.
Вэйдит	$K_2[Zr(Si_3O_9)]\,{}^3_\infty$	$C_{6h}^2 - P6_3/m$	6,88	10,16	3,1	6—6,5	Нс.

Стр. Структура минералов состоит из тройных колец Si_3O_9 и отдельных Ti(Zr)-октаэдров, связанных через общие вершины в единый каркас (рис. 151, *а*). В крупных полостях между Si-кольцами и Ti-октаэдрами размещаются атомы Ba(K). Межатомные расстояния в бенитоите: Ba — $— O_6 = 2{,}74$; $Ti — O_6 = 1{,}96$; $Si — O_4 = 1{,}62$ (Zachariasen, 1930); в вэйдите: $K — O_6 = 2{,}82\,(3)$ и $3{,}06\,(3)$; $Zr — O_6 = 2{,}07$; $Si — O_4 = 1{,}60$ (Henshaw, 1955).

Хим. Изоморфные замещения несущественны; в пэбстите Sn замещается Ti (4%) (Gross, Wainwright, Evans, 1965).

2. Группа лейкосфенита. Мон., $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Лейкосфенит	$Na_3BaCa\,[Ti_3\,(BSi_8O_{27})]\,{}^{3}_{\infty}$	9,76	16,69	7,1	93° 23′	3,1	6,5

Стр. Структура не изучена. Отнесен к каркасным на основании химического состава и физических свойств.

Хим. Состав изучен недостаточно.

3. Группа власовита. Мон. $C^6_{2h} — C2/c$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Власовит	$Na_2\,[Zr\,(Si_4O_{11})]\,{}^{3}_{\infty}$	10,98	10,10	8,52	100° 24′	3,0	6,5

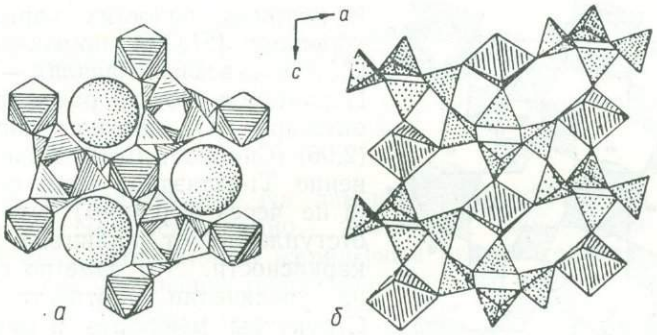


Рис. 151. Структуры бенитоита и власовита:

а — структура бенитоита в проекции на плоскость (0001), каркас состоит из Si-тетраэдров и Ti-октаэдров; *б* — структура власовита в проекции на плоскость (010), из которой виден гетерогенный каркас, состоящий из Si-тетраэдров и Zr-октаэдров.

Стр. Структура представляет собой каркас из Si-тетраэдров и Zr-октаэдров (рис. 151, *б*), в полостях которого размещаются атомы Na в координации 6 и 7. Тетраэдры SiO_4 в этом каркасе образуют квадратные четверные кольца, скрепляющиеся в ступенчатые цепочки, которые еще недавно давали повод рассматривать власовит в подклассе цепных силикатов. Средние межатомные расстояния: $Na — O_7 = 2{,}59$; $Na — O_6 = 2{,}54$; $Zr — O_6 = 2{,}09$; $Si — O_4 = 1{,}61$ (Воронков, Пятенко, 1961).

Физ. Облик короткостолбчатый; сп. по (010) средняя.

4. Группа дэлита. Трик. $C^1_i — P\bar{1}$, $Z = 1$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв
Дэлит	$K_2\,[Zr\,(Si_6O_{15})]\,{}^{3}_{\infty}$	7,37	7,73	6,91	2,84	6—6,5
		$\alpha = 106° 14′$	$\beta = 111° 27′$	$\gamma = 100° 00′$		

Стр. Структура дэлита представляет гетерогенный каркас, состоящий из Si-тетраэдров и Zr-октаэдров. Тетраэдры SiO_4 образуют слои сложного узора, представленные сочетанием четверных, шестерных и восьмерных

кремнекислородных колец. Эти кольца связываются Zr-октаэдрами, которые расположены между четверными кольцами соседних слоев. В полостях между шестерными кольцами в двух центросимметричных позициях располагаются атомы K в искаженной восьмерной координации. Средние межатомные расстояния: $K-O_8=3{,}02$; $Zr-O_6=2{,}06$; $Si-O_4=1{,}62$ (Fleet, 1965).

Хим. Состав постоянен; K немного замещается Na (до 1,8%).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по $(\bar{1}01)$ и (010) совершенная.

Подотдел II. С добавочными анионами и радикалами

1. Группа баотита. Тетр., $Z=4$; 2.

	Пр. гр.	a	c	Пл.	Тв.
Баотит $Ba_4[Ti_8(Si_4O_{12})O_{16}]Cl\,\frac{3}{\infty}$	$C_{4h}^6-I4_1/a$	19,68	5,88	4,4	6,5
Мьюирит $Ba_4Ca[Ti(Si_4O_{12})(OH)_4]Cl_2\,\frac{3}{\infty}$	D_{4h}^7-P4/mmm (?)	13,94	5,59	3,9	3 (?)
Фресноит $Ba_4[Ti_2(Si_4O_{12})O_4]\,\frac{3}{\infty}$	D_{4h}^5-P4/mbm (?)	8,52	5,21	4,4	3,5—4(?)

Стр. Основу структуры баотита составляют счетверенные колонки Ti-октаэдров, соединяющиеся посредством четверных колец из Si-тетраэдров в сплошной каркас (рис. 152). В крупных полостях каркаса между кольцами $[Si_4O_{12}]$ помещаются атомы Cl, а в сквозных каналах — атомы Ba. Параметр c баотита равен двум ребрам октаэдра TiO_6, против одного в рутиле (2,96) (Симонов, 1960). Конечно, соединение Ti-октаэдров через общие ребра (а не через вершины) есть некоторое отступление от принципа подлинной каркасности. Это заметно сказывается на увеличении плотности минерала. Структуры мьюирита и фресноита неизвестны; минералы помещены сюда условно; формула мьюирита несколько изменена (Alfors a. o., 1965).

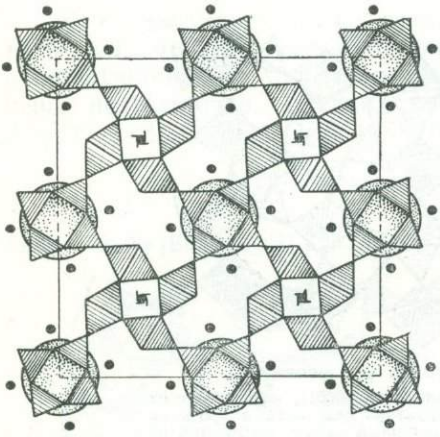


Рис. 152. Структура баотита; проекция на плоскость (001). Крупные круги (в точках) — атомы Cl, черные кружки—Ba.

Хим. В баотите атомы Ti замещаются Nb (до 12%) и Fe (до 3,1%); в мьюирите Ca замещается Mn, а Ti — железом.

Физ. Облик индивидов у всех близок к изометрическому; сп. баотита по (110) средняя, фресноита по (001) совершенная, мьюирита по (100) и (001) несовершенная.

2. Группа набатитасилита. Ромб. → трикл.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Набатитасилит (батисит) $Na_2Ba[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]\,\frac{3}{\infty}$	$C_{2v}^{22}-Ima2$	10,41	13,85	8,06	4	3,4	6,5
Щербаковит $K_2Na_2[Ti_2(Si_4O_{12})O_2]\,\frac{3}{\infty}$	$C_{2v}^{22}-Ima2$	10,55	13,92	8,10	4	2,97	6,5
Канакальктитасилит (тинаксит) $K_2NaCa_2[Ti(Si_7O_{19})OH]\,\frac{3}{\infty}$	$C_i^1-P\bar{1}$	10,35	12,17	7,05	2	2,82	6—6,5
		$\alpha=91°\,00'$	$\beta=99°\,20'$	$\gamma=92°\,30'$			

Стр. Структура набатитасилита (и изоструктурного щербаковита) представляет гетерогенный каркас, состоящий из Si-тетраэдров и Ti-октаэдров, в двух разных типов полостях которого помещаются атомы Na и Ba (рис. 153, *а*). В каркасе вдоль оси *c* выделяются цепочки $[Si_4O_{12}]_\infty$ и $[TiO_3]_\infty$ (рис. 153, *б*), причем параметр *c* равен двойной высоте Ti-октаэдра, т. е. $4{,}0 \times 2 \approx 8$. Межатомные расстояния: $Na - O_{9,10} = 2{,}65$; $Ba - O_{12} = 2{,}86$; $Ti - O_6 = 2{,}00$; $Si - O_4 = 1{,}65$ (Никитин, Белов, 1962). Канакальктитасилит помещен сюда на основании химизма и близости параметров ячейки (Рогов и др., 1965).

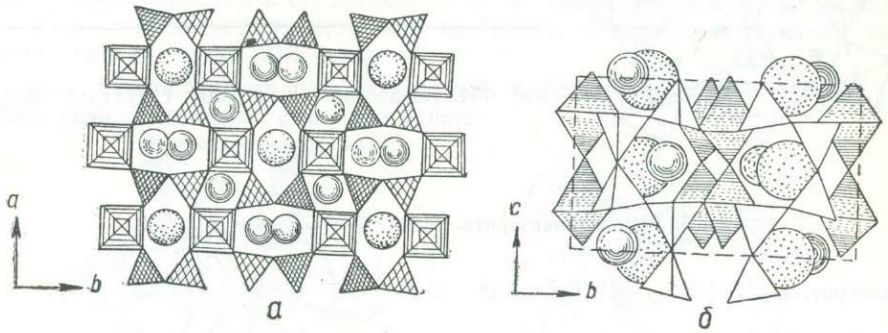


Рис. 153. Структура набатитасилита:

а — проекция на плоскость (001), цепочки Si-тетраэдров и Ti-октаэдров (они перпендикулярны чертежу) связаны в гетерогенный каркас, в разных полостях которого расположены атомы Na и Ba (большие кружки); *б* — проекция на плоскость (100); видны цепочки $[Si_4O_{12}]\overset{1}{\infty}$ и $[TiO_3]\overset{1}{\infty}$.

Хим. В набатитасилите Na замещается K (2,6%), в щербаковите отношение K : Na непостоянно, причем K замещается Ba (6,2%), Ti—Nb (10,5%). Непрерывный изоморфный ряд не доказан.

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый, у канакальктитасилита — столбчатый; сп. у набатитасилита по (100) средняя, у канакальктитасилита по (010) совершенная, а по (110) несовершенная.

3. Группа йокинита. Ромб. → гекс.

	a	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.	Сп.
Йокинит $NaBa[Fe^{3+}Ti_2(Si_2O_7)_2O]\overset{3}{\infty}$	9,63	10,47	22,4	4	3,9	5,5—6	Нет
Траскит $Ba_4Fe^{2+}[Ti(Si_6O_{15})(OH)_8]\overset{3}{\infty}$ (?)	17,88	—	12,30	6	3,7	5—5,5	Нет

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к каркасным на основании химического состава и физических свойств.

Хим. Состав изучен недостаточно. Формула траскита упрощена; Ba замещается Ca; Fe—Mn, а OH—Cl (Alfors, Putmann, 1965).

4. Группа нарсарсукита. Тетр. $C^5_{4h} - I4/m$, $Z = 4$.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Нарсарсукит $Na_2[Ti(Si_4O_{10})O]\overset{3}{\infty}$	10,72	7,99	2,75	6—7

Стр. Структура представляет каркас из Si-тетраэдров и Ti-октаэдров, в полостях которого располагаются атомы Na в восьмерной координации (с большим искажением). В этом каркасе легко выделить относительно самостоятельные квадратизированные цепочки из Si-тетраэдров (анало-

гичные существуют в скаполите) и одиночные цепочки из Ti-октаэдров. В сечении $\perp$ оси *c* каркас нарсарсукита имеет сходный узор (рис. 154) с каркасом данбурита (Белов, 1963). Средние межатомные расстояния: $Na—O_8 = 2{,}51$; $Ti—O_6 = 1{,}99$; $Si—O_4 = 1{,}61$ (Пятенко, Пудовкина, 1960).

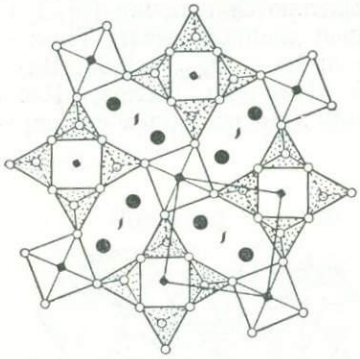


Рис. 154. Каркасная гетерогенная структура нарсарсукита в проекции на плоскость (001); черные кружки — атомы Na

Хим. Атомы Ti замещаются Fe^{3+} с соответствующей заменой части O на OH и F.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (100) совершенная.

---

5. Группа ловозерита. Мон. $C_2^3 — C2$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Ловозерит $Na_2\{Zr[Si_6O_{12}(OH)_6]\}$ 3	10,48	10,20	7,33	92°30′	2,64	5,5

Стр. Структура ловозерита представлена каркасом из Si-тетраэдров и Zr-октаэдров, в полостях которого размещаются атомы Na в координации 8 и 6. Тетраэдры SiO_4 соединяются между собой в неправильные гексагональные кольца, причем четвертые вершины тетраэдров остаются свободными и в них O замещен OH. Межатомные расстояния: $Na—O_8 = 2{,}58$; $Na—O_3(OH)_3 = 2{,}48$; $Zr—O_6 = 2{,}11$; $Si—O_4 = 1{,}62$ (Ильюхин, Белов, 1960).

Хим. Атомы Na замещаются Ca (3,3%), Mn (3,5%) и K (1,9%); Zr замещается Ti (1%).

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. в двух направлениях несовершенная.

Подотдел III. Водные («цеолиты»)

1. Группа накалниотитасилита. Мон., $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Накалниотитасилит	7,32—7,7	14,06—13,7	14,36—14,2	2,9—2,7	5,5—6
$(Na, Ca)[(Nb, Ti)(Si_2O_7)]\cdot 2H_2O$ 3		β = 90°—117°05′			

Стр. Структура не изучена. Отнесен к каркасным на основании химического состава и физических свойств. По параметрам ячейки близок к эльпидиту.

Хим. Совершенный изоморфизм между Nb и Ti дает возможность объединить старые «виды» ненадкевичит и лабунцовит в один, для которого предлагается рациональное название — накалниотитасилит. Старые виды превращаются в подвиды *ниобионакалниотитасилит* и *титанонакалниотитасилит*. Замещение $Nb \rightarrow Ti$ сопровождается замещением $Na \rightarrow Ca$. Атомы Na замещаются K (до 7,2%), атомы Ca—Ba (до 8,6%) и Mn (до 2,9%) (Семенов, 1959).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. не обнаружена.

2. Группа катаплеита. Гекс. $D_{6h}^4 — P6_3/mmc$, $Z = 2$.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Катаплеит $(Na_2, Ca)[Zr(Si_3O_9)]\cdot 2H_2O$ 3	7,40	10,07	2,6—2,8	5—5,5

Стр. Каркас, составленный из тройных колец Si_3O_9 и Zr-октаэдров, напоминает в общих чертах каркасную структуру типа бенитоита. Однако на тройных осях расположены не сдвоенные, а одиночные Si-кольца (также на разных уровнях) (рис. 155), что увеличивает число полостей, где размещается двойное количество атомов Na и молекулы H_2O. Межатомные расстояния в натрокатаплеите: $Na—O_6 = 2{,}51$; $Zr—O_6 = 2{,}14$; $Si—O_4 = 1{,}62$ (Бруновский, 1936).

Хим. После обнаружения существенно Ca-катаплеита (Портнов, 1964) изоморфный ряд $Na \rightarrow Ca$ завершился, что позволяет выделить два подвида *натрокатаплеит* и *кальциокатаплеит*. Изоморфные примеси остальных элементов несущественны. Однако замещение видообразующих элементов идет по схеме $2Na \rightarrow Ca$.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый; сп. по $(10\bar{1}0)$ совершенная.

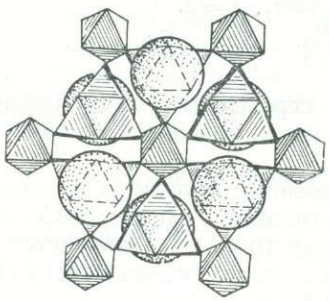


Рис. 155. Структура катаплеита в проекции на плоскость (0001);
каркас состоит из Si-тетраэдров (связаны в тройные кольца) и Zr-октаэдров.

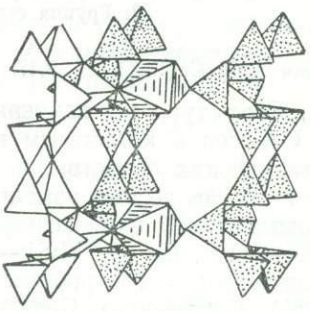


Рис. 156. Структура эльпидита;
каркас состоит из SiO_4-лент двух ориентаций, связанных Zr-октаэдрами.

3. Группа эльпидита. Ромб. $D_{2h}^5 — Pbmm$ (?), $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эльпидит	$Na_2[Zr(Si_6O_{15})] \cdot 3H_2O$	7,4	14,4	7,05	2,62	5,5

Стр. Структура представляет собой каркасную постройку из кремнекислородных $[Si_{4+2}O_{15}]_\infty$ лент (эпидидимитового типа) и Zr-октаэдров (рис. 156). В полостях каркаса располагаются атомы Na в координации 7 и 6 и молекулы H_2O. Межатомные расстояния: $Na—O_6(H_2O) = 2{,}81$; $Na—O_4(H_2O)_2 = 2{,}40$; $Zr—O_6 = 2{,}03$; $Si—O_4 = 1{,}58$ (Неронова, Белов, 1964).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, реже игольчатый; сп. по (100) и (010) совершенная.

Подкласс 2. Кольцевые

Отдел А. С кольцами типа $[Si_3O_9]$

1. Группа эвдиалита. Триг. → мон.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Эвдиалит	$Na_4Ca_2Zr[Si_3O_9]_2$	$D_{3d}^5 — R\bar{3}m$	14,34	—	30,21	—	12	2,8	5,5—6
Барсановит	$Na_6Ca_3Fe_2Zr_2[Si_3O_9]_4$	$C_{2h}^3 — C2/m$(?)	21,6	14,2	13,0	118°	4	3,0	5—5,5

Стр. Структуры минералов не изучены, и отнесение их к кольцевым с радикалом Si_3O_9 пока не доказано (Strunz, 1957).

Хим. Состав сильно варьирует. В эвдиалите атомы Na замещаются K (до 7%); атомы Ca—Mn (до 11%), Fe (до 8%), TR (до 8%) и Sr (до 1,7%); атомы Zr—Ti (до 4,5%), Nb (до 3,8%), Fe^{3+} (до 3%) и Al (до 2,9%). В барсановита Ca замещается TR (до 3,2%) и Sr (до 2,5%); Fe^{2+}—Mn (до 3,7%) и Fe^{3+} (до 1,4%); Zr—Nb (до 2,7%) и Ti (до 0,3%). Частично гетеровалентные замещения ЭП атомов сопровождаются компенсацией валентностей и атомы O постоянно замещаются OH и Cl (не более 1/18 части). Количество H_2O достигает 4% (частично H_3O).

Разновидности: Mn-эвдиалит, Fe-эвдиалит, TR-эвдиалит, K-эвдиалит, Nb-эвдиалит, TR-барсановит, Sr-барсановит, Nb-барсановит.

Физ. Облик индивидов эвдиалита изменчив (от столбчатого до таблитчатого); для барсановита не установлен. Сп. отсутствует.

2. Группа стенструпина. Триг., $Z = 3$.

		a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Стенструпин	$NaMnCe[Si_3O_9]$	9,47	15,39	3,3	5,5	Нет

Стр. Структура не изучена; обычно период по оси *c* утроен и равен 45. Отнесен к кольцевым на основании химического состава, сингонии и физических свойств.

Хим. Состав весьма изменчив на основании сложного изовалентного и гетеровалентного изоморфизма. Осуществляются схемы: $NaCe \rightarrow 2$ (Mn, Ca); $NaP \rightarrow$ (Mn, Ca) Si; $ThSi \rightarrow CeP$. Кроме того, Ce замещается La, Pr и Nd. Максимальное содержание изоморфных примесей достигает: P (10,7%), Th (12,1%), Fe^{3+} (5,2%), Ca (4,7%), Nb (4,4%).

Разновидности: Th-стенструпин, PO_4-стенструпин, Nb-стенструпин.

3. Группа параволластонита. Трик. C_i^1—$P\bar{1}$ или C_1^1—$P1$.

		a	b	c	α	β	γ	Z	Пл.	Тв.
Маргаросанит	$Ca_2Pb[Si_3O_9]$	6,75	6,77	9,64	88°30′	110°35′	102°00′	2	4,3	3—3,5
Уолстромит	$BaCa_2[Si_3O_9]$	6,69	6,74	9,61	88°38′	110°32′	102°14′	2	3,6	3,5—4
Параволластонит	$Ca_3[Si_3O_9]$	6,82	6,82	9,83·2	90°24′	90°24′	119°18′	12	2,91	(4—4,5)

Стр. Структура минералов представлена сплошными бруситоподобными слоями из Ca (Pb, Ba)-октаэдров, чередующимися вдоль оси *c* с кольцами $[Si_3O_9]$, которые располагаются над одной третью тетраэдрических пустот этих слоев (рис. 157). Параволластонит устойчив при температуре выше 1126° C (при нормальном *P*).

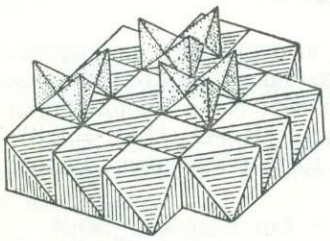


Рис. 157. Структура параволластонита с тройными кольцами из Si-тетраэдров.

Хим. Изменения состава изучены недостаточно. В маргаросаните Ca замещается Mn (до 2,2%), а Pb—Ba (до 1%).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по (001), у уолстромита по (101) и (001), совершенная.

Отдел Б. С кольцами типа $[Si_4O_{12}]$

1. Группа аксинита. Трик. C_i^1—$P\bar{1}$, $Z = 2$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Аксинит	$Ca_2(Mn, Fe)AlAl[Si_4O_{12}][BO_3]OH$	7,15	9,16	8,96	3,25—3,33	6,75—7,25
		α=88°04′	β=81°36′		$\gamma = 77°42'$	
Тинценит	$(Ca; Mn)_2MnAlAl[Si_4O_{12}][BO_3]OH$	Параметры ячейки и углы близки к таковым аксинита			3,28	(7)

Стр. В структуре аксинита, которая интерпретируется довольно туманно (Ito, Takeuchi, 1952), установлены кремнекислородные кольца Si_4O_{12} и треугольники BO_3. Кольца располагаются в структуре почти параллельно (010) и соединяются по четыре сдвоенными октаэдрами Al_2O_{10} и $Fe_2O_8(OH)_2$, а также атомами Al в тетраэдрической координации. Атомы Ca располагаются между кольцами в координации 7. Средние межатомные расстояния: $Ca—O_7 = 2{,}74$; $Fe—O_4(OH)_2 = 2{,}2$; $Al—O_6 = 2{,}21$; $Al—O_3OH = 2{,}08$; $B—O_3 = 1{,}36$; $Si—O_4 = 1{,}66$.

Хим. Состав изменяется по линии совершенного изоморфизма между Mn и Fe, в связи с чем выделяются два подвида — *манганоаксинит* и *ферроаксинит*. Остальные изоморфные примеси в аксините несущественны. Изоморфизм между Mn и Ca ограниченный, что не позволяет пока наметить аналогичного совершенно изоморфного вида, как это недавно предложено (Сердюченко, Павлов, 1962). В тинците отношение Ca : Mn = 1,3 : 1,75, что близко к стехиометрическому $(Ca; Mn)_2Mn$. Характерно, что для тинцента и близких к нему по составу минералов замещение Mn — Fe проявляется в очень ограниченных масштабах.

Физ. Облик индивидов таблитчатый (клиновидный); сп. по (100) средняя, по (001), (110) и (011) несовершенная.

2. Группа кайнозита. Ромб. D_{2h}^{16}—$Pmnb$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Кайнозит $Ca_2Y_2[Si_4O_{12}][CO_3] \cdot H_2O$	12,93	14,30	6,73	3,6	5,5—6,5

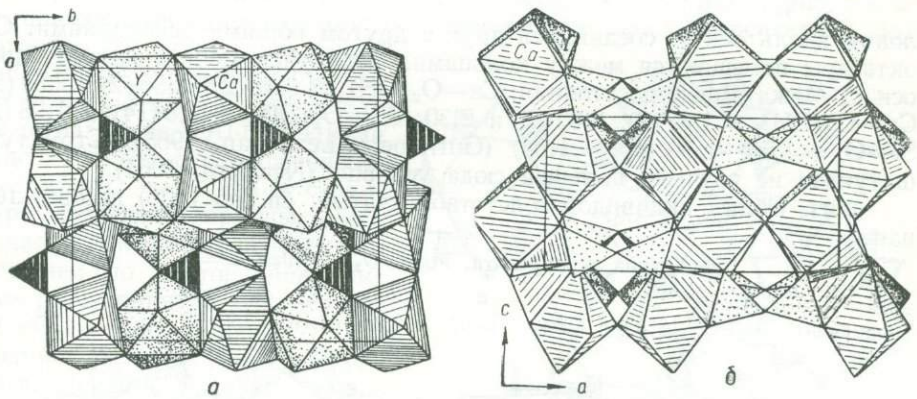


Рис. 158. Структура кайнозита:

а — проекция на плоскость (001), кольца Si_4O_{12} не показаны; *б* — проекция на плоскость (010), из которой виден способ сцепления восьмивершинников иттрия и кальция с четверными кремнекислородными кольцами.

Стр. Основу структуры кайнозита составляют изолированные четверные кольца $[Si_4O_{12}]$, которые скрепляются вместе атомами Ca и Y, находящимися внутри кислородных восьмивершинников (рис. 158,*а*). Эти полиэдры сильно искажены; они связаны между собой ребрами в слои, простирающиеся перпендикулярно оси *c*, но параллельно четверным кольцам (рис. 158, *б*). В плоскости слоев расположены радикалы CO_3. Межатомные расстояния близки к стандартным: $Ca—O_8 = 2{,}24—2{,}96$ (ср. 2,53); $Y—O_8 = 2{,}24—2{,}52$ (ср. 2,39); $Si—O_4 = 1{,}50—1{,}67$ (ср. 1,60); $C—O_3 = 1{,}22—1{,}27$ (Руманова, Володина, Белов, 1966).

Хим. Состав мало изменяется; Ca замещается Na (до 4%) и Mg (до 1,5%), а Y—Ce (до 3,2%).

3. Группа папагоита. Мон. → ромб., $Z = 2 \rightarrow 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Папагоит $Ca_2Cu_2Al_2[Si_4O_{12}](OH)_6$	C^3_{2h}—$C2/m$	12,94	11,52	4,68	100°30′	3,3	5,5—6
Шатукит $Cu_9(H_2O)_4[Si_4O_{12}]_2(OH)_2$	D^{15}_{2h}—$Pcab$	9,88	19,82	5,40	—	3,8	5,5—6

Стр. Изучена структура папагоита (рис. 159, *а*), в основе которой лежат изолированные четверные кольца $[Si_4O_{12}]$, плоскости которых составляют с осью *c* угол около 80° (рис. 159, *б*). Эти кольца в плоскости (001) связываются вместе Al-октаэдрами, имеющими общие ребра с тетраэдрами и тетрагональными Cu-пирамидами. Al-октаэдры образуют ко-

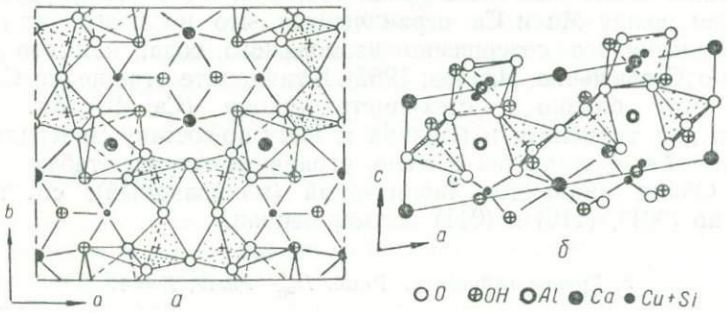


Рис. 159. Структура папагоита:

а — проекция на плоскость (001), показывающая связь Al- и Cu-полиэдров с четверными кольцами; *б* — проекция на плоскость (010).

лонки вдоль оси *c*, соединяясь друг с другом общими основаниями. Ca-октаэдры помещаются между кольцами, чередуясь с последними вдоль оси *c*. Межатомные расстояния: Ca—$O_2(OH)_4$ = 2,43 (2); 2,36 (2) и 2,55 (2); Cu—$O_2(OH)_3$ = 1,87 (2); 2,02 (2) и 2,30; Al—$O_4(OH)_2$ = 1,84 (4) и 1,98 (2); Si—O_4 = 1,56—1,70 (ср. = 1,64) (Guillebert, Le Bihan, 1965). Структура шатукита не изучена; помещен сюда условно (Newberg, 1964).

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый; сп. по (100) несовершенная.

4. Группа тарамеллита. Ромб. D^{13}_{2h}—$Pmmn$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Тарамеллит $Ba_2Fe^{3+}_2[Si_4O_{12}](OH)_2$	13,95	12,21	7,15	3,9	6

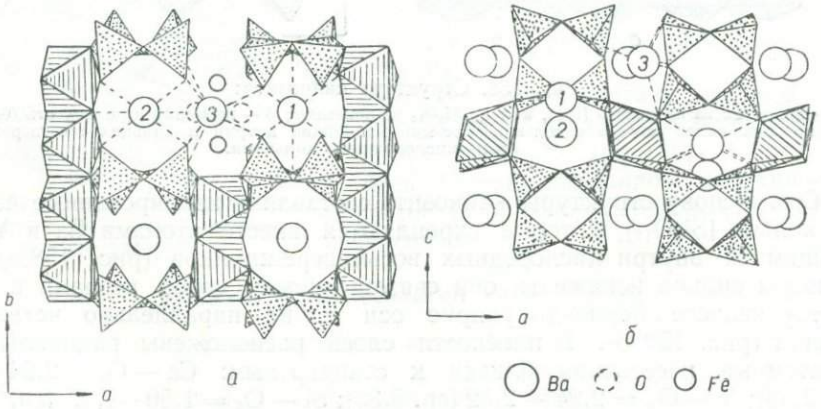


Рис. 160. Структура тарамеллита:

а — проекция на плоскость (001), видны колонки Fe-октаэдров, способ их сцепления с четверными кольцами Si_4O_{12} и координация различных атомов Ba; *б* — проекция на плоскость (010), параллельно которой ориентированы кремнекислородные кольца.

Стр. Структура представлена колонками связанных ребрами Fe-октаэдров, вытянутых вдоль оси b (рис. 160, *а*), которые скрепляются вместе кольцами Si_4O_{12}, ориентированными почти параллельно плоскости (010) (рис. 160, *б*). В плоскостях между ними в трех различных позициях размещаются атомы Ba в шестерной, но не одинаковой координации. Ba_1 имеет плоское окружение атомами O в виде слегка искаженного шестиугольника, лежащего в плоскости (001), Ba_2 окружен атомами O, расположенными в виде тригональной призмы, а Ba_3 — в виде искаженного семивершинника (рис. 160, *а*). Средние межатомные расстояния: $Ba_1—O_6 = 2{,}85$; $Ba_2—O_6 = 2{,}74$; $Ba_3—O_7 = 2{,}88$; $Fe—O_6 = 2{,}02$; $Si—O_4 = 1{,}64$ и 1,66 (Mazzi, Rossi, 1965).

Хим. Состав изучен недостаточно; атомы Fe^{3+} в значительной степени (до 5—10%) замещаются $Ti + Fe^{2+}(Mg)$.

Физ. Облик столбчатый, часто образует волокнистые агрегаты вдоль оси b. Сп. по (100) совершенная, по (001) — отдельность.

Отдел В. С кольцами типа $[Si_6O_{18}]$

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа берилла. Гекс. D^2_{6h}—$P6/mcc$, $Z = 4$.

	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Берилл $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$	9,19	9,19	2,66	7,5—8	(0001) нс.

Стр. Основу структуры составляют шестерные кольца Si_6O_{18} (рис. 161, *а*), расположенные одно над другим и повернутые одно относительно другого на 25° вокруг шестерной оси. Кольца скрепляются вместе по горизонтали и вертикали Be-тетраэдрами и Al-октаэдрами (рис. 161, *б*), расположенными вне колец, так что в структуре создаются крупные вертикальные каналы с переменным сечением по высоте. Межатомные расстояния: $Be—O_4 = 1{,}64$; $Al—O_6 = 1{,}95$; $Si—O_4 = 1{,}60$ (Белов, Матвеева, 1951). Параметры ячейки в связи с изоморфными примесями изменяются ($a = 9{,}19 — 9{,}50$, $c = 9{,}10—9{,}36$).

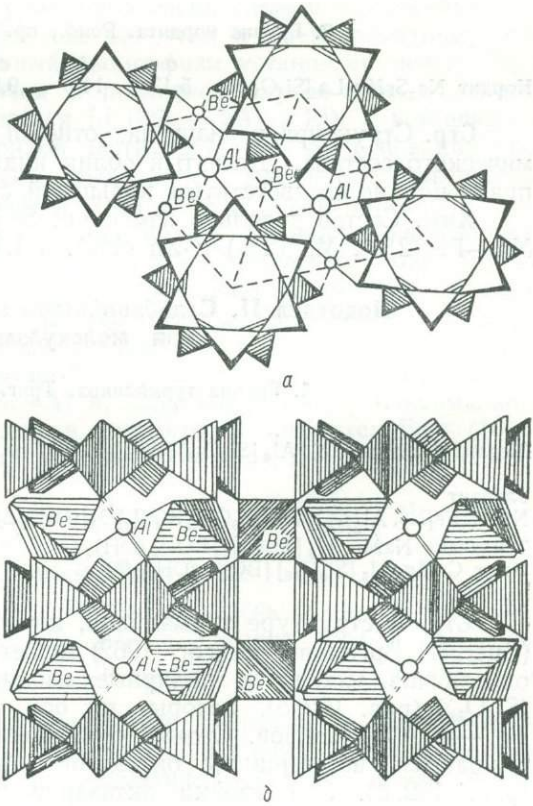


Рис. 161. Структура берилла:
а — проекция на базис, *б* — вид вдоль оси c.

Хим. Химический состав берилла изменяется довольно существенно по линии как изовалентного, так и гетеровалентного изоморфизма. В последнем случае (замещение Al—Mg, Fe^{2+} или Be — Li) компенсация зарядов осуществляется вхождением щелочных и щелочноземельных

атомов в каналы, где часто помещаются также молекулы H_2O. Максимальные содержания важнейших примесей: Sc (10%), Cr (2%), Fe^{3+} (2,8%), Fe^{2+} (2,2%), Mg (3,4%), Ca (4%), Li (2%), Na (4,2%), K (2,3%), Rb (1,4%), Cs (6,7%).

Разновидности: Sc-берилл, Cs-берилл, Na-берилл, Cr-берилл и др.

2. Группа кордиерита. Ромб. → гекс., $Z = 4; 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Кордиерит $(Mg, Fe)_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$	D_{2h}^{20}—*Cccm*	17,13	9,80	9,35	2,52—2,75	7—7,25
Индиалит $Mg_2Al_3[AlSi_5O_{18}]$	D_{6h}^{2}—*P6/mcc*	9,78	—	9,37	(2,48)	7—7,25

Стр. Структура минералов аналогична структуре берилла, однако позиции атомов Be и Al занимают здесь Al и Mg, что требует компенсации зарядов, осуществляемой заменой Si—Al в кольце. Индиалит (гексакордиерит) изоструктурен с бериллом, устойчив только при температуре выше 830° С и обладает полностью неупорядоченным распределением атомов Al и Si в кольцах. В кордиерите наблюдается упорядоченное распределение атомов и более низкая симметрия. Межатомные расстояния в магнезиокордиерите: $Mg—O_6 = 2{,}06$; $Al_I—O_4 = 1{,}75$; $Al_{II}—O_4 = 1{,}81$; $Si—O_4 = 1{,}65$ (Byström, 1942).

Хим. В кордиерите установлен совершенный изоморфизм Mg и Fe, что позволяет выделить два подвида — *магнезиокордиерит* и *феррокордиерит* (правда, частота встречаемости последних значительно меньше). Среди изоморфных примесей отмечаются также Fe^{3+} (до 3%), Mn^{2+} (до 2%), Na (до 2%) и, кроме того, всегда обнаруживается H_2O, входящая, как и в берилле, в крупные каналы (до 3%).

3. Группа нордита. Ромб., пр. гр. не уст., $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.	Сп.
Нордит $Na_3SrMn_2La][Si_6O_{18}]$	5,17	14,5	9,9	3,5	5,5	(100) ср.

Стр. Структура не изучена; отнесен к кольцевым на основании химического состава. Досчатый облик индивидов и спайность в одном направлении не соответствуют кольцевой структуре.

Хим. Состав довольно изменчив; Sr и Na замещаются Ca (до 4,5%), Mn—Fe (2%), Mg (2%) и Zn (4%), а La—Ce, Pr и Nd (Семенов, 1963).

Подотдел II. С добавочными анионами, радикалами или молекулами H_2O

1. Группа турмалинов. Триг. C_{3v}^5—*R3m*, $Z = 3$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Шерлит $Na(Mg, Fe)_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_4$	15,94—16,03	7,22—7,15	3,0—3,2	7,5—7
Эльбаит $NaLi_x(Fe_{1-x}, Al_{2/3x})_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3[O_x,(OH)_{4-x}]$	16,03—15,84	7,15—7,09	3,2—3,0	7—7,5
Тсилаизит $NaMn_3Al_6[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_4$ (?)	—	—	(3,2)	(7)
Увит $CaMg_4Al_5[Si_6O_{18}][BO_3]_3(OH)_4$ (?)	—	—	(3,1)	(7,5)

Стр. В структуре турмалинов, которая после специальной проверки (Buerger, Burnham, Peacor, 1962) может, наконец, трактоваться вполне однозначно, находятся полярные изолированные шестичленные кольца $[Si_6O_{18}]$ (рис. 162, *б*), которые по оси *c* сочетаются со слоями из (Mg, Fe) — и Al-октаэдров. Своими свободными вершинами тетраэдров кольца опираются на вершины октаэдров $(Mg, Fe)O_6$, собранные в тройки (рис. 162, *а*). Эти тройки октаэдров внешними ребрами соединяются

с Al-октаэдрами (по два на каждый Mg-октаэдр), между которыми на месте пустых октаэдров (на уровне верхней грани) размещаются атомы B в тройной координации. По вертикали Al-октаэдры соединяются ребрами в винтовые цепочки, и эта связь наиболее прочна в структуре (между октаэдрическими «слоями»). Атомы Na (Ca) находятся в координации $6+3$ и размещаются между кольцами Si_6O_{18}, причем Na-октаэдр касается тремя нижними вершинами поделенных атомов O кольца (три других O более удалены), а тремя верхними ребрами соединяется с внутренними ребрами тройки (Mg, Fe)-октаэдров (рис. 162, *в*). Средние межатомные расстояния: $Na—O_6O_3 = 2{,}62$; $Mg—O_5OH = 2{,}06$; $Al—O_5OH = 1{,}93$; $B—O_3 = 1{,}37$; $Si—O_4 = 1{,}62$.

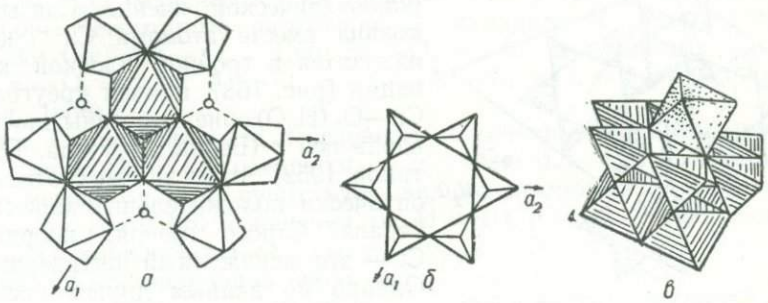


Рис. 162. Структурный тип турмалина:

а — этаж из Mg- (заштрихованные) и Al-октаэдров; *б* — шестерное кремнекислородное кольцо из следующего этажа, *в* — соединение элементов двух этажей и Na-октаэдра.

Хим. Химический состав турмалинов очень сложен и изменчив благодаря широко проявляющемуся как изо-, так и гетеровалентному изоморфизму элементов. Совершенный изоморфизм установлен между Mg и Fe^{2+} и между Fe^{2+} и Al, причем в последнем случае одна вакантная октаэдрическая позиция занимается Li ($3Fe \rightarrow 2Al + Li$), а компенсация зарядов осуществляется в анионной части ($OH \rightarrow O$). На основании этих типов совершенного изоморфизма выделяются два новых совершенно изоморфных вида **шерлит** и **эльбаит** (названия в новом значении), каждый из которых делится соответственно на два подвида — *магнезиошерлит* и *феррошерлит*, *ферроэльбаит* и *алюмоэльбаит* (см. рис. 50). Из формулы эльбаита следует, что пропорционально количеству замещенного Fe его место занимает Li (коэффициент x изменяется от 0 до 1). Как показал М. М. Сливко (1962), в турмалинах осуществляются и многие другие важные линии изоморфизма, например: $Fe \rightarrow Mn$, $Na \rightarrow Ca$, $Mg \rightarrow Ca$, а также несомненно $Si \rightarrow Al$ и, возможно, $B \rightarrow Al$. Максимальные содержания важнейших примесей в шерлите и эльбаите: Fe^{3+} (10%), Ca (3%), Mn (4%), Ti^{4+} (4%), Cr^{3+} (11%), V^{3+} (5,8%), Zn (2,9%), K (1,5%), Pb (1,2%), F (2%).

Разновидности: Fe^{3+}-шерлит, Cr-шерлит, V-шерлит, Mn-эльбаит, Zn-шерлит и др.

2. Группа комбита. Триг. → гекс.

	Пр. гр.	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв
Комбит $Na_4Ca_3[Si_6O_{16}(OH)_2]$	C_{3v}^5—$R3m$ (?)	10,43	13,14	3	2,84	(5)
Верпланкит $Ba_6Mn_3[Si_6O_{18}](OH)_6 \cdot 9H_2O$	D_{6h}^1—$P6/mmm$ (?)	16,35	7,17	2	3,5	3—3,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к кольцевым на основании химического состава, морфологии и свойств. Облик комбита столбчатый, габитус гексагонально-призматический, сп. не замечена. Изо-

морфные примеси — K, Mg, Mn, Fe^{2+}; OH на 2/5 замещен F (Sahama, Hytönen, 1957). Облик верпланкита столбчатый, сп. по $(11\bar{2}0)$ средняя, по (0001) наблюдается отдельность (Alfors, Stinson, Matthews, Pabst, 1965).

3. Группа диоптаза. Триг. C_{3i}^2—$R\bar{3}$, $Z = 3$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Диоптаз $Cu_6(H_2O)_6[Si_6O_{18}]$	14,66	7,74	3,5	5,5	$(10\bar{1}1)$ сов.

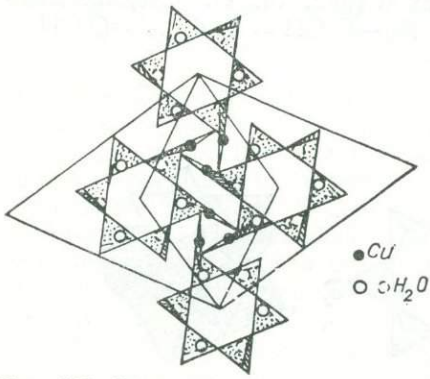


Рис. 163. Структура диоптаза в проекции на базис.

Стр. Структура представлена кольцами $[Si_6O_{18}]$, ориентированными параллельно (001), центры которых отвечают ромбоэдрической ячейке. Связываются кольца вместе атомами Cu^{2+}, которые находятся в тройной плоской координации (рис. 163), причем треугольники $Cu—O_2(H_2O)$ ориентированы плоскостью вдоль оси *c* (Белов, Бутузов, Головастиков, 1952). Этому вполне соответствует оптически положительный характер минерала. Строго говоря, координация Cu — это искаженный пятивершинник. Однако по данным других исследователей (Heide a. o., 1955) КЧ Cu равно 4 + 2. Межатомные расстояния: Cu—O_4H_2O = 1,97; 2,07; 2,29; 2,38; 2,09; Si—O_4 = 1,58; 1,53; 1,63; 1,78 (Белов и др., 1952).

Отдел Г. С кольцами типа $[Si_{12}O_{30}]$

1. Группа осумилита. Гекс. D_h^{62}—$P6/mcc$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Осумилит $NaMg_2Fe_2^{2+}Al_2[Al_3Si_9O_{30}]\cdot H_2O$	10,17	14,34	2,64	(6,5)

Стр. В основе структуры осумилита находятся двойные гексагональные кольца $[Al_3Si_9O_{30}]$, в которых 1/4 атомов Si замещена атомами Al; кольца связаны атомами Mg, Fe и Al, которые расположены между ними по бокам (рис. 164). Атомы Na (Ca) находятся между кольцами по осевой линии, а внутри колец помещаются молекулы H_2O (Miyashiro, 1956).

Хим. Состав осумилита изменчив. Атомы Na замещаются K (до 1,5%) и Ca (до 5%), Mg и Fe^{2+} замещаются Fe^{3+} (до 4%) и Mn^{2+} (до 1%).

Физ. Индивиды короткостолбчатые до таблитчатых; сп. нет.

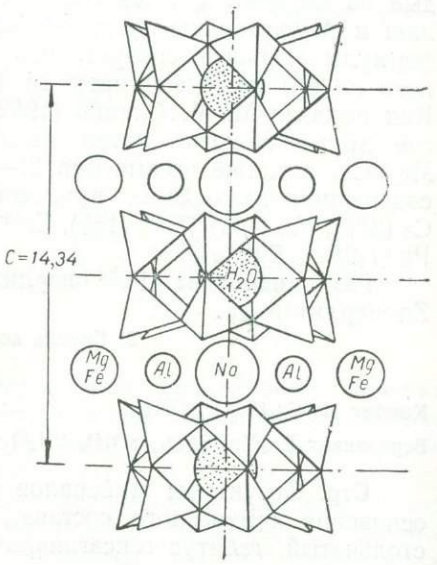


Рис. 164. Структура осумилита (вид сбоку).

2. Группа миларита. Гекс. D_{6h}^2—$P6/mcc$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Миларит $KCa_2Be_2Al[Si_{12}O_{30}]\cdot nH_2O$	10,45	13,88	2,57	6—6,5	Нет
Арменит $BaCa_2Al_3[Al_3Si_9O_{30}]\cdot 2H_2O$	10,69	13,90	2,76	6,5	(010) сов. (110) ср.

Стр. Гомеоструктурны с осумилитом. Сдвоенные шестерные кольца $[Si_{12}O_{30}]$ соединяются в структуре миларита атомами Ca, Be и Al, а в структуре псевдогексагонального армента — Ca и Al, которые находятся вне колец в шестерной и соответственно в четверной координации. Атомы K(Ba) в координации 12 располагаются между кольцами на линии центра. Молекулы H_2O размещаются на тройных осях у граней уплощенных Ca-октаэдров. Межатомные расстояния: в миларите $K - O_{12} = 2{,}98$; $Ca - O_6 = 2{,}35$; $(Be, Al) - O_4 = 1{,}66$; $Si - O_4 = 1{,}61$; в армените $Ba - O_{12} = 3{,}03$; $Ca - O_6 = 2{,}43$; $Al - O_4 = 1{,}73$; $(Al, Si) - O_4 = 1{,}65$ (Бакакин, Соловьева, 1966).

Хим. Состав миларита в основном постоянен; Ca замещается Na (до 1%). Содержание H_2O колеблется; n достигает 0,8—1 (в армените $n = 2$). Однако между Be и Al существует, видимо, изоморфное замещение, которое может достигать отношения Be:Al = 1:1 (Соседко, Телешева, 1962), что должно сопровождаться замещением Ca — Na или Si — Al.

Физ. Облик индивидов обоих минералов короткостолбчатый.

Подкласс 3. Островные

Отдел А. С изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$ (ортосиликаты)

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа циркона. Тетр. → мон., $Z = 4$; 2.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Циркон $Zr[SiO_4]$	$D_{4h}^{19} - I4_1/amd$	6,62	—	6,02	4,7	7—7,5
Кофинит $U[SiO_4]_{1-x}(OH)_{4x}$	$D_{4h}^{19} - I4_1/amd$	6,94	—	6,31	5,1	(6—6,5)
Торит $Th[SiO_4]$	$D_{4h}^{19} - I4_1/amd$	7,12	—	6,29	6,7	(6—6,5)
Клиноторит $Th[SiO_4]$ (хаттонит)	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	6,80	6,96	6,54 $\beta = 104°\,55'$	7,2	(6,5)
Цеторфоссилит $CeTh[SiO_4][PO_4]$ (церфосфорхаттонит)	Не уст.	(6,75)	(6,94)	(6,45) $\beta = (104°)$	5,1	(5,5—6)

Стр. Первые три минеральных вида изоструктурны с ксенотимом. Изучена структура циркона (Vegard, 1926). Атомы Zr находятся в координации 8, окруженные атомами кислорода, принадлежащими шести разным тетраэдрам SiO_4 (рис. 165, *а*). Четыре расстояния Zr—O более коротки, чем остальные; в результате восьмивершинник имеет правильную (рис. 165, *б*) форму (комбинация тетрагональных скаленоэдра и тетраэдра). Межатомные расстояния: в цирконе $Zr - O_8 = 2{,}15\,(4)$ и $2{,}29\,(4)$; $Si - O_4 = 1{,}61$ (Krstanović, 1958); в кофините $U - O_8 = 2{,}32\,(4)$ и $2{,}52\,(4)$, $Si - O_4 = 1{,}58$; в торите $Th - O_8 = 2{,}46\,(4)$ и $2{,}50\,(4)$, $Si - O_4 = 1{,}55$ (Fuchs, Gebert, 1958). Клиноторит и цеторфоссилит изоструктурны с монацитом.

Хим. Состав минералов меняется довольно существенно, но фактические пределы весьма трудно установить, так как в большинстве эти минералы метамиктно разрушены и превращены в механическую смесь окислов, в различной степени гидратированную. Для торита и особенно кофинита постоянный состав (и кристаллическое состояние) представляет редкое явление, что отражено в формуле последнего. Вероятно, существует совершенный изоморфизм между U и Th. Приблизительные пределы содержания важнейших примесей: в *цирконе* — Hf (до 24%), Y (до 18%), P (до

7,6%), Th (до 3,5%), Ca (до 3%), Fe^{3+} (до 3%), Nb (до 2,7%), U (до 2%); в *кофините* — Al (до 10%), Fe^{3+} (до 4,5%), As (до 4,5%), V (до 18%?), P (до 2,7%); в *торите* — U (до 36%), Ce (до 29%), Fe^{3+} (до 13%), P (до 8%), Ca (до 7%), Zr (до 5%); в *клиноторите* — Ce (до 2,6%), Fe^{3+} (до 1,2%). Изоморфизм типа $R^{+4} \rightarrow R^{3+}$ обычно сопровождается замещением $O \rightarrow OH$ (малаконизация).

Разновидности и разности: Hf-циркон, Y-циркон, PO_4-циркон, Th-циркон и др., U-торит, Ce-торит, Fe^{3+}-торит, PO_4-торит, Ca-торит и др.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, изометрический; сп. по (110) несовершенная, у клиноторита сп. по (001) и (100) (?) средняя.

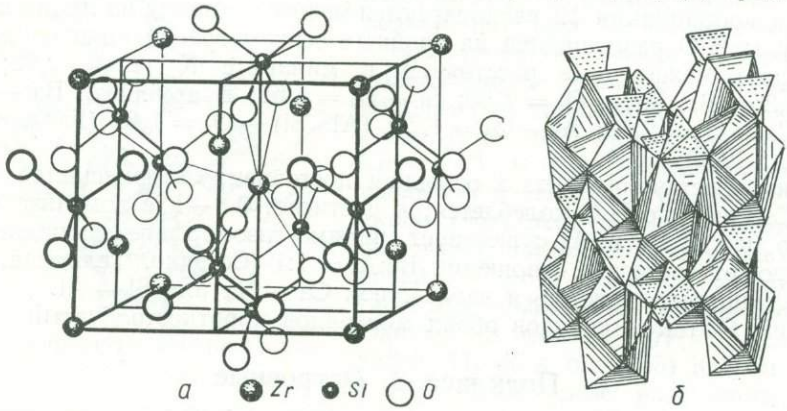


Рис. 165. Структура циркона в шариковом (*а*) и полиэдрическом (*б*) изображении.

2. Группа гранатов. Куб. $O_h^{10} - Ia3d$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.
Кальдерит $Mn_3Fe_2[SiO_4]_3$	11,82	(4,5)	(7)
Манферальсилит $(Mn, Fe)_3Al_2[SiO_4]_3$	11,62—11,52	4,2—4,3	7,25
Магферальсилит $(Mg, Fe)_3Al_2[SiO_4]_3$	11,46—11,52	3,5—4,3	7,75—7,25
Калькманальсилит $(Ca, Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$	11,85—11,62	3,5—4,2	7,25
Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	11,97	3,8	7,25
Голдманит $Ca_3V_2[SiO_4]_3$	12,07	3,8	(7)
Гроссуляр $Ca_3(Al, Fe)_2[SiO_4]_3$	11,85—12,05	3,5—3,8	7,25—7
Кимцеит $Ca_3Zr_2[(Al_2Si)O_{12}]$	12,46	4,0	~7,25
Плазолит $Ca_3Al_2[SiO_4]_2(OH)_4$	12,16	3,1	6,5
Ферплазолит $Ca_3Fe_2[SiO_4]_{2,25}(OH)_3$ (гидроуграндит)	12,06	3,5	5,5—6

Стр. Структура гранатов представлена тетраэдрами SiO_4 и октаэдрами $R^{3+}O_6$, связанными общими вершинами в каркас, в промежутках которого размещаются атомы R^{2+} в координации 8. Общий вид структуры и координация атомов показаны на рис. 166. К каркасным не относятся, так как прочности связи Al—O и Si—O существенно отличны. Атомы Zr и Ti в гранатах занимают места атомов Al (Fe), т. е. располагаются в октаэдрических позициях. Атомы же Al и Fe (как более легко принимающие четверную координацию) становятся на места атомов Si. Межатомные расстояния: в алюмогроссуляре $Ca—O_8 = 2,33(4)$ и $2,49(4)$, $Al—O_6 = 1,95$ и $Si—O_4 = 1,64$ (Abrahams, Geller, 1958); в магнезиомагферальсилите $Mg—O_8 = 2,20(4)$, $2,35(4)$; $Al—O_6 = 1,89$; $Si—O_4 = 1,62$ (Zemann, Zemann, 1961) (для искусственного); (см. также G. V. Gibbs, J. V. Smith, 1965).

Хим. В составе гранатов обнаруживается совершенный изоморфизм между Mg и Fe и Fe и Mn (рис. 49), что заставляет отказаться от трех

старых видов (альмандин, пироп, спессартин) и заменить их двумя новыми — *манферальсилит* и *магферальсилит*, в каждом из которых появится по два подвида — *манганоманферальсилит* и *ферроманферальсилит*, *магнезиомагферальсилит* и *ферромагферальсилит*. Кроме того, совершенный изоморфизм устанавливается между Al и Fe^{3+} в гроссуляре, в котором также выделяются два подвида — *алюмогроссуляр* и *ферригроссуляр*. Наконец, четвертый, совершенно изоморфный, вид выделяется по линии Ca—Mn (с Al); это *калькманальсилит* с двумя подвидами — *кальциокалькманальсилит* и *манганокалькманальсилит*. Наиболее существенные примеси в гранатах: в *магферальсилите* — Ca (до 12%) и Cr (до 5%); в *манферальсилите* — Y (до 3%); в *уваровите* — Al (до 11%); в *голдманите* — Mn (15,9%), Fe (5,4%), Al (4,9%); в *гроссуляре* — Ti

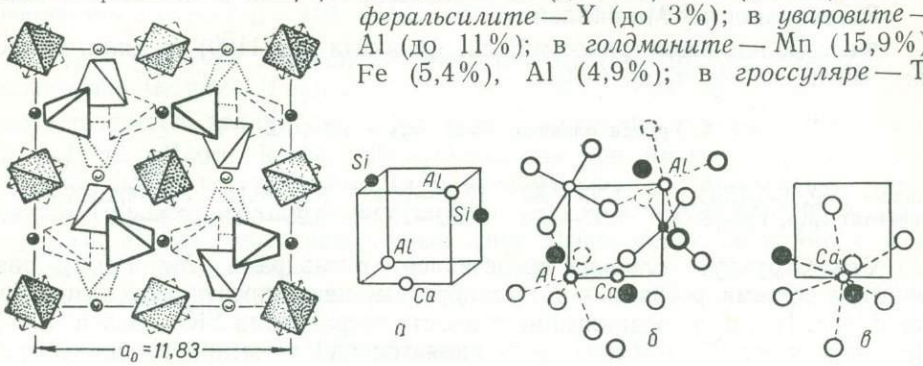


Рис. 166. Структурный тип граната:
общий вид (проекция на плоскость (100)), расположение и координация составляющих атомов (*а*, *б* и *в*).

(до 27%), Zr (до 13%), Cr (до 12%), V (до 4,6%); Sn (до 1,4%); в *кимцеите* Fe (7,8), Ti (5,6%); в *плазолите* Fe (до 3,7%), Mg (до 2,1%); в *ферплазолите* Al (8,5%), Mg (10%) (Цао Юн-Лунь, 1964).

Разновидности: Cr-магнезиомагферальсилит; Y-манганоманферальсилит, Al-уваровит; Mn^{2+}-голдманит; Ti-ферригроссуляр, Zr-алюмогроссуляр, Cr-алюмогроссуляр, Sn-ферригроссуляр; Fe^{3+}-плазолит; Al-ферплазолит, Mg-ферплазолит.

Физ. Облик изометрический; сп. нет.

3. Группа фенакита. Триг. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$, $Z = 6;18$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Фенакит $Be_2[SiO_4]$	7,70	108° 01′	12,45	8,23	3,0	7,5
Виллемит $Zn_2[SiO_4]$	8,64	107° 46′	13,96	9,34	3,9	6
Эвкриптит $LiAl[SiO_4]$	8,37	107° 52′	13,53	9,04	2.67	(6)

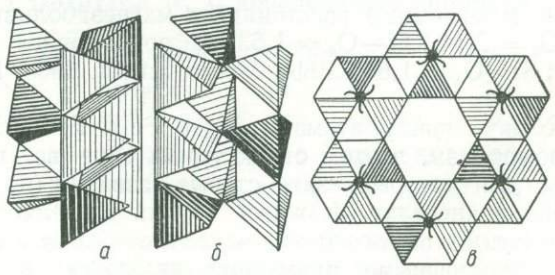


Рис. 167. Структура фенакита:
а и *б* — левая и правая тройные ленты из Be- и Si-тетраэдров (последние более темные); *в* — общий вид структуры в проекции на базис.

Стр. Структура фенакита (и его аналогов) довольно ажурная, так как тетраэдры SiO_4 связываются с тетраэдрами BeO_4. На каждом атоме O сходится (для баланса зарядов) по три вершины тетраэдра (рис. 167), и, следовательно, структура не относится к каркасным. В ней можно выделить строенные цепочки, вписанные в призму (рис. 167, *а* и *б*), вытянутые по оси *c*, которые плотно укладываются по шесть вокруг пустой центральной призмы-канала (рис. 167, *в*). Расстояния $Be—O_4 = 1{,}65$, $Zn—O_4 = 1{,}92$ (Bragg, Zachariasen, 1930).

Хим. Состав фенакита и эвкриптита постоянен. В виллемите Zn замещается Mn (до 6,8%).

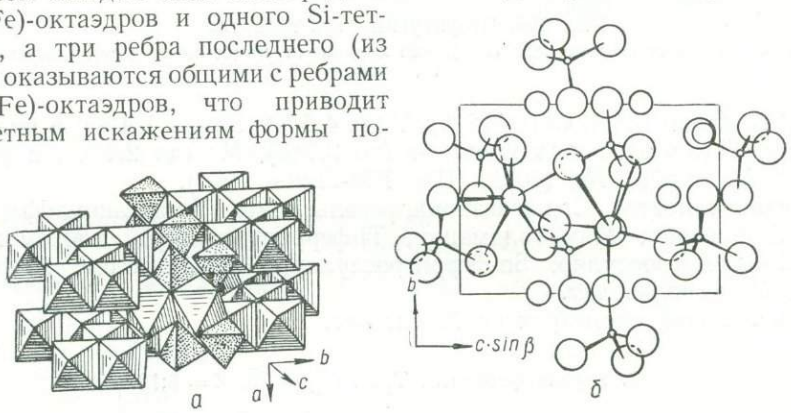
Разновидности: Mn-виллемит.

Физ. Облик изометрический; сп. фенакита по $(11\bar{2}0)$ средняя, виллемит имеет также сп. по (0001).

4. Группа оливина. Ромб. $D_{2h}^{16} — Pbnm$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Оливин $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$	4,76—4,82	10,20—10,48	5,98—6,11	3,2—4,4	7—6,5
Кнебелит $(Mn, Fe)_2[SiO_4]$	4,90—4,82	10,62—10,48	6,25—6,11	3,8—4,4	6—6,5

Стр. Структура оливина представлена октаэдрами $(Mg, Fe)O_6$, связанными общими ребрами в зигзагообразные цепи, простирающиеся вдоль оси *c* (рис. 168, *а*) и соединяющиеся вместе тетраэдрами SiO_4 (Белов, 1947). При этом каждый атом кислорода является одновременно вершиной трех (Mg, Fe)-октаэдров и одного Si-тетраэдра, а три ребра последнего (из шести) оказываются общими с ребрами (Mg, Fe)-октаэдров, что приводит к заметным искажениям формы по-



а *б*

Рис. 168. Структуры оливина и ларнита:
а — структура оливина в полиэдрическом изображении; *б* — структура ларнита в проекции на плоскость (100); показана координация двух различных атомов кальция.

лиэдров. Средние межатомные расстояния в магнезиооливине: $Mg_I—O_6 = 2{,}10$; $Mg_{II}—O_6 = 2{,}14$; $Si—O_4 = 1{,}63$ в феррооливине $Fe_I—O_6 = 2{,}16$; $Fe_{II}—O_6 = 2{,}18$; $Si—O_4 = 1{,}63$ (Gibbs, Moore, Smith, 1963; Hanke, Zemann, 1963).

Хим. Поскольку между атомами Mg и Fe и Fe и Mn установлен совершенный изоморфизм, в этом структурном типе все прежние «виды» сводятся к двум, для которых взяты старые названия (но с новым содержанием) — **оливин** и **кнебелит.** Каждый из них разделяется на два подвида — *магнезиооливин* и *феррооливин*, *манганокнебелит* и *феррокнебелит*. Существенными изоморфными примесями являются: в *оливине* — Fe^{3+} (до 12%), Mn (до 5,7%), Ca (до 2,2%), Al (до 1,7%), Ti (до 1,2%), Ni (до 0,6%); в *кнебелите* — Zn (до 10%), Mg (до 6,6%), Fe^{3+} (до 4%), Ca (до 3%).

Разновидности и разности: Fe^{3+}-феррооливин, Mn-магнезооливин, Ca-феррооливин, Ti-феррооливин, Al-магнезиооливин, Ni-магнезиооливин; Mg, Zn-феррокнебелит, Mg-манганокнебелит и др.

Физ. Облик изометрический; сп. (010) и (100) несовершенная.

5. Группа монтичеллита. Ромб. $D_{2h}^{16} — Pnma$.

	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Ларсенит $PbZn[SiO_4]$	8,23	18,94	5,06	8	5,9	(5,25)
Кирштейнит $CaFe[SiO_4]$	4,86	11,13	6,42	4	(3,8)	(5,5)
Глаукохроит $CaMn[SiO_4]$	4,92	11,14	6,50	4	3,5	5,5
Монтичеллит $CaMg[SiO_4]$	4,83	11,10	6,38	4	3,1	5,5—6

Стр. Структура ларсенита отличается от трех других, очевидно, не только параметрами (Layman, 1958), но и координацией атомов Zn (что подтверждается величиной твердости). Пр. группа его $D_{2h}^{16} — Pnam$ или $C_{2v}^{9} — Pna2_1$ (Moore, Ribbe, 1965). Остальные три имеют структуру типа оливина, но с упорядоченным (в основном) распределением двух типов атомов. Параметры кирштейнита даны при наличии 5% MgO и 1,7% MnO.

Хим. Установлен ограниченный изоморфизм между Fe и Mg. В монтичеллите примесь Fe достигает 7,6%; в ларсените Pb замещается Ca.

Разновидности: Ca-ларсенит, Mg-кирштейнит, Fe-монтичеллит.

6. Группа ларнита. Мон. → ромб.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Мервинит $Ca_3Mg[SiO_4]_2$	Не опр.	10,77	13,26	9,20	91°	8	3,2	5,5
Ларнит $Ca_2[SiO_4]$	$C_{2h}^{5} — P2_1/n$	6,76	9,28	5,48	94° 33′	4	3,3	(5—5,5)
Ортоларнит $Ca_2[SiO_4]$ (бредигит)	$D_{2h}^{12} — Pmnn$	6,75	18,41	10,93	—	16	(3,3)	(5—5,5)

Стр. Структура ларнита (рис. 168, *б*), который устойчив ниже 675° C (Smith, Majumder, Ordway, 1965), отличается от структуры оливина наличием восьмерной координации половины атомов Ca и иным расположением Si-тетраэдров по отношению к колонкам Ca-октаэдров (близок по строению к арканиту). В структуре ортоларнита (устойчив от 725 до 1425° C) все атомы Ca имеют КЧ 8; для него указывается также пространственная группа $D_{2h}^{16} — Pmcn$ и параметры: $a = 6{,}79$, $b = 9{,}25$, $c = 5{,}49$ (Jamaguchi, Myiabe, Amano, Komatsu, 1957). Между параметрами трех минералов легко видеть простые кратные отношения. Межатомные расстояния в ларните: $Ca_I—O_8 = 2{,}49$; $Ca_{II}—O_6 = 2{,}37$; $Si—O_4 = 1{,}60$ (Midgley, 1952).

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа андалузита. Ромб. → трик., $Z = 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Андалузит $AlAl[SiO_4]O$	$D_{2h}^{12} — Pnnm$	7,78	7,92	5,57	3,1	7—7,5
Кианит $Al_2[SiO_4]O$	$C_i^1 — P\bar{1}$	7,10	7,74	5,57	3,5	6—7,5
		$\alpha = 90° 06′$	$\beta = 101° 02′$	$\gamma = 105° 45′$		

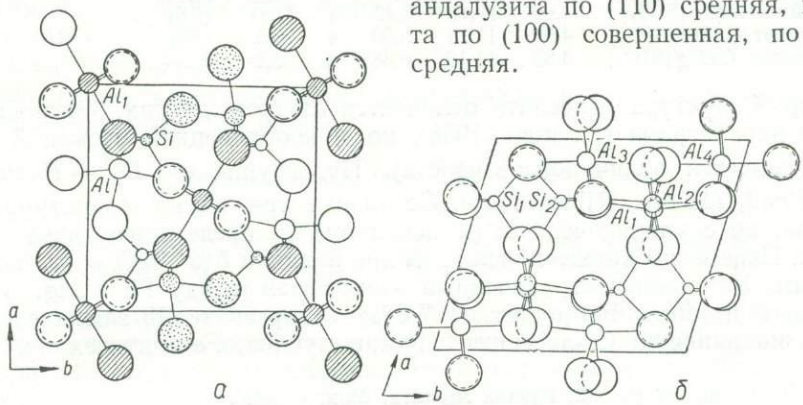
Стр. Структуры минералов имеют близкую основу в виде колонок AlO_6-октаэдров, которые, соединяясь ребрами, вытянуты вдоль оси *c* (рис. 169). В андалузите эти колонки соединяются тетраэдрами SiO_4 и пятивершинниками AlO_5 (рис. 169, *а*); в кианите — тетраэдрами SiO_4 и октаэдрами AlO_6 (рис. 169, *б*). Параметр *c* равен двойной высоте ребра

Al-октаэдра. Межатомные расстояния: в андалузите $Al—O_6 = 1{,}93$; $Al—O_5 = 1{,}84$; $Si—O_4 = 1{,}62$ (Burnham, Buerger, 1961); в кианите $Al_I—O_6 = 1{,}90$; $Al_{II}—O_6 = 1{,}92$; $Si_I—O_4 = 1{,}62$; $Si_{II}—O_4 = 1{,}63$ (Burnham, 1963).

Хим. Состав минералов довольно постоянен, однако в андалузите Al замещается иногда Fe^{3+} (до 9,6%) и Mn^{3+} (до 7,7%). В кианите отмечается Cr^{3+} (до 1,8%).

Разновидности: Mn-андалузит, Fe, Mn-андалузит, Cr-кианит.

Физ. Облик индивидов столбчатый, у кианита также досчатый. Сп. андалузита по (110) средняя, кианита по (100) совершенная, по (010) средняя.



а *б*

Рис. 169. Структуры андалузита (*а*) и кианита (*б*) в проекции на плоскость (001).

2. Группа топаза. Ромб. → мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Топаз $Al_2[SiO_4]F_2$	$D_{2h}^{16} — Pbnm$	4,65	8,80	8,40	—	3,5	8
Эвклаз $BeAl[SiO_4]OH$	$C_{2h}^{5} — P2_1/c$	4,63	14,27	4,76	100° 16′	3,0	7,5

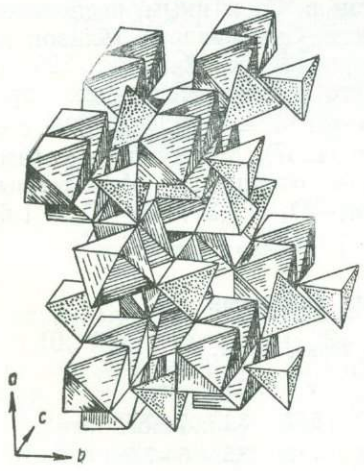


Рис. 170. Структура топаза в полиэдрическом изображении.

Стр. Структура топаза представлена двухзвенными изломанными колонками Al-октаэдров, вытянутых вдоль оси *c*, соединяющихся Si-тетраэдрами (рис. 170). В Al-октаэдре координирующими атомами являются 4O и 2F, причем последние связаны только с двумя атомами Al

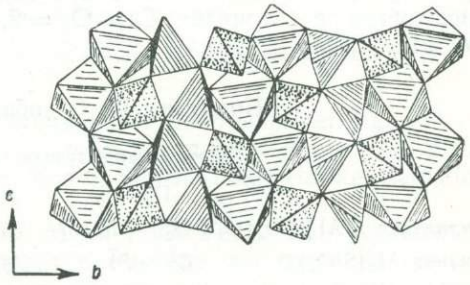


Рис. 171. Структура эвклаза в проекции на плоскость (010).

и расположены по общему ребру двух октаэдров параллельно плоскости (001). Эти наислабейшие связи обусловливают совершенную спайность топаза. В структуре эвклаза (рис. 171), где атомы Be находятся, как и Si, в искаженных тетраэдрах, наряду с колонками из октаэдров AlO_6 парал-

лельно им тянутся коленчатые цепочки из Be-тетраэдров, но не простые, а инкрустированные тетраэдрами SiO_4 (Белов, 1950). Межатомные расстояния: в топазе $Al—O_4F_2 = 1{,}92\,(4)$, $1{,}80\,(2)$; $Si—O_4 = 1{,}66$ (Alston, West, 1928); в эвклазе $Be—O_3OH \approx 1{,}70$; $Al—O_6 \approx 2{,}05$; $Si—O_4 \approx 1{,}73$ (Biscoe, Warren, 1933).

Хим. Состав постоянен; в топазе F частично замещается OH.

Физ. Облик индивидов столбчатый; сп. топаза по (001), эвклаза (010) совершенная.

3. Группа ставролита. Мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Ставролит $Fe_2Al_9[SiO_4]_4O_7(OH)$	$C^3_{2h} - C2/m$	7,83	16,62	5,65	~ 90°	2	3,8	7—7,5
Йодерит $Mg_2Al_6[SiO_4]_4O_2(OH)_2$	$C^2_{2h} - P2_1/m$	8,04	5,81	7,35	105° 38′	1	3,4	6,5—7

Стр. Структуры обоих минералов имеют большое сходство со структурой кианита. Основу составляют колонки из октаэдров AlO_6, параллельные оси c (или оси b — для йодерита), связанные Si-тетраэдрами и Al-полиэдрами. В ставролите параллельно (010) чередуются «слои» состава $H_2Fe_4Al_2O_8$ со «слоями» кианитового состава (Naray—Sabo, Sasvari, 1958). В йодерите колонки из Al-октаэдров скрепляются наряду с Si-тетраэдрами также дипирамидальными группами AlO_5 двух родов. В одной размещаются только атомы Al, в другой, как и в октаэдрах $Al—O_6$, вместе с Al статистически располагаются Mg и его заместители. Межатомные расстояния: в ставролите $Fe—O_4 = 1{,}85$; $Al_I—O_6 = 1{,}96$; $Al_{II}—O_6 = 1{,}97$; $Si—O_4 = 1{,}65$ (Naray—Sabo, 1929); в йодерите (Al, Mg)— $—O_6 = 1{,}97$; (Al, Mg)$—O_5 = 1{,}94$; $Al—O_5 = 1{,}87$; $Si_I—O_4 = 1{,}64$ и $Si_{II}—$ $—O_4 = 1{,}63$ (Fleet, Megaw, 1962).

Хим. В составе ставролита Fe замещается Mg (до 4%), а также редко Co (до 8,5%) и Zn (до 7,4%); Al замещается Fe^{3+} (до 5%). В йодерите Mg замещается Fe и Ca, а Al — Mg.

Разновидности: Co-ставролит, Zn-ставролит.

4. Группа титанита. Мон. $C^5_{2h} - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Титанит $CaTi[SiO_4]O$	6,56	8,72	7,44	119° 43′	3,5	6—6,5
Малаяит $CaSn[SiO_4]O$	6,66	8,89	7,15	113° 20′	(4,1)	(6)
Ферсманит $NaCaTi[SiO_4]OF$	—	—	—	97° 16′	3,5	5,5—6

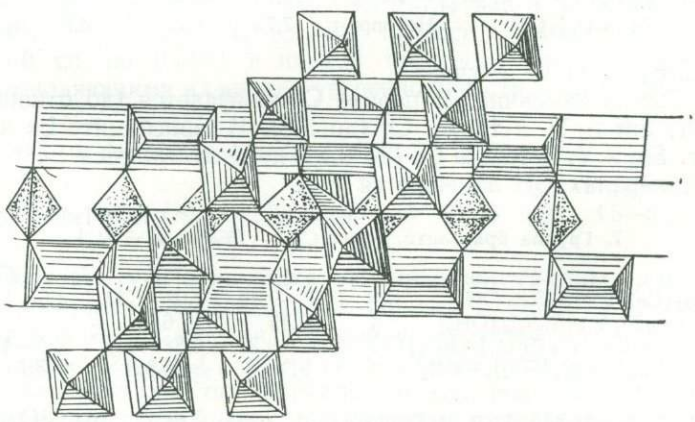


Рис. 172. Структура титанита в полиэдрическом изображении, проекция на плоскость (010).

Стр. Структура титанита представлена Ti-октаэдрами, соединенными вершинами в цепочки, вытянутые параллельно короткой диагонали грани *ca* ячейки (рис. 172). Между этими цепями параллельно оси *c* протягиваются колонки искаженных Ca-призм. Тетраэдры SiO_4 связывают цепочки Ti-октаэдров в плоскости (010), что позволяет считать структуру титанита субслоистой. Межатомные расстояния: $Ca—O_7 = 2{,}44$; $Ti—O_6 = 1{,}96$; $Si—O_4 = 1{,}64$ (Zachariasen, 1930). Структура ферсманита отвечает структуре синтетического $Na_2Ti[SiO_4]O$ с координацией атомов Ti, равной пяти в виде тетрагональной пирамиды (Никитин, Ильюхин, Литвин, Мельников, Белов, 1964).

Хим. В составе титанита отмечаются следующие изоморфные примеси TR (Y > Ce) (до 12%), Sn (до 10%), Al (до 6,2%), Fe^{3+} (до 5,9%), Nb (до 1%), Cr (до 0,8%). В ферсманите Ti замещается Nb (до 18%), а F — OH (до 1,8%).

Разновидности и разности: Y-титанит, Sn-титанит, Al, Fe-титанит, Nb-титанит, Nb-ферсманит.

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый. Сп. титанита по (110) средняя. У ферсманита спайность по (001) средняя.

5. Группа стилуэлита. Триг. $D_3^4 — P3_121$, $Z = 3$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Стилуэлит $CeB[SiO_4]O$	6,85	6,70	4,6	(6,5)	Нет
Капеленит $BaY_2B[SiO_4][BO_3]O_2$ (?)	—	—	4,4	6,5	Нет

Стр. Структура стилуэлита представляет собой любопытный пример сочетания островного и цепного мотивов (Воронков, Баталиева, Пятенко, 1964). Винтовые цепочки из B-тетраэдров, простирающиеся вдоль оси *c*, инкрустированы с внешней стороны Si-тетраэдрами. Между цепочками под и над Si-тетраэдрами располагаются атомы Ce в неправильных десятивершинниках. Капеленит не изучен; состав его требует уточнения. Возможно, оба следует отнести к боратам с дополнительными SiO_4-радикалами.

Хим. В стилуэлите Ce в значительной мере замещается La. Кроме того, отмечаются примеси Ca (2,7%), U (0,7%) и P (1,9%).

6. Группа церита. Триг. → гекс. (?)

	Пр. гр.	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.	Сп.
Церит $Ce_3[SiO_4]_2OH$	$D_{3d}^6 — R\bar{3}c$ (?)	10,78	38,03	9	4,9	5,5	Нет
Тёрнебомит $La_2Al[SiO_4]_2OH$	Не опр.	7,74	8,58	2	4,8	(6)	Нет

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав изменчив. В церите Ce замещается (до отношения 1 : 1) La, Nd, Pr, Sm и Y, а также Ca (до 5,8). В тёрнебомите La замещается Ce, Nd, Pr, Sm и Y, а также Ca (до 2,5%), Al замещается Fe^{3+} (до 2,6%). В обоих минералах OH замещается F.

7. Группа бритолита. Гекс. $C_{6h}^2 — P6_3/m$, $Z = 2$; 1.

	a	c	Пл.	Тв.
Бритолит $Ca_2(Ce, Y)_3[SiO_4]_3OH$	9,63—9,48	7,03—6,81	4,6—4,3	5,5—6
Албритолит $Ca_3Ce_3Al_3[SiO_4]_6(OH)_2$	9,45	6,91	4,0	(6)
Меланоцерит $Ca(Ce, Y)_4[SiO_4]_2[BO_4]OH$	9,41—9,32	6,88—6,74	4,5—4,3	6—6,5
Элестадит $Ca_4Ca_6[SiO_4]_3[SO_4]_3(OH)_2$	9,55	6,92	3,1	(5,5)

Стр. Структурный тип апатита (рис. 243). Тетраэдры SiO_4 и их заместители расположены между катионными полиэдрами двух типов — девятивершинниками и семивершинниками. Атомы Ca образуют полиэдры

первого типа, а атомы Ce и Y — второго типа. Расположение атомов Ce в более низкой координации, чем Ca, способствует изоморфному замещению его Y, которое в этих условиях оказывается совершенным. Положение Al в тех же позициях требует от последнего 7-ой координации, что, видимо, все же не наблюдается. Структуры минералов не изучены; отождествлены со структурным типом апатита на основании параметров ячейки и морфологии (Семенов, 1956; Gay, 1957; Jaffe, 1962). Пределы колебания параметров ячейки приблизительны.

Хим. Состав минералов сильно варьирует, что усугубляется часто метамиктным их распадом. Между Ce и Y в *бритолите* и *меланоцерите* осуществляется совершенный изоморфизм (число анализов, правда, ограничено), что позволяет выделить для каждого по два подвида — *цериобритолит* и *иттробритолит*, *цериомеланоцерит* и *иттромеланоцерит*. Наиболее существенными примесями являются: в бритолите — Th (до 20%), P (до 6,5%), Mn (до 4%), Na (до 2%), Fe^{2+} (до 1,5%), F (до 2,6%); в албритолите — Fe^{2+} (до 12%), Be (до 7%), Fe^{3+} (до 5,4%), Th (до 5%), P (до 4%) и F (до 1,7%); в меланоцерите — Th (до 14%), F (до 6%), Fe^{3+} (до 3,5%), Nb (до 3,5%), Al (до 3%), P (до 2%), Mn (до 8%), Na (до 1,5%) и Be (до 0,3%).

Разновидности: Th-бритолит, Th, PO_4-бритолит, PO_4-бритолит, Mn-бритолит; Fe^{2+}-албритолит, Be-албритолит, Th-албритолит, PO_4-албритолит; Th-меланоцерит, F-меланоцерит, Fe^{3+}-меланоцерит, Nb-меланоцерит и т. д. Требуется дальнейшее изучение химического состава минералов этой группы (см. Куприянова, Сидоренко, 1963; Сидоренко, 1964).

8. Группа диксенита. Триг. → трик. → мон.

	a	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Диксенит $Mn_{15}As_5^{3+}[SiO_4]_3O_{13}(OH)_7$	8,22	—	37,44	3	4,2	3,5—4
Етманит $Mn_{16}Sb_2[SiO_4]_4O_{13}$	9,05	11,58	5,53	1	5,0	4
	$\alpha = 103°\,49'$		$\beta = 101°\,45'$		$\gamma = 87°\,12'$	
Катоптрит $Mn_{14}Sb_2Al_4[SiO_4]_2O_{21}$	—	—	—	—	4,5	6
			$\beta = 101°\,03'$			
Чапманит $SbFe_2[SiO_4]_2OH$	—	—	—	—	3,6	—
Бисмутоферрит $BiFe_2[SiO_4]_2OH$	—	—	—	—	4,5	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Объединены в группу по химическому составу. Возможно, что диксенит, как и близкий к нему макговериит (см. подотдел III, гр. 2), окажется слоистым, хотя кроме совершенной сп. по (0001) и низкой твердости они не обладают признаками, позволяющими их вполне уверенно отнести к слоистым силикатам.

9. Группа хочкинсонита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Хочкинсонит $MnZn_2[SiO_4](OH)_2$	11,71	5,34	8,13	95°25′	3,9	4,5—5

Стр. По структуре отличается от минералов группы аллеганита-хондродита, с которыми отождествлялся. Причиной является четверная координация атомов Zn, благодаря которой в структуре возникают метацинкатные цепочки $(Zn_2O_6)_\infty^1$, инкрустированные тетраэдрами SiO_4. Таких цепочек (различающихся по направлению) два рода, и они соединяются вместе с помощью одиночных Zn-тетраэдров и тетраэдров SiO_4. Атомы Mn находятся в октаэдрах. Межатомные расстояния: $Mn—O_6 = 2{,}22$; $Zn—O_4 = 1{,}97$; $Si—O_4 = 1{,}62$ (Rentzeperis, 1963; Соловьева, Белов, 1963).

10. Группа аллеганита-хондродита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm \rightarrow$ мон. $C_{2h}^{5} - P2_1/n$.

Установка всех минералов аналогична установке, принятой для гр. оливина. Разделение на подгруппы дано по составу.

Подгруппа аллеганита

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Аллеганит $Mn_5[SiO_4]_2(OH)_2$	4,86	10,46	8,3	109° 08′	2	4,0	6
Лейкофёницит $Mn_7[SiO_4]_3(OH)_2$	—	—	—	103° 16′	—	4,0	6
Сонолит $Mn_9[SiO_4]_4(OH)_2$	4,88	10,66	14,33	100° 34′	2	4,0	6

Подгруппа хондродита

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Норбергит $Mg_3[SiO_4]F_2$	4,71	10,22	8,74	—	4	3,2	6,5—7
Хондродит $Mg_5[SiO_4]_2F_2$	4,74	10,29	7,89	109° 02′	2	3,2	6,5—7
Гумит $Mg_7[SiO_4]_3F_2$	4,75	10,25	20,90	—	4	3,2	6,5—7
Клиногумит $Mg_9[SiO_4]_4(OH)_2$	4,75	10,29	13,71	100° 50′	2	3,2	6,5

Стр. Обе подгруппы изоструктурны. Структура минералов построена по единому плану (Taylor, West, 1938). В основе ее находится структура оливина, «блоки» которой как бы перемежаются со «слоями» $Mg(F, OH)_2$ (рис. 173). Толщина «блоков» тем больше, чем меньше содержание F (OH) в составе минералов. На самом деле «слоев» $Mg(F, OH)_2$ в структуре нет, а существуют несколько ослабленные зоны, параллельные (001), за счет упорядоченного распределения атомов F (OH), в Mg (Mn)-октаэдрах (как в структуре топаза).

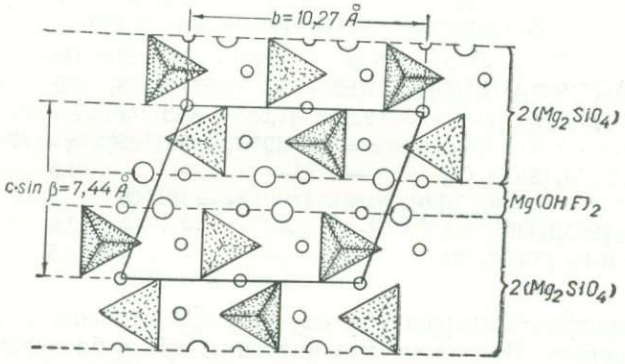


Рис. 173. Структура хондродита.

Хим. В составе минералов подгруппы аллеганита преобладает OH над F, как и в клиногумите; в составе норбергита, хондродита и гумита, наоборот, преобладает F над OH. В подгруппе аллеганита Mn замещается Mg и Fe^{2+} (границы не установлены); в подгруппе хондродита Mg замещается Fe^{2+} (до 10,5%) (в хондродите) и Ti (до 5,4%) (в клиногумите).

Разновидности: Fe-хондродит; Ti-клиногумит.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. по (001) несовершенная.

11. Группа сянхуалита. Куб. $O^8 - I4_132$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Сянхуалит $Li_2Ca_3Be_3[SiO_4]_3F_2$	12,88	3,0	6,5—7	Нет

Стр. Структура не изучена, но судя по высоким значениям плотности и твердости, не может быть отнесена к каркасным.

Подотдел III. С добавочными радикалами

1. Группа дюмортьерита. Ромб. D_{2h}^{16} — *Pmcn*.

	Синг.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Дюмортьерит $Al_7[SiO_4]_3[BO_3]O_3$	Ромб.	11,79	20,21	4,70	4	3,3	7—7,5
Призматин $Mg_5Al_8[SiO_4]_5[BO_3]O_5OH$	Ромб.	13,68	15,95	6,68	4	3,2	6,5—7
Серендибит $CaMg_2Al_3[SiO_4]_2[BO_3]O_2$ (?)	Трик. (?)	—	—	—	—	3,4	6,5
Грандидьерит $Na_2Fe_4Al_{16}[SiO_4]_5[BO_3]O_{16}(OH)_3$	Ромб.	10,34	10,98	5,76	1	3,0	7,5
Харкерит $Ca_4Mg[SiO_4][BO_3][CO_3]OH$ (?)	Куб.	29,53	—	—	96	2,96	(5,5—6)

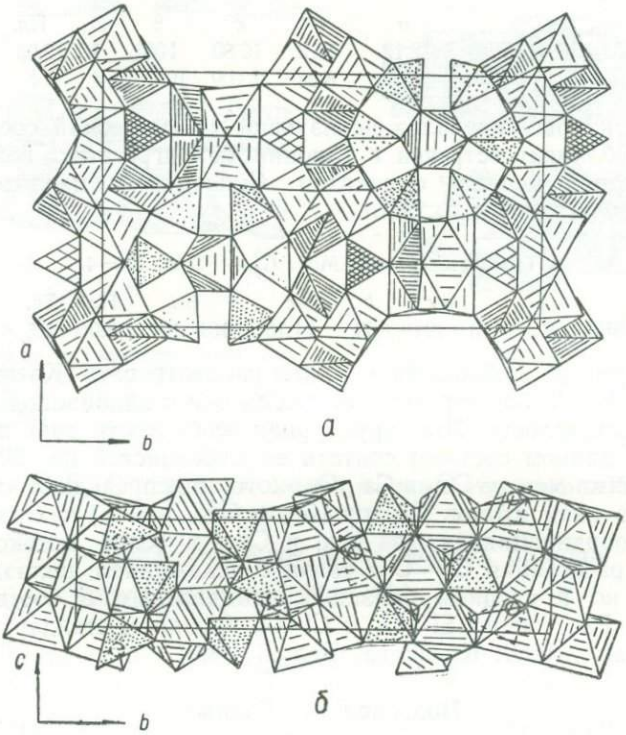


Рис. 174. Структура дюмортьерита:

а — проекция на плоскость (001), в которой видны различные типы колонок из Al-октаэдров и расположение Si-тетраэдров и треугольников BO_3 (двойная штриховка); *б* — проекция на плоскость (100), те же колонки Al-октаэдров вдоль простирания по оси *c*.

Стр. Изучена структура только дюмортьерита; остальные минералы отнесены сюда на основании физических свойств и кристаллохимических соображений. В структуре дюмортьерита Al-октаэдры образуют колонки (вдоль псевдошестерной оси *c*) двух типов — связанные основаниями и ребрами. Тетраэдры SiO_4 расположены по шестиугольнику на двух разных уровнях вокруг Al-колонок первого типа, присоединяясь к ним одной вершиной (рис. 174, *а*). Радикалы BO_3 ориентированы перпендикулярно оси *c*. Структура тем не менее может рассматриваться как субцепная (рис. 174, *б*). Межатомные расстояния $Al—O_6 = 1{,}90$; $B—O_3 = 1{,}35$; $Si—O_4 = 1{,}64$ (Головастиков, 1965).

Хим. В дюмортьерите Al замещается Fe^{3+} (до 2%) и Ti (до 1%), что, видимо, обусловливает синий цвет минерала. Формулы остальных минералов упрощены; выведены на основе единичных анализов.

2. Группа макговернита. Триг. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$ (?), $Z = 6$; 18.

		a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Макговернит	$Mg_4Mn_9Zn_2[SiO_4]_2[AsO_4]_2O(OH)_{14}$	68,7	6° 52′	8,22	205,5	3,6	—

Стр. Структура не изучена; близок к диксениту (Wuensch, 1960). Облик индивидов пластинчатый, сп. по (0001) совершенная. Возможно, обладает слоистой структурой, хотя оптически положительный знак, низкое двупреломление и большая хрупкость этому противоречат.

3. Группа латиумита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$(?).

		a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Латиумит	$K_2Ca_6Al_4[SiO_4]_6[SO_4]$	12,12	5,13	10,80	108°	1	2,93	6—6,5
Рёблингит	$H_6Ca_3Pb[SiO_4]_3[SO_4]$	13,27	8,38	13,09	103°52′	4	3,4	3,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Химический состав требует уточнения. Рёблингит встречен в волокнистых агрегатах; возможно, его следует отнести к цепным силикатам. Сингония и параметры ячейки уточнены Ф. Фойтом (Foit, 1966).

4. Группа спёррита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.	Сп.
Спёррит	$Ca_2Ca_3[SiO_4]_2[CO_3]$	10,49	6,71	14,16	101° 19′	3,0	5,5	(001) сов.

Стр. Структуру в общем виде можно рассматривать (Клевцова, Белов, 1960) как закономерное чередование вдоль оси c оливиноподобных и арагонитоподобных «слоев». Эта структурная особенность дает право вполне законно (при данном составе) считать ее субслоистой по (001) с ослабленными связями между CO_3 и $Ca_{III}O_6$, которые определяют совершенную спайность. Из пяти атомов Ca три (Ca_{III}, Ca_{IV} и Ca_V) находятся в октаэдрической координации, а два (Ca_I и Ca_{II}) в более высокой — 9 и 10. Межатомные расстояния Ca—O в связи с искажением полиэдров сильно колеблются, но в среднем близки к стандартным в соответствующей координации. Расстояния Si—O_4 и C—O_3 близки к стандартным (Smith, Hauptman, Karle, 1960; Клевцова, Белов, 1960).

Подотдел IV. Водные

1. Группа сарыаркита. Тетр. $D_4^2 - P42$ или $D_4^6 - P42_1$, $Z = 4$.

		a	c	Пл.	Тв.
Сарыаркит	$CaYAl_5(H_2O)[SiO_4]_2[PO_4]_2(OH)_6$	8,21	6,55	3,3	3,75—4

Стр. Структура не изучена; возможно, близок к рабдофаниту.

Хим. В составе минерала обнаруживаются различные изоморфные примеси, из которых наиболее существенными являются Th (до 9%), Fe^{3+} (до 2%) и S^{6+} (до 3,5%). Иттрий и его аналоги замещаются цериевыми элементами до соотношения 1 : 1, но среди всех резко преобладает Y (Кроль, Чернов, Шаповалов, Хан, 1964).

Физ. Облик индивидов игольчатый; сп. не замечена.

2. Группа клиноэдрита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 2$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Клиноэдрит	$CaZn(H_2O)[SiO_4]$	5,16	15,94	5,41	104° 54′	3,3	5,5

Стр. В структуре клиноэдрита (рис. 175) SiO_4-тетраэдры имеют изолированный характер и сходство с диортосиликатом каламином оказывается случайным. Ca-октаэдры, соединяясь ребрами, образуют зигзаго-

образные цепочки вдоль оси *c*; Zn-тетраэдры также связаны в метацепочки состава $(ZnO_3)\frac{1}{\infty}$, направленные косо по отношению к первым и инкрустированные (для баланса валентности) Si-тетраэдрами (как в эвклазе). Межатомные расстояния: Ca—O_6 = 2,30—2,57; Zn—O_4 = 1,89—2,04; Si—O_4 = 1,61—1,67 (Никитин, Белов, 1963).

Хим. Состав клиноэдрита постоянен.

Физ. Облик индивидов столбчатый. Сп. по (010) совершенная.

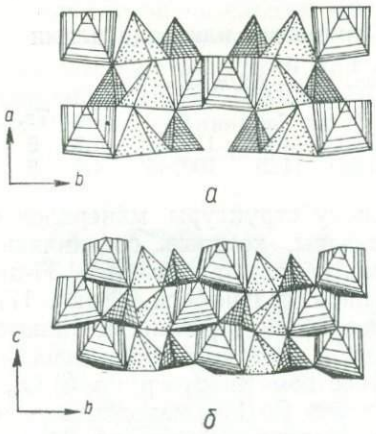


Рис. 175. Структура клиноэдрита: *а* — проекция на плоскость (001), *б* — проекция на плоскость (100); видны метацепочки из Zn-тетраэдров (отмечены точками), инкрустированные изолированными Si-тетраэдрами (заштрихованы).

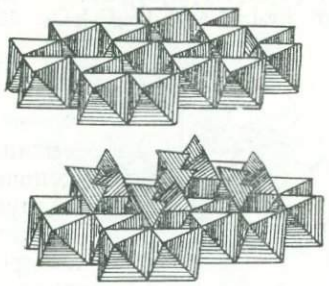


Рис. 176. Укладка Sc-полиэдров и диортогрупп Si_2O_7 в структуре тортвейтита.

Отдел Б. С изолированными парами тетраэдров Si_2O_7 (диортосиликаты).

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа тортвейтита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Тортвейтит $Sc_2[Si_2O_7]$	6,54	8,52	4,67	102° 33′	3,6	6,5—7
Таленит $Y_2[Si_2O_7]$	—	—	—	—	4,6	6,5

Стр. В структуре тортвейтита Sc-октаэдры расположены в нечетных слоях ГП упаковки, укладываясь по корундовому способу. Группы Si_2O_7 (которые вписываются в октаэдр) расположены в четных слоях по карбонатному мотиву, т. е. над дырками в слоях Sc-октаэдров (рис. 176). Межатомные расстояния: Sc—O_6 = 2,13; Si—O_2 = 1,62 (Cruickshank, Lynton, Barclay, 1962). Таленит, вероятно, изоструктурен с тортвейтитом (Frondel, 1952).

Хим. В тортвейтите Sc замещается Y (до 9,5%), Zr (до 8,4%), Al (до 5%), Fe (до 3%) и Hf (до 2%). В талените Y замещается Ce (до 6,2%), La (до 5,2%) и Th (до 10,9%).

Разновидности: Y-тортвейтит, Zr-тортвейтит, Hf-тортвейтит; Th-таленит, Ce-таленит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый; сп. по (110) средняя.

2. Группа ранкинита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Орторанкинит $Ca_3[Si_2O_7]$ (килхоунит)	$D_{2h}^{28} - Imam$ (?)	11,42	5,09	21,95	—	8	2,99	(6)
Ранкинит $Ca_3[Si_2O_7]$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	10,55	8,88	7,85	120° 6′	4	2,96	6

Стр. Структуры минералов не изучены. Орторанкинит при 1000° С переходит в ранкинит (Agrell, Gay, 1961).

Хим. Изменения состава изучены недостаточно.

Физ. Индивиды орторанкинита и ранкинита не изучены; сп. не обнаружена.

Подотдел II. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа перьерита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 2$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Перьерит	$Fe_2Ce_4Ti_3[Si_2O_7]_2O_8$	13,61	5,62	11,63	113° 28′	4,5	6
Чевкинит	$Fe_2La_2Ce_2Ti_3[Si_2O_7]_2O_8$	13,56	5,82	11,21	100° 45′	4,3	6

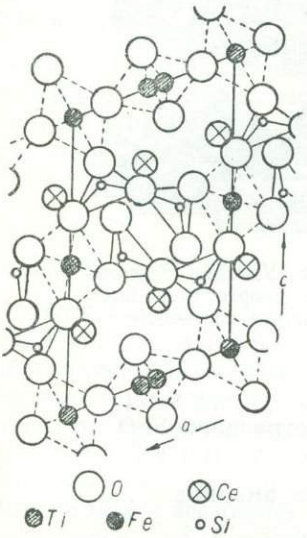


Рис. 177. Структура перьерита.

Стр. Основу структуры минералов составляют Ti-октаэдры, которые, соединяясь через общие ребра, образуют два типа Ti-цепочек, вытянутых параллельно оси b (рис. 177). Эти цепочки через общие вершины сцепляются одна с другой в слои, которые прочно связываются вместе посредством диортогрупп Si_2O_7, Fe-октаэдров и атомов Ce(La), находящихся в координации 10. Наличие слоев из Ti-октаэдров объясняет большое число атомов O, не входящих в состав кремнекислородного радикала. Межатомные расстояния в перьерите: $Fe—O_6 = 2{,}07$; $La—O_{10} = 2{,}68$; $Ce—O_{10} = 2{,}58$; $Ti—O_6 = 1{,}99$; $Si—O_4 = 1{,}64$ (Gottardi, 1960).

Хим. Состав сильно изменчив. В качестве основных изоморфных примесей в минералах отмечаются Th (до 21%), Nb (до 7,4%), Sr (до 7,7%), Ca (до 6%), Zr (до 5%), Y (до 4%), U (до 2,5%) и Mn (до 2%), что заметно сказывается на параметрах ячейки. В чевкините отношение La : Ce = 1 : 1, но обычно отклоняется в ту или другую сторону. Содержание Th и U является причиной частого метамиктного распада минералов.

Разновидности: Th-чевкинит, Nb-чевкинит, Y-чевкинит; Sr-перьерит и др.

Физ. Облик индивидов досчатый, пластинчатый; сп. нет.

2. Группа сейдозерита. Мон. → трик., $Z = 2 \rightarrow 1$.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Сейдозерит	$Na_4MnZr_2Ti[Si_2O_7]_2O_2F_2$	$C_{2h}^4 - P2/c$	5,53	7,10	18,30	102° 43′	3,5	4,5—5,5
Ринколит	$Na_2Ca_4CeTi[Si_2O_7]_2OF_3$	Не опр.	18,51	5,68	7,47	91° 13′	3,5	5,5
Гётценит	$NaCa_6Ti[Si_2O_7]_2OF_3$	Трик.	9,65	7,32	5,74	101° 18′	—	—
			$\alpha = 90°$		$\gamma = 101° 06′$			

Стр. Изучена детально структура сейдозерита (Симонов, Белов, 1959; Скшат, Симонов, 1965). Основу ее составляют два сорта параллельных гетерогенных стенок, состоящие: одна — из Na-, Mn-, Zr- и Ti-октаэдров, другая — из Na-восьмивершинников, — простирающиеся вдоль (010) (рис. 178, *а*). Диортогруппы Si_2O_7 соединяются вершинами с Zr- и Ti-октаэдрами и скрепляют стенки вместе (рис. 178, *б*), что одновременно с сочленением октаэдров между собой создает трехмерную (субкаркасную) постройку. Межатомные расстояния: $Na_I—O_7F = 2{,}60\,(7)$ и 2,19; $Na_{II}—O_6F_2 = 2{,}61\,(4)$ и 2,20 (2); $Na_{III}—O_4F_2 = 2{,}47\,(4)$ и 2,41 (2); $Mn—O_4F_2 =$

$= 2{,}23\,(4)$ и $2{,}08\,(2)$; $Zr—O_6 = 2{,}07$; $Ti—O_6 = 1{,}98$; $Si_I—O_4 = 1{,}62$; $Si_{II}—O_4 = 1{,}60$.

Хим. В сейдозерите проявляется как изовалентный ($Zr \rightarrow Ti$, $Mn \rightarrow Ca$, $Mn \rightarrow Fe$), так и гетеровалентный ($Zr \rightarrow Mn$, $Ti \rightarrow Fe$, $Na \rightarrow Ca$ и др.) изоморфизм; содержание Ca достигает 9,7%, причем наряду с Na он замещает также и значительную часть Mn. В ринколите Ca замещается Sr (до 3,6%) и Ce («ринкит»), а также (вероятно, вместе с Ce) Th и U. Ринколит часто метамиктный или гидратированный.

Разновидности: Ca-сейдозерит; Sr-ринколит, Th-ринколит.

Физ. Облик индивидов столбчатый, досчатый, таблитчатый; сп. по одному направлению совершенная.

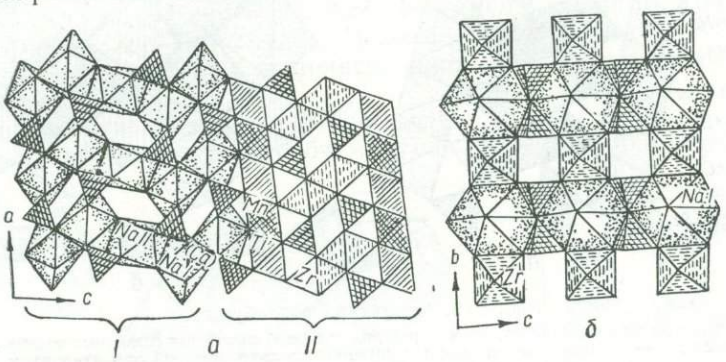


Рис. 178. Структура сейдозерита в полиэдрическом изображении: *а* — проекция на плоскость (010); *I* — стенка из восьмивершинников, *II* — стенка из октаэдров; *б* — проекция на плоскость (100), показывающая способ соединения Zr-октаэдров и Na-восьмивершинников с диортогруппами Si_2O_7.

3. Группа розенбушита. Мон. → трик. $Z = 4$; 2.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Вёлерит $Na_2Ca_4ZrNb\,[Si_2O_7]_2\,O_3F$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	10,82	10,28	7,27	108° 57′	3,4	6—6,5
Ловенит $NaCaMnZr\,[Si_2O_7]\,OF$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	10,54	9,90	7,14	108° 12′	3,5	6,5
Розенбушит $Na_2Ca_4ZrTi\,[Si_2O_7]_2\,O_2F_2$	$C_i^1 - P\bar{1}$	10,14	11,41	7,28	99° 40′	3,3	5,5—6,5
		$\alpha = 91°\,20'$		$\gamma = 111°\,50'$			
Гваринит $NaCa_2Zr\,[Si_2O_7]\,OF$	Не опр.	10,93	10,31	7,33	108° 50′	3,2	6
		$\alpha = 90°\,29'$		$\gamma = 90°\,08'$			
Ниокалит $Ca_7Nb\,[Si_2O_7]_2\,O_3F$	$C_{2h}^4 - P2/a(?)$	10,83	10,42	7,38	109° 40′	3,3	(6)

Стр. Структуры минералов близки между собой и несколько отличаются от структур минералов предыдущей группы. Однако наиболее детально изученный розенбушит показывает бóльшую близость к сейдозериту, чем к вёлериту (куспидину), несмотря на различие параметров. Основой структуры розенбушита являются, как и в сходном по составу сейдозерите, двумерные стенки из октаэдров Na, Ca и Ti (рис. 179, *а*). Эти стенки скрепляются двойными лентами из октаэдров Na, Zr и Ca, а также диортогруппами Si_2O_7 (рис. 179, *б*). Межатомные расстояния: $Na_I—O_5F = 2{,}48(5)$; 2,20; $Na_{II}—O_4F_2 = 2{,}39(4)$; 2,37(2); $Na_{III}—O_4F_2 = 2{,}60(4)$; 2,14(2); $Ca_I—O_6 = 2{,}34$; $Ca_{II}—O_5F = 2{,}49(5)$; 2,21; $Ca_{III}—O_4F_2 = 2{,}39(4)$; 2,36(2); $Ca_{IV}—O_4F_2 = 2{,}55(4)$; 2,21(2); $Zr—O_6 = 2{,}23$; $Ti—O_6 = 2{,}01$; $Si—O_4 = 1{,}60—1{,}63$ (Шибаева, Симонов, Белов, 1963).

Хим. Состав минералов довольно постоянен. Наиболее существенные изоморфные примеси: в вёлерите — Fe^{2+} (до 2,5%); в ловените — Ti (до 11,3%), Fe^{3+} (до 5,6%), Nb (до 5,2%), Fe^{2+} (до 4,9%); в розенбушите —

La (до 2%), Mn (до 1,5%); в гварините — Nb (до 1,9%), Fe^{2+} (до 1,9%), Mn (до 1,6%) и Ti (до 1,5%).

Разновидности: Ti-ловенит, Nb-ловенит и др.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, досчатый; сп. по одному (у гвариниты по двум) направлению совершенная или средняя.

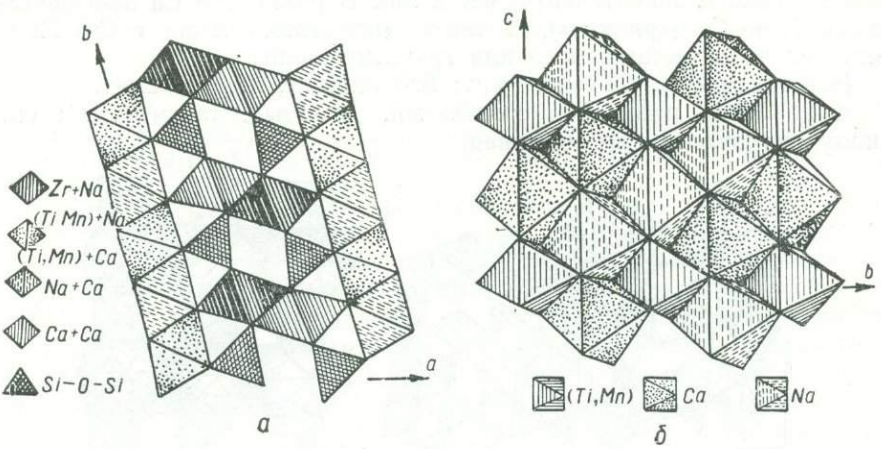


Рис. 179. Структура розенбушита:

а — проекция на плоскость (001), из которой виден способ сцепления сплошных стенок из октаэдров вместе; *б* — проекция на плоскость (100), параллельно которой ориентированы в структуре стенки из Na-, Ca- и Ti-октаэдров.

4. Группа иннелита. Трик., $Z = 1$:

	Пр. гр	*a*	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Йошимураит $Ba_4Mn_4Ti_2[Si_2O_7]_2[SO_4]O_4(OH)_2$	$C_i^2 - P\bar{1}$	7,00	14,71	5,39	93° 30′	90° 12′	95° 18′	4,1	5
Иннелит $Na_2Ba_4MgTi_3[Si_2O_7]_2[SO_4]O_4(OH)_2$	$C_1^1 - P1$	7,14	14,76	5,38	95°	~90°	99°	4,0	5,25

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к диортосиликатам на основании сходства химического состава и параметров ячейки с минералами группы сейдозерита (Strunz, 1962). Возможно это титаносиликаты.

Хим. Состав, вероятно, сильно изменчив за счет изоморфизма, хотя анализов недостаточно. Отмечаются примеси: в йошимураите — Sr, Fe^{2+}Mg, Fe^{3+}, Cl и P; в иннелите — K, Ca, Mn, Fe^{2+}, Al и F.

5. Группа кентролита. Ромб. $D_2^5 - C222_1$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Кентролит $Pb_2(Fe, Mn)_2^{3+}[Si_2O_7]O_2$	7,01—6,96	11,06—11,02	10,00—10,07	~6,0	6—6,5

Стр. В структуре диортогруппы Si_2O_7 сочетаются с крупными атомами Pb, находящимися в искаженной кубической координации, и атомами (Fe, Mn), образующими с кислородом тетраэдры и тригональные призмы, так что в формуле следовало бы писать их два раза, Fe, Mn-тетраэдры и призмы связываются между собой, образуя цепочки Mn—O—Mn. Межатомные расстояния (для манганикентролита): $Pb—O_8 = 2{,}45(4)$; 3,02(4); $Mn—O_6 = 2{,}18$; $Mn—O_4 = 2{,}10$; $Si—O_4 = 1{,}60$ (Gabrielson, 1963).

Хим. Совершенный изоморфизм между Fe^{3+} и Mn^{3+} позволяет объединить старые виды кентролит и меланотекит в один вид кентролит с двумя подвидами — *феррикентролит* и *манганикентролит*.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (110) средняя.

6. Группа ильваита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Ильваит $CaFe_2Fe^{3+}[Si_2O_7]O(OH)$	8,80	13,05	5,86	4,1	6—6,75

Стр. Основу структуры составляют сдвоенные колонки из Fe^{2+}-октаэдров, связанные ребрами и вытянутые по оси c (характеристический параметр, равный двум высотам октаэдра 5,86). Эти колонки связываются между собой диортогруппами Si_2O_7, ориентированными вдоль оси b, и октаэдрами Fe^{3+}, имеющими общие ребра с четырьмя Fe-октаэдрами из сдвоенных цепей (рис. 180). Атомы Ca в координации 7 располагаются в полостях между цепочками октаэдров и Si_2O_7-группами. Межатомные расстояния: Ca—O_6OH = 2,45(6); 2,24; Fe—O_5OH = 2,10(5); 2,04; Fe^{3+}—O_6 = 2,15; Si—O_4 = 1,67 (Белов, Мокеева, 1954).

Хим. Состав довольно постоянен; лишь Fe^{2+} замещается Mn^{2+} (до 13%) и Mg (до 7%).

Разновидности: Mn-ильваит, Mg-ильваит.

Физ. Облик индивидов столбчатый; сп. по (010) и (001) средняя.

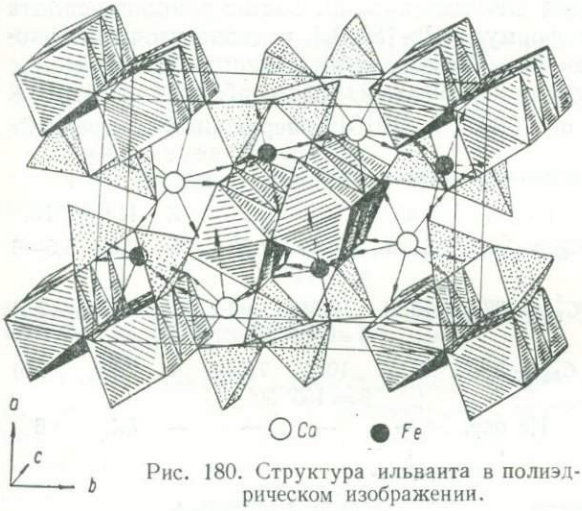


Рис. 180. Структура ильваита в полиэдрическом изображении.

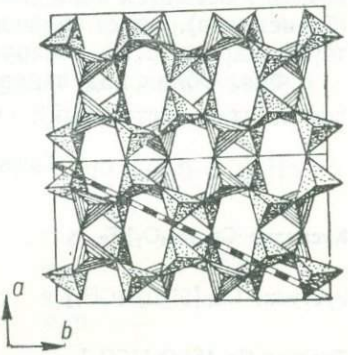


Рис. 181. Структура бертрандита, проекция на плоскость (001);

двойной линией показано направление спайности (110), рассекающее связи только между Be-тетраэдрами.

7. Группа бертрандита. Ромб. $C_{2v}^{12} - Ccm2_1$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Бертрандит $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$	8,73	15,31	4,56	2,60	6,5—7,25
Сферобертрандит $Be_5[Si_2O_7](OH)_4$	—	—	—	~2,5	(6—6,5)

Стр. Структура бертрандита представлена тетраэдрами BeO_4 и диортогруппами Si_2O_7, имеющими одинаковую ориентацию (обусловливающую полярность структуры), и связанными друг с другом вершинами (рис. 181). Но, как и в фенаките, каждый атом O принадлежит одному Si- и двум Be-тетраэдрам (OH-группы находятся на стыке двух Be-тетраэдров), благодаря чему структура не может быть отнесена к каркасной. В плоскости (001) можно выделить слои, состоящие из шестерных колец Be- и Si-тетраэдров. Межатомные расстояния: Be—O_3OH = 1,64; Si—O_4 = 1,62 (Соловьева, Белов, 1964). Структура и параметры сферобертрандита неизвестны.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов изменяется от таблитчатого до короткостолбчатого. Сп. по (110) совершенная, по (100) и (010) средняя; по (001) отчетливая отдельность.

8. Группа назонита. Гекс. → триг., $Z = 2; 6$.

	Пр. гр.	a	c	Пл.	Тв.
Назонит $Ca_4Pb_6[Si_2O_7]_3Cl_2$	$C_{6h}^2 - P6_3/m$ (?)	10,08	13,27	5,4	4
Ганомалит $Ca_4Pb_6[Si_2O_7]_3(OH)_2$	$C_{6h}^2 - P6_3/m$ (?)	—	—	5,7	3,5
Молибдофиллит $Pb_2Mg_2[Si_2O_7](OH)_2$	Не опр.	—	—	4,7	3,5—4
Ягоит $Pb_7Fe_2^{3+}[Si_2O_7]_3Cl_2$ (?)	$C_3^1 - P3$ (?)	8,65	33,5	6,7 (?)	3,5
Плюмандисилит $Pb_8Mn[Si_2O_7]_3$ (барисилит)	$D_{3d}^6 - R\bar{3}c$	9,82	38,38	6,8	3,5

Стр. Изучена структура плюмандисилита. В основе ее находятся диортогруппы Si_2O_7, лежащие в плоскости (110). Атомы Pb имеют КЧ 3, а атомы Mn — 6. Межатомные расстояния: $Pb_I - O_3 = 2{,}26(2)$ и 2,29; $Pb_{II} - O_3 = 2{,}35$; $Mn - O_6 = 2{,}26$; $Si - O_4 = 1{,}64$ (Lajzerowicz, 1966).

Хим. Состав довольно постоянен, однако отношение Ca : Pb в связи с изоморфизмом несколько варьирует. Совершенный изоморфизм между Cl и OH в этих минералах не доказан, в результате чего назонит и ганомалит остаются пока самостоятельными видами. Состав плюмандисилита (барисилита), ранее имевшего формулу $Pb_3[Si_2O_7]$, недавно уточнен, в котором наряду с Pb обнаружен Mn (Glasser, 1964; Lajzerowicz, 1964).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, толстотаблитчатый (молибдофиллит — листоватый); сп. по (0001) и $(10\bar{1}0)$ совершенная до средней.

9. Группа куспидина. Мон. → ромб. (?)

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Куспидин $Ca_4[Si_2O_7]F_2$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	10,35	10,43	7,55	4	2,95	5,5—6
			$\beta = 110°\,04'$				
Рустумит $Ca_4[Si_2O_7](OH)_2$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	15,51	18,55	7,62	10	(2,9)	(5,5)
			$\beta = 104°\,20'$				
Тиллеит $Ca_5[Si_2O_7][CO_3]_2$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	15,02	10,27	7,63	4	2,84	(5,5)
			$\beta = 105°\,50'$				
Гарстигит $Ca_8Al_2[Si_2O_7]_3(OH)_4$ (?)	Не опр.	—	—	—	—	3,1	6

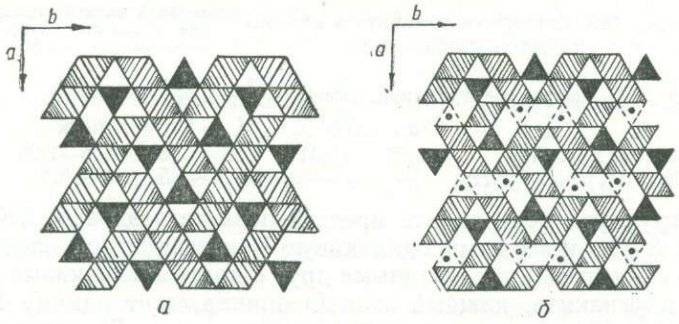


Рис. 182. Структуры куспидина (*а*) и тиллеита (*б*) в проекции на плоскость (001).

Стр. Структуры куспидина и тиллеита очень близки (рис. 182). Основу их составляют колонки из Ca-октаэдров, вытянутые по оси c и соединенные друг с другом в стенки: в тиллеите — в гофрированную ленту вдоль оси b (рис. 182, *б*), в куспидине — в четверные стенки, ориентированные под углом друг к другу (рис. 182, *а*). Стенки скрепляются диортогруппами Si_2O_7, ориентированными вдоль оси c, причем в тиллеите гофрированные ленты скрепляются при помощи отдельных Ca-октаэдров

и CO_3-групп. Ca-октаэдры и Si-тетраэдры сильно искажены, но средние межатомные расстояния близки к стандартным (Смирнова, Руманова, Белов, 1955; Smith, 1953).

Хим. Состав минералов постоянен. В куспидине F замещается OH (разновидность: OH-куспидин). В гарстигите Ca замещается Mn и Mg.

Физ. Облик индивидов изометрический, короткостолбчатый; сп. куспидина и рустумита по (001), тиллеита по (100) совершенная. Гарстигит без спайности.

Подотдел III. Водные диортосиликаты

1. Группа лосонита. Ромб. $D_{2h}^{17} - Ccmm$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Лосонит $CaAl_2(H_2O)[Si_2O_7](OH)_2$	8,90	5,76	13,33	3,1	6,5

Стр. Структура представлена колонками из Al-октаэдров, вытянутых вдоль оси b, которые связываются вместе диортогруппами Si_2O_7, ориентированными параллельно оси c. Атомы Ca находятся в полостях между колонками и диортогруппами в координации 8; H_2O связываются тетраэдрами с 3 O и 1 Ca. Межатомные расстояния: $Ca—O_7(H_2O) = 2{,}62(7)$; 3,08; $Al—O_4(OH)_2 = 1{,}95(4)$; 1,92(2); $Si—O_4 = 1{,}65$ (Wickman, 1947; Руманова, Скипетрова, 1959).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый; сп. по (100) и (001) совершенная.

2. Группа каламина. Ромб. $C_{2v}^{20} - Imm2$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Каламин $Zn_4(H_2O)[Si_2O_7](OH)_2$	10,72	8,40	5,12	3,4	5,5
Бериллит $Be_5(H_2O)[Si_2O_7](OH)_4$ (?)	—	—	—	2,20	—

Стр. Структура каламина представляет довольно рыхлую постройку, состоящую из Zn- и Si-тетраэдров, связанных вершинами (в которых сходятся 2Be- и 1 Si-тетраэдры). При этом одиночные диортогруппы Si_2O_7 сочетаются в структуре со спаренными $Zn_2(O, OH)_7$-группами. Молекулы H_2O помещаются в полостях между тетраэдрами. Межатомные расстояния: $Zn—O_3OH = 1{,}96$; $Si—O_4 = 1{,}64$ (SB—11,125). Структура бериллита не изучена.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов столбчатый, игольчатый. Сп. по (110) совершенная. Бериллит образует мелкие сферолиты или корки с низкой (агрегатной) твердостью.

Отдел B. С изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$ и парами тетраэдров $[Si_2O_7]$ (ортодиортосиликаты)

1. Группа везувиана. Тетр. $D_{4h}^{4} - P4/nnc$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Везувиан $Ca_{19}Mg_3Al_{10}[Si_2O_7]_4[SiO_4]_{10}O_2(OH)_6$	15,66	11,85	3,3	6,5—7

Стр. Структура везувиана ввиду сложности состава изучена недостаточно полно (Warren, Modell, 1931). В общих чертах, как следует из параметров, она близка к структуре гроссуляра (ср. a гроссуляра и c везувиана), что подтверждается также и соотношением видообразующих элементов; — разделив вышеприведенную формулу на 6, получим:

$Ca_{3,17}(Mg, Al)_{2,17}[Si_3(O, OH)_{12,7}]$. Однако в структуре наряду с изолированными SiO_4-тетраэдрами имеются и пары Si_2O_7. Большая часть атомов Ca (около 3/4) находится в координации 8, меньшая часть в координации 6, как Mg и Al. Межатомные расстояния: $Ca—O_8 = 2{,}46$; $Ca—O_6 = 2{,}45$; $Mg—O_6 = 2{,}23$; $Al—O_6 = 1{,}94$; $Si—O_4 = 1{,}65$ (Warren, Modell, 1931).

Хим. Состав изменяется довольно существенно, но в целом он хорошо отражается формулой по Ф. Махачки (Machatschki, 1930; 1932). Атомы Ca замещаются Ce (до 16,7%), Mn (до 4,5%), Na (до 3%), K и U (до 0,5%); атомы Mg—Fe^{2+} (до 4%), Zn (до 2,5%) и Cu (до 0,3%); атомы Al—Fe^{3+} (до 7,8%), Cr (до 4,3%) и Ti^{4+} (4,8%). Положение изоморфных Be (до 1,6%) и B (до 4%) по химическим анализам неясно; кристаллохимически же, очевидно, положение их (по крайней мере Be) в тетраэдрических позициях на месте Si (как, видимо, и части атомов Al). Фтор замещает OH и в некоторых случаях над ним превалирует (связан с Be ?). Кроме того, Mg может частично замещать Ca, а Al—Mg.

Разновидности и разности: Fe^{3+}-везувиан, Ce-везувиан, Mn-везувиан, Cr-везувиан, Ti-везувиан, B-везувиан, Zn-везувиан, Be-везувиан, Cu-везувиан.

Физ. Облик изометрический; сп. по (110) несовершенная.

2. Группа эпидота.

Подгруппа цоизита. Ромб. → мон., $Z = 4$; 2.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Цоизит $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$	D_{2h}^{16} — $Pnma$	16,24	5,58	10,10	90°	3,2	6,5—7
Клиноцоизит $Ca_2Al_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$	C_{2h}^{2} — $P2_1/m$	8,94	5,61	10,23	115°	3,2	6,5—7

Стр. Основу структуры цоизита составляют колонки из Al-октаэдров, параллельные оси b, которые связываются вместе тетраэдрами SiO_4 и парами тетраэдров Si_2O_7; кроме того, в структуре имеются одиночные Al-октаэдры, примыкающие (ребрами) к основным Al-колонкам. Атомы Ca находятся в координации 7 (тригональная призма с полуоктаэдром) и по своей ориентировке делятся на два сорта. Клиноцоизит отличается от цоизита параметром a и углом β точно так же, как орто- и клинопироксены или амфиболы. Межатомные расстояния: $Ca—O_7 \approx 2{,}58$; $Al—O_5OH = 1{,}89$; $Al—O_6 = 1{,}94$; $Si—O_4 = 1{,}62$; $Si—O_4 = 1{,}68$ (Фесенко, Руманова, Белов, 1956).

Хим. Состав цоизита постоянен; изоморфная примесь Fe^{3+} не превышает 3—4%; еще меньше в нем Mn (2—3%) и Cr (2%). В клиноцоизите содержание Fe^{3+} достигает 7—8%, что, возможно, свидетельствует о наличии в его структуре некоторых отличий, характерных для структуры эпидота.

Разновидности: Mn-цоизит, Cr-цоизит, Fe^{3+}-клиноцоизит.

Физ. Облик индивидов столбчатый по оси b; сп. цоизита по (100), а клиноцоизита по (001) совершенная.

Подгруппа эпидота. Мон C_{2h}^{2} — $P2_1/m$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Эпидот	8,91—	5,63—	10,25—	115° 24′—	3,4—	6,5—
$Ca(Ca, Ce)(Fe^{3+}, Fe^{2+})Al_2[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$	8,95	5,75	10,22	115° 00′	3,9	6
Пьемонтит $Ca_2Mn^{3+}Al_2[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$	8,05	5,70	9,41	115° 42′	3,5	6,5
Сурсасит $Mn_2^{2+}Al_2[Si_2O_7][SiO_4]OH(H_2O)$ (?)	8,82	5,84	9,71	108° 24′	3,3	(6)
Магцерэпидот $CaMg_2CeAl[Si_2O_7][SiO_4](OH)F$	—	—	—	—	3,9	(6)
Итрэпидот $Ca_2Fe^{2+}YAl[Si_2O_7][SiO_4](OH)_2$	—	—	—	—	3,1	(6,5)

Стр. Структура эпидота отличается от структуры цоизита главным образом различной координацией двух сортов атомов Ca — 6 и 9, благодаря чему открывается возможность для половины атомов Ca изоморфно замещаться Ce и другими TR. Эти атомы помещаются в центре ячейки на двух уровнях (рис. 183). Октаэдры Al образуют два типа колонок вдоль оси *b*, а одиночные Al-октаэдры цоизита здесь заменены Fe^{3+}-октаэдрами. Изоморфизм Ca → Ce сопровождается сопряженным (компенсированным) замещением $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$. Межатомные расстояния близки к стандартным: Ca—O_6 = 2,39; Ca—O_8OH = 2,63; Ce—O_8OH = 2,66; Fe^{2+}—O_6 = = 2,10; Fe^{3+}—O_6 = 2,04; Al_I—O_6 = 1,91—1,95; $Al_{II}O_4(OH)_2$ = 1,88; Si—O_4 = = 1,65; Si—O_4 = 1,72 (Белов, Румянова, 1954; Румянова, Николаева, 1959).

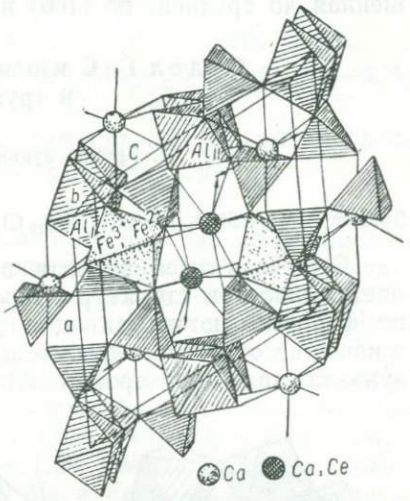


Рис. 183. Структура эпидота в полиэдрическом изображении.

Хим. Химический состав минералов группы эпидота весьма сложен и еще недостаточно полно изучен. Большое количество анализов эпидота и ортита свидетельствует о совершенном изоморфизме между Ca и Ce (с компенсацией $Fe^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$). Это позволяет два старых вида слить в один вид — эпидот (с бóльшим химическим объемом), который делится на два подвида — *кальциоэпидот* и *цериоэпидот*. Кроме того, в эпидоте обнаружены следующие изоморфные примеси: в кальциоэпидоте — Pb (до 18,5%), Cr (до 6,8%), Mn^{2+} (до 4%), Sr (до 3,9%), Mg (до 3,5%); в цериоэпидоте — Mn^{2+} (до 7%), Y (до 6,5%), P (до 6,5%), Th (до 6%), Mg (до 4,2%), Ti (до 4%), Be (до 2,6 %), Sn^{4+} (до 0,9%), V (до 0,3%), U (до 0,2%); в пьемонтите — Fe^{3+} (до 11,3%); в итрэпидоте — Be (до 5,5%), Ce (до 5%), F (до 2%).

Разновидности: Pb-кальциоэпидот, Cr-кальциоэпидот, Mn-кальциоэпидот, Mg-кальциоэпидот; Mn-цериоэпидот, Y-цериоэпидот, PO_4-цериоэпидот, Th-цериоэпидот, Mg-цериоэпидот, Ti-цериоэпидот, Be-цериоэпидот, Sn-цериоэпидот, U-цериоэпидот; Fe^{3+}-пьемонтит; Be-итрэпидот (возможно, самостоятельный вид с преобладанием Be над остальными ЭП элементами).

Физ. Облик индивидов столбчатый, шестоватый до игольчатого (по оси *b*). Сп. у всех неразрушенных минералов по (001) совершенная, а по (100) несовершенная. Только у эпидота с переходом от кальциевого к цериевому подвиду качество спайности по (001) постепенно ухудшается, что в первую очередь обусловлено частичным метамиктным распадом.

3. Группа пумпеллита. Ромб. → мон., $Z = 2(4)$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Арденнит	D_{2h}^{13} — *Pnmm*	8,74	5,84	18,60	3,6	6,5
$Mn_4MnAl_5(H_2O)_2[Si_2O_7]_2[SiO_4][VO_4]O_2(OH)_2$						
Ориентит	D_{2h}^{17} — *Ccmm*	9,04	6,08	19,14	3,1	6—6,5
$Ca_2Mn_3^{3+}(H_2O)[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$						
Пумпеллит	C_{2h}^3 — *A2/m*	8,81	5,94	19,14	3,2	6,5
$Ca_4MgAl_5(H_2O)_2[Si_2O_7]_2[SiO_4]_2O(OH)_3$		$\beta = 97°\,36'$				

Стр. Структура минералов не изучена. Судя по параметрам ячейки, химическим формулам, облику индивидов и спайности, они обладают

структурой, близкой к структуре эпидота, также состоящей из колонок Al-октаэдров и групп Si_2O_7 и SiO_4. В пумпеллите Mg замещает 1/6Al, а в арденните эту же роль выполняет один из пяти атомов Mn. Четыре атома Ca (в арденните Mn) имеют, должно быть, как в цоизите, одинаковую семерную координацию.

Хим. В арденните Mn частично замещается Ca, а V—As. В пумпеллите основными изоморфными элементами являются Fe^{3+} (до 5,3%), Fe^{2+} (до 3,3%), Mn (до 1,2%) и Ti (до 1%). Изменения состава ориентита не изучены.

Физ. Облик индивидов столбчатый, шестоватый. Сп. по (001) совершенная до средней, по (100) несовершенная.

Отдел Г. С изолированными тетраэдрами $[SiO_4]$ и группами $[AlSi_4O_{16}]$

1. Группа зуньита. Куб. $T_d^2 - F\bar{4}3m$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Зуньит $Al_{12}[AlSi_4O_{16}][SiO_4](OH)_{18}Cl$	13,93	2,87	7,25	(111) нс.

Стр. Структура зуньита весьма оригинальна (рис. 184, *в*). Она является аналогом структур гетерополикислот типа $H_3PW_{12}O_{40} \cdot 29H_2O$. Судя по формуле (и координации 1 атома Al), он может рассматриваться в качестве островного алюмосиликата. Характерным элементом структуры зуньита являются тройки Al-октаэдров (связанные ребрами), которые

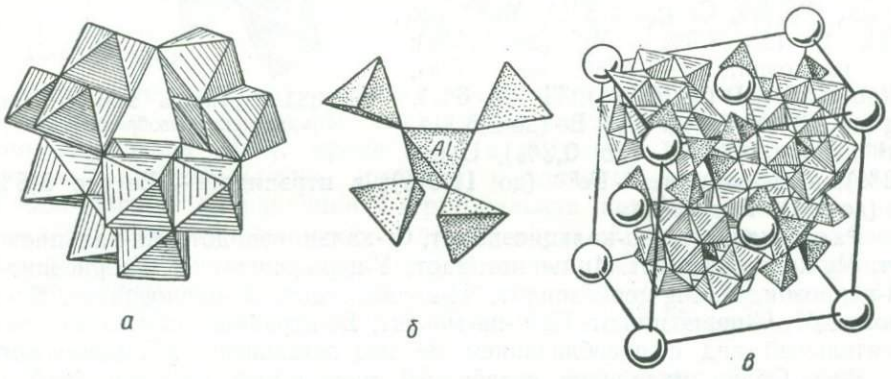


Рис. 184. Структура зуньита:
а — «фонари» из Al-октаэдров; *б* — пятерки из тетраэдров $AlSi_4O_{16}$ сстровного типа; *в* — общий вид структуры (кружками отмечены атомы Cl).

сцепляются вершинами по закону кубооктаэдра с образованием внутри крупных октаэдрических полостей (рис. 184, *а*). В этих полостях размещаются, как полагает Н. В. Белов (1963), в отличие от расшифровавшего эту структуру Л. Полинга (Pauling, 1933), Si-тетраэдры. Эти Al-фонари чередуются в зуньите с пятерками из тетраэдров $AlSi_4O_{16}$ (рис. 184, *б*), которые отвечают тетраэдрическим полостям аналогичного (но уже пустого) фонаря. В полостях структуры располагаются атомы Cl. Межатомные расстояния: $Al—(O, OH)_6 = 1{,}89$; $Al—O_4 = 1{,}80$; $Si—O_4 = 1{,}64$ (Pauling, 1933; Camb, 1963).

Хим. Состав постоянен; лишь OH замещается F (до 12,5%).

Разновидности: F-зуньит.

Физ. Облик индивидов изометрический; габитус тетраэдрический.

Подкласс 4. Цепные

Отдел А. Силикаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа пироксенов $R_2[Si_2O_6]\,\infty^1$.

Подгруппа гиперстена. Ромб. → мон., $Z = 8; 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Гиперстен $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]\,\infty^1$	D_{2h}^{15} — $Pbca$	18,23—18,43	8,81—9,06	5,18—5,26	3,2—4,0	6,25—5,75
Клиногиперстен $(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]\,\infty^1$	C_{2h}^{6} — $C2/c$	9,62—9,72	8,82—9,09	5,19—5,24	3,2—3,9	6,25—5,75
			$\beta = 108°\,20'$—$108°27'$			

Стр. Основу структуры минералов составляют простые кремнекислородные цепочки (см. рис. 186, *а*), параллельные оси *c* (с характеристическим параметром $c \approx 5{,}2$), между которыми размещаются связывающие их атомы Mg и Fe в шестерной координации. Гиперстен более низкотемпературный (устойчив при $t < 1000°$ С), чем клиногиперстен, и образуется из последнего двойникованием пространственной решетки по оси *a* (в связи с повышением степени упорядоченности Mg и Fe). Межатомные расстояния в гиперстене $(Mg : Fe = 7 : 3) : (Mg, Fe)_I—O_6 = 2{,}14$; $(Mg, Fe)_{II}—O_6 = 2{,}24$; $Si_I—O_4 = 1{,}57$; $Si_{II}—O_4 = 1{,}59$ (Warren, Modell, 1930).

Хим. Непрерывный изоморфизм между Mg и Fe позволяет выделить по два подвида — *магнезиогиперстен* и *феррогиперстен*, *магнезиоклиногиперстен* и *ферроклиногиперстен*. Для феррогиперстена конечные члены изоморфного ряда пока неизвестны. Помимо видообразующих, в составе обнаруживаются следующие изоморфные элементы: Ca (до 6—10%), Al (до 8—10%), Fe^{3+} (до 3—4%), Mn (до 3%), Ti (до 1,5%), Ni (до 0,5%). Вероятно, Al замещает Mg по схеме $MgSi \rightarrow AlAl$.

Разновидности: Al-феррогиперстен; Ca, Al-клиногиперстен.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (210), у клиногиперстена по (110) под углом 87 (93°) совершенная.

Подгруппа диопсида. Мон. $C_{2h}^{6} - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Диопсид $Ca(Mg, Fe)[Si_2O_6]\,\infty^1$	9,73—9,85	8,91—9,02 $\beta = 105°\,50' - 104°\,20'$	5,25—5,26	3,3—3,6	6,5—6
Йохансенит $CaMn(Si_2O_6)\,\infty^1$	9,83	9,04 $\beta = 105°$	5,27	3,5	6

Стр. Структура минералов, как и у всех пироксенов, представлена кремнекислородными цепочками, но в отличие от гиперстена атомы, скрепляющие цепочки одну с другой, оказываются различными по размерам и координации. Атомы Ca находятся в координации 8 (что достигается за счет небольшого выпрямления цепочки), а атомы Mg и Fe (Mn) — в координации 6 (рис. 185). Межатомные расстояния в магнезиодиопсиде: $Ca—O_8 = 2{,}54$; $Mg—O_6 = 2{,}10$; $Si—O_4 = 1{,}63$ (Warren, Bragg, 1928).

Хим. В диопсиде совершенный изоморфизм между Mg и Fe приводит к двум подвидам — *магнезиодиопсиду* и *ферродиопсиду*. Существенными

изоморфными примесями являются: Mn (до 10,5%), Na (до 6%), Al (до 7—8%), Fe^{3+} (до 6%), Zn (до 8%), Ti (до 3%), Cr^{3+} (до 3%), V^{3+} (до 2—3%). В йохансените содержание Fe достигает 10%.

Разновидности: Mn-магнезиодиопсид, Zn-магнезиодиопсид, Na, Al-магнезиодиопсид, Cr^{3+}-магнезиодиопсид, V^{3+}-магнезиодиопсид; Mn-ферродиопсид.

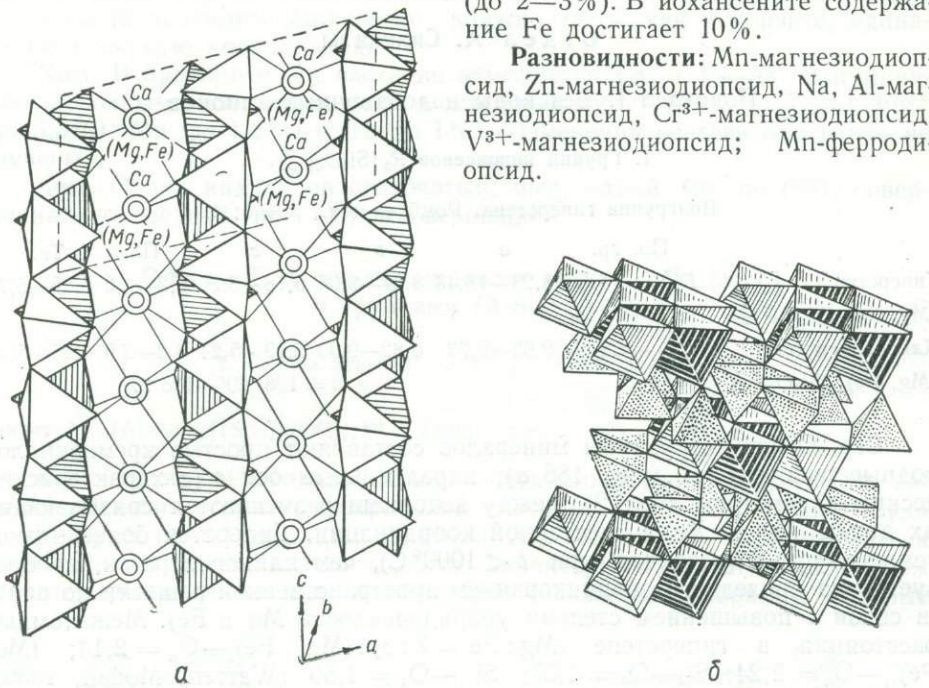


Рис. 185. Структура диопсида:
а — цепочки Si-тетраэдров, связанные атомами Ca и Mg; *б* — общий вид структуры

Подгруппа сподумена. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Сподумен $LiAl[Si_2O_6]$ $\frac{1}{\infty}$	9,52	8,32	5,25	110° 20′	3,1	6,75—7,25
Жадеит $NaAl[Si_2O_6]$ $\frac{1}{\infty}$	9,50	8,61	5,24	107° 26′	3,3	6,5—7
Эгирин $NaFe[Si_2O_6]$ $\frac{1}{\infty}$	9,65	8,79	5,29	107° 24′	3,6	6,25—6,5

Стр. Структура минералов аналогична структуре остальных пироксенов, однако в сподумене Li и Al находятся в шестерной координации (как в гиперстене), атомы же Na в жадеите и эгирине имеют КЧ 8 (как в диопсиде). Межатомные расстояния в сподумене: $Li—O_6 = 2{,}26$; $Al—O_6 = 2{,}07$; $Si—O_4 = 1{,}60$ (Warren, Biscoe, 1931).

Хим. В сподумене Li замещается Na (до 3%), а $Al—Fe^{3+}$ (до 1,6%), Cr^{3+} и Mn^{3+} (доли процента). В жадеите и эгирине Na существенно замещается Ca (до 10—16%), а Al и Fe^{3+}—Mg, Fe^{2+} и Mn (до 6—9%); кроме того, в жадеите Al замещается Fe^{3+} (до 4%), а в эгирине — V^{3+} (до 4%) и Ti (до 2,6%).

Разновидности: Cr^{3+}-сподумен Mn^{3+}-сподумен; Fe^{3+}-жадеит; Ca, Mg-жадеит; Ca, Mg, Fe-жадеит; Ca, Mg-эгирин; Ca, Mg, Fe^{2+}-эгирин; V-эгирин, Ti-эгирин.

2. Группа пироксеноидов $R_n[Si_nO_{3n}]$ $\frac{1}{\infty}$

Подгруппа волластонита. Мон. → трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Аламозит $Pb_3[Si_3O_9]$ $\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^4 - P2/c$	11,28	7,03	13,06	120°	4	6,5	5
Клиноволластонит $Ca_3[Si_3O_9]$ $\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	15,36	7,29	7,08	95° 25′	4	2,92	5—5,5

Бустамит $Ca_3Mn_3[Si_3O_9]_2$ $\frac{1}{\infty}$	$C_i^1 - P\bar{1}$	7,74	7,16	13,82	94° 35′	2	3,3	5,5—6
		$\alpha = 90°\ 31'$		$\gamma = 103°\ 52'$				
Волластонит $Ca_3[Si_3O_9]$ $\frac{1}{\infty}$	$C_i^1 - P\bar{1}$	7,94	7,32	7,07	94° 51′	2	2,92	5—5,5
		$\alpha = 90°\ 02'$		$\gamma = 103°\ 26'$				

Стр. Структуры всех минералов, за исключением аламозита, который не изучен, являются почти тождественными. В основе их находятся также одинарные кремнекислородные цепочки, но не простые, а более сложные (рис. 186, *б*), звенья которых состоят из чередующихся диортогрупп Si_2O_7 с тетраэдром SiO_4 (результат приспособления к размерам крупных Ca- и Mn-полиэдров). Это приводит к периоду повторяемости в три тетраэдра и увеличивает характеристический параметр *b* до 7,2—7,3. Ca- и Mn-октаэдры соединяются ребрами в прямые колонки, параллельные оси *b*. Межатомные расстояния: в бустамите $Ca - O_6 = 2{,}39$; $Mn - O_6 = 2{,}22$; $Si - O_4 = 1{,}62$; в волластоните $Ca - O_6 = 2{,}39$; $Si - O_4 = 1{,}62$; (Peacor, Prewitt, 1963).

Хим. Состав минералов довольно постоянен; однако в бустамите и волластоните изоморфная примесь Fe в некоторых случаях достигает 8—10%.

Разновидности: Fe-бустамит, Fe-волластонит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый. Сп. по (100) совершенная, по (001) средняя.

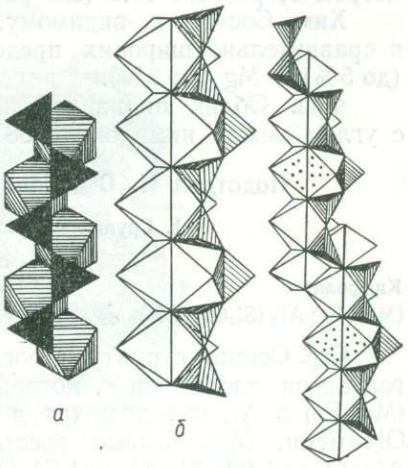


Рис. 186. Кремнекислородные цепочки:
а — в пироксенах; *б* — в волластоните; *в* — в родоните (в последней Ca-октаэдры показаны точками).

Подгруппа родонита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Родонит $CaMn_4[Si_5O_{15}]$ $\frac{1}{\infty}$	7,68	11,82	6,71	92° 21′	93° 57′	105° 20′	3,7	6—6,5
Бабингтонит $Ca_2FeFe^{3+}[Si_5O_{14}OH]$ $\frac{1}{\infty}$	7,56	12,45	6,74	86° 12′	93° 51′	112° 22′	3,4	5,5—

Стр. Структура этих пироксеноидов отличается от структуры волластонита формой метасиликатных цепочек, звенья которых (инкременты) состоят из двух диортогрупп Si_2O_7 и одного тетраэдра SiO_4 (рис. 186, *в*), что увеличивает характеристический параметр *b* (направление вытянутости колонок из Ca, Mn-октаэдров и Si-цепочек) до 12,2. Как показал Х. Мамедов (1958), такая форма звена Si-цепочки обусловлена девятичленными ступенчатыми колонками из Mn-октаэдров, к которым эти цепочки приспосабливаются. Д. Пикор и Н. Ниидзеки (1963) установили, что Ca-октаэдры занимают среди Mn-октаэдров определенную позицию (в отношении 1 : 5) и, вероятно, их присутствие и определяет форму инкремента Si-цепочки, а положение Ca-октаэдра в середине пятерки октаэдров (рис. 186, *в*) обусловливает «перелом» цепочки октаэдров и заход ее одну за другую на один Mn-октаэдр. Межатомные расстояния в родоните: $Ca - O_6 = 2{,}42$; $Mn - O_6 = 2{,}23$; $Si - O_4 = 1{,}63$ (Peacor, Niizeki, 1963).

Хим. Состав родонита изменяется в связи с изоморфными замещениями $Mn - Fe^{2+}$ (до 12%), Zn (до 6%) и Mg (до 6%). Кроме того, существуют изоморфные замещения Ca—Mn, так что отношение Ca : Mn изменчиво. Редкий бабингтонит не изучен.

Разновидности: Fe-родонит, Zn-родонит, Mg-родонит.

Физ. Облик индивидов родонита толстотаблитчатый, сп. по трем пинакоидам совершенная до средней.

Подгруппа пироксмангита. Трик., $C_1^1 - P1$ (?), $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Пироксмангит $Mn_4Fe_3[Si_7O_{21}]$ $^1_\infty$	7,50	17,20	6,82	82° 48′	94° 20′	113° 17′	3,8	6—6,5

Стр. Структура полностью не изучена. Однако, как показал Ф. Либау (Liebau, 1959), кремнекислородные цепочки в структуре минерала, вытянутые вдоль оси *b*, представлены еще более крупными звеньями в семь тетраэдров (три группы Si_2O_7 и один SiO_4) с характеристическим параметром *b*, равным 17,2 (см. рис. 44, *з*).

Хим. Состав, по-видимому, изменчив; отношение Mn : Fe колеблется в сравнительно широких пределах. Кроме того, отмечаются примеси Ca (до 5%) и Mg (до 3%).

Физ. Облик индивидов не выяснен. Сп. по (100) и (001) средняя с углом между ними около 88°.

Подотдел II. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа карфолита. Ромб. $D_{2h}^{22} - Ccca$, $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Карфолит	13,86—13,77	20,13—20,18	5,12—5,11	2,9—3,0	5,5—6
(Mn, Fe) $Al_2(Si_2O_6)(OH)_4$ $^1_\infty$					

Стр. Основу структуры составляют метасиликатные цепочки, простирающиеся вдоль оси *c*, которые соединяются вместе с помощью атомов (Mn, Fe) и Al, находящихся в октаэдрической координации атомов O и OH-групп. Межатомные расстояния в феррокарфолите: Fe—O_6=2,16; Al—O_6 = 1,93; Si—O_4 = 1,64 (McGillavry, Korst, Moore, Plas, 1956).

Хим. В составе карфолита наблюдается совершенный изоморфизм между Mn и Fe (правда, по причине редкости минерала с некоторыми разрывами), на основе которого выделяются два подвида — *манганокарфолит* и *феррокарфолит*. В числе изоморфных элементов отмечаются Mn^{3+} (до 22% вместо Mn^{2+}), Fe^{3+} (до 3%) и Mg (до 2,5%).

Физ. Образует волокнистые агрегаты; сп. по (110) (?) совершенная под углом в 68°.

2. Группа кабамагальсилита. Мон. (?)

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Кабамагальсилит $KBaMg_6Al[Si_2O_6]_3O_2F_2$ $^1_\infty$ (магбасит)	—	—	—	—	3,4	5—5,5

Стр. Структура не изучена. Отнесен к цепным на основе химизма и морфологических данных (Семенов, Хомяков, Быкова, 1965).

Хим. Атомы Mg замещаются атомами Fe (9%) и Sc (2,1%), а Ba—Ca (1,7%).

Физ. Индивиды тонкоигольчатые и войлокоподобные.

3. Группа амфиболов $R_2R_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ $^1_\infty$.

Подгруппа антофиллита. Ромб. → мон., $Z = 4$; 2.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Антофиллит	$D_{2h}^{16} - Pnma$	18,56	18,08	5,28	2,9	6,5
$Mg_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ $^1_\infty$						
Холмквистит	$D_{2h}^{16} - Pnma$	18,31	17,80	5,31	3,0	(6,5)
$Li_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ $^1_\infty$						
Кумингтонит	$C_{2h}^3 - C2/m$	(9,50)—9.56	(17,96)—18,45	(5,30)—5,34	(3,0)—3,6	6,5—6
$(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ $^1_\infty$				β = 109° 34′		
Клинохолмквистит	$C_{2h}^1 - P2/m$	9,80	17,83	5,30	3,1	6,5
$Li_2Mg_3Al_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$ $^1_\infty$				β = 109° 06′		

Стр. Основу структуры минералов составляют сдвоенные кремнекислородные цепочки $[Si_4O_{11}]_\infty^1$, простирающиеся вдоль оси *c* (характеристический параметр, как у пироксенов, в два тетраэдра SiO_4, равный 5,2), между которыми размещаются атомы Mg и Fe в шестерной координации; они связывают всю постройку в единое целое. Октаэдры MgO_6 и FeO_6 образуют колонки, сшитые в стенки шириной в пять октаэдров, которые вытянуты вдоль оси *c* и чередуются по оси *b* с кремнекислородными цепочками (рис. 187, *а* и *б*). Межатомные расстояния в Fe-антофиллите: (Mg, Fe)—O_6 = 2,19; Si—O_4 = 1,62 (Ito, 1950).

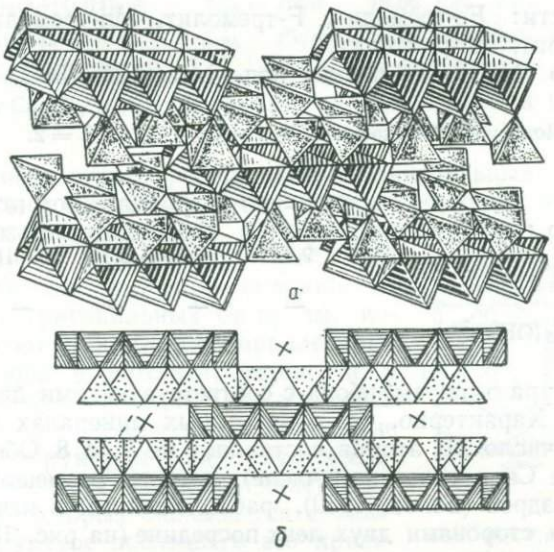


Рис. 187. Структурный тип амфиболов:
а — общий вид структуры; *б* — проекция на плоскость (001); крестиками отмечены вакантные места в структуре для восьмых «катионов».

Хим. В антофиллите Mg замещается Fe^{2+} (до ~25%), далеко не достигая существенно железистых разностей. В холмквистите Mg и Al замещены Fe^{2+} и Fe^{3+} (до 5—7%). В кумингтоните Mg и Fe показывают совершенный изоморфизм, но также разности чисто Fe- или Mg-состава пока не обнаружены, хотя в целом ряд значительно шире, что позволяет выделить подвиды — *магнезиокумингтонит* и *феррокумингтонит*. Остальные изоморфные примеси в антофиллите несущественны (Na, Al, Mn, Ca), в кумингтоните же помимо Al и Ca находятся иногда Mn (до 14%) и Zn (до 10%). В кумингтоните (Layton, Phillips, 1960) и клинохолмквистите (Гинзбург, 1965) восьмые катионные позиции частично заняты Na, K и Ca (суммарно до 0,2).

Разновидности: Mn-кумингтонит, Mn, Zn-кумингтонит и др.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый, волосовидный; обычно образуют волокнистые агрегаты. Сп. по (210), у кумингтонита по (110), совершенная под углом около 125° (55°).

Подгруппа тремолита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, Z = 2.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Тремолит $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	9,84	18,05	5,28	104° 42′	3,0	6—6,5
Актинолит $NaCa_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2O(OH)$	9,89	18,14	5,31	105° 48′	3,0	6—6,5
Рихтерит $Na_2CaMg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	9,82	17,96	5,27	104° 14′(?)	3,0	(6)

Стр. Структура аналогична структуре кумингтонита (рис. 187, *а* и *б*) и отличается лишь в деталях, которые обусловливают более высокую координацию Ca и Na, равную 8. Некоторые межатомные расстояния в актинолите: $Ca—O_3 = 2{,}51$; $Mg—O_6 = 2{,}11$; $Si—O_4 = 1{,}67$ (Zussman, 1955).

Хим. Состав изменчив, но сравнительно в узких пределах. Главными изоморфными примесями являются Fe^{2+} (до 3—5%, в актинолите до 13%), Mn (до 5%, в рихтерите до 12%) и Al (до 2—3%); в тремолите, кроме того, отмечается примесь Na (2—3%) и F (до 9%), а в рихтерите — K (до 6%).

Разновидности: Fe-тремолит, F-тремолит, Mn-тремолит; Fe-актинолит; Fe^{2+}-рихтерит, Mn-рихтерит.

Физ. Сп. по (110) совершенная под углом 124° (56°).

Подгруппа глаукофана. Мон. C^3_{2h} — $C2/m$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Глаукофан	9,74—9,90	18,02— 18,14	5,34— 5,32	104° 10′— 103° 30′	3,1—3,4	6,5—6
$Na_2(Mg, Fe)_3(Al, Fe)_2[Si_4O_{11}]_2(OH)_2\,\frac{1}{\infty}$						
Арфведсонит	9,89	18,35	5,34	104° 16′	3,4	6
$Na_3Fe_4Fe^{3+}[Si_4O_{11}]_2(OH)_2\,\frac{1}{\infty}$						
Экерманит	—	—	—	—	3,2	(6,5)
$Na_4Mg_2AlFe[Si_4O_{11}]_2(OH)_2\,\frac{1}{\infty}$						

Стр. Структура типа амфибола с соответствующими двойными цепочками $[Si_4O_{11}]\,\frac{1}{\infty}$. Характерно, что в некоторых минералах этой и предыдущей подгрупп число ЭП атомов составляет не 7, а 8. Обычно это атомы Na (замещающие Ca в удвоенном числе), которые размещаются в местах пустующих октаэдров (Белов, 1950), расположенных в нечетных этажах между тыльными сторонами двух лент посредине (на рис. 187, *б* эти места показаны крестиками).

Хим. В составе глаукофана отмечается совершенный изоморфизм между Mg и Fe^{2+} и одновременно между Al и Fe^{3+} (правда, несколько менее полный), что требует придать глаукофану новое содержание, а старые «виды» — глаукофон и рибекит — заменить подвидами *магнезиоалюмоглаукофан* и *ферроферриглаукофан*. Но кроме них существуют еще *магнезиоферриглаукофан* и *ферроалюмоглаукофан*. Частично Al, должно быть, замещает Si в тетраэдрических позициях. Положение арфведсонита как самостоятельного вида сомнительно (Ernst, 1962); он содержит существенные изоморфные примеси Mg, Al, Ca и Ti.

4. Группа дирита. Мон.→трик., $Z = 2$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Дирит $MnFe_{12}Fe^{3+}_4[Fe_3Si_{13}O_{44}](OH)_{11}\,\frac{1}{\infty}$	C^5_{2h} — $P2_1/a$	10,76	18,87	9,57	3,8	—
		$\beta = 107°\,12'$				
Хауит $NaMn_3Fe_7Fe^{3+}_2[Si_{12}O_{33}](OH)_9\,\frac{1}{\infty}$	Не опр.	10,17	9,72	9,56	3,4	—
		$\alpha = 91°\,18'$	$\beta = 70°\,42'$	$\gamma = 109°00'$		

Стр. Структуры минералов не изучены (Agrell, Bown, McKie, 1964). Судя по химическому составу и параметрам ячейки, они близки к амфиболам, хотя отличаются величиной характеристического параметра *c* (псевдопериод по этой оси равен ~3,2). Возможно относятся к слоистым.

Хим. Состав требует дополнительного изучения.

Физ. Облик индивидов дирита игольчатый, хауита — таблитчатый. Сп. первого по (110), второго по (100) и (010) средняя до совершенной.

5. Группа гиалотекита. Ромб. (?).

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Гиалотекит $BaCaPb_2[Si_6O_{14}][BO_3]OH\,{}^1_\infty$ (?)	—	—	—	3,8	5,5—6

Стр. Структура неизвестна. Отнесен к цепным на основе химического состава, что явно недостаточно. Облик индивидов невыяснен. Сп. в двух направлениях под углом 90°. Состав требует уточнения; OH частично замещается F.

6. Группа ксонотлита. Мон. → трик., Z = 2.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Ксонотлит $Ca_6[Si_6O_{17}](OH)_2\,{}^1_\infty$	$C^4_{2h}-P2/a$	16,56	7,34	7,04	~90°	2,71	5—5,5
Фошагит $Ca_8[Si_6O_{17}](OH)_6\,{}^1_\infty$	$C^1_{2h}-P2/m$ (?)	10,32	7,36	14,07	106° 24′	2,67	4,5—5
Гилебрандит $Ca_{12}[Si_6O_{17}](OH)_{14}\,{}^1_\infty$	$C^5_{2h}-P2_1/a$	16,60	7,26	11,85	~90°	2,69	4,5—5
Триклинофошагит $Ca_4[Si_3O_9](OH)_2\,{}^1_\infty$	C^1_1-P1	10,32	7,36	7,94	104° 30′	—	(4,5—5)
		$\alpha = 117°\,36'$		$\gamma = 90°$			

Стр. В основе структур первых трех минеральных видов находятся сдвоенные волластонитовые цепочки, которые образуют инкремент состава $[Si_6O_{17}]\,{}^1_\infty$, и вытянуты по оси *b* (Мамедов, Белов, 1956; 1958). В ксонотлите (рис. 188) вдоль той же оси тянутся колонки из Ca-октаэдров и тригональных Ca-призм, которые составляют стенки-слои, параллельные (001). Структуры ксонотлита, фошагита и гилебрандита очень сходны между собой (рис. 189, *а*, *б* и *в*), причем две последние получаются из структуры ксонотлита «введением» дополнительных $Ca(OH)_2$, максимальное количество которых оказывается в гилебрандите. В структуре последнего это приводит к тому, что параллельно (001) возникают слои ксонотлитовой структуры (рис. 189, *в*), соединяющиеся вместе гидроксильными связями, как в портландите $Ca(OH)_2$. В основе структуры триклинофошагита находятся цепочки волластонитового типа $[Si_3O_9]\,{}^1_\infty$ (Gard, Taylor, 1960). Средние межатомные расстояния в структурах минералов близки к стандартным: Ca — (O, OH)$_6$ = 2,3 — 2,5; Si—$O_4 \approx 1{,}60$.

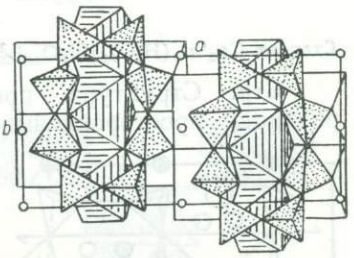


Рис. 188. Структура ксонотлита.

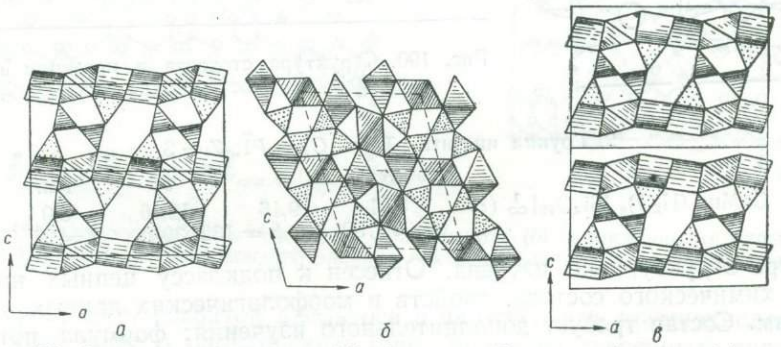


Рис. 189. Структуры ксонотлита (*а*), фошагита (*б*) и гилебрандита (*в*) в проекции на плоскость (010).

Хим. Состав минералов постоянен.

Физ. Облик индивидов шестоватый, досчатый, игольчатый; образуют параллельноволокнистые агрегаты. Сп. ксонотлита и фошагита по (100) совершенная, по (001) средняя; сп. гилебрандита по (001) совершенная.

7. Группа пектолита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Пектолит $Na\,(Ca, Mn)_2\,[Si_3O_8OH]\,\frac{1}{\infty}$	7,93—?	7,09—?	7,06—?	2,9—3,2	5—6
	$\alpha = 90°$—?	$\beta = 95°10'$—?	$\gamma = 103°00'$—?		

Стр. Структура пектолита в основе аналогична структуре волластонита с той лишь разницей, что в цепочке из Si-тетраэдров один атом O (на звено) замещен OH. Атомы Na находятся в координации 8, а Ca (Mn) — в координации 6. Ширина колонок из Ca-полиэдров в два октаэдра. Параметры ячейки и углы известны лишь для кальциопектолита (Warren, Biscoe, 1931). Межатомные расстояния: $Na—O_8 \approx 2{,}5$; $Ca—O_6 = 2{,}37$; $Si—O_4 = 1{,}63$ (Prewitt, Peacor, 1964).

Хим. Состав характеризуется совершенным изоморфизмом Ca и Mn, на основании которого выделены два подвида — *кальциопектолит* и *манганопектолит*. Остальные примеси (Fe и Mg) несущественны.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый; сп. по (100) и (001) совершенная.

Подотдел III. Водные

1. Группа стоксита. Ромб. $D_{2h}^6 - Pnna$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Стоксит $Ca_2Sn_2\,(H_2O)_4\,[Si_6O_{18}]\,\frac{1}{\infty}$	14,47	11,63	5,24	3,2	6,5	(110) сов.

Стр. Структура представлена винтовыми цепочками из Si-тетраэдров, простирающимися вдоль оси *b* (рис. 190). Полное звено этого типа цепочки состоит из двух диортогрупп $[Si_2O_7]$ и двух тетраэдров $[SiO_4]$. Атомы Ca в координации 8 размещаются вместе с двумя молекулами H_2O в крупных полостях, образуемых петлями цепочек, а атомы Sn в координации 6 — в полостях между соседними петлями. Средние межатомные расстояния: $Ca—O_6\,(H_2O)_2 = 2{,}38$; $Sn—O_6 = 2{,}03$; $Si—O_4 = 1{,}64$ (Vorma, 1963).

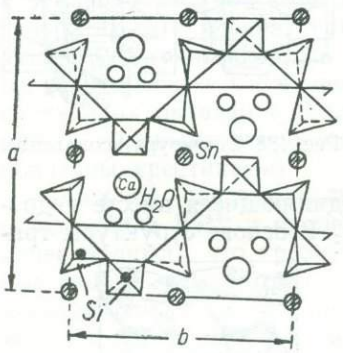


Рис. 190. Структура стоксита в проекции на плоскость (001).

2. Группа инезита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 3$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Инезит $CaMn_3\,(H_2O)_3\,[Si_4O_{12}]\,\frac{1}{\infty}$ (?)	8,91	9,16	12,16	3,0	6—6,5
	$\alpha = 87°\,39'$	$\beta = 132°\,30'$	$\gamma = 97°\,06'$		

Стр. Структура не изучена. Отнесен к подклассу цепных на основании химического состава, свойств и морфологических данных.

Хим. Состав требует дополнительного изучения; формула приблизительна.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый до волосовидного. Сп. по (010) совершенная, по (100) средняя.

3. Группа гидроксонотлита. Ромб. → мон., $Z = 2$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Гидроксонотлит $Ca_5(H_2O)_5\,[Si_6O_{17}]\,\frac{1}{\infty}$	$D_2^5 - C222_1$	16,80	7,34	22,6	—	(4,5—5)
Скотит $Ca_8\,(H_2O)_2\,[Si_3O_9]_2\,[CO_3]_2\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^3 - I2/m$	6,61	15,22	10,98	2,77	5—5,5
			$\beta = 115°\,24'$			

Стр. Структуры детально не изучены. Для гидроксонотлита предполагается промежуточное положение между ксонотлитом и тоберморитом, причем скорее это трехслойный ксонотлит ($c = 7{,}04 \times 3$), в котором вместо $1Ca(OH)_2$ находится $5H_2O$ (Мамедов, Белов, 1958).

Хим. Состав постоянен; отмечаются ничтожные примеси Na и K.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый. Сп. гидроксонотлита по (100) совершенная, по (001) средняя; скотита по (010) совершенная.

4. Группа палыгорскита. Мон. → ромб., $Z = 1$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Палыгорскит $Mg_5(H_2O)_4[Si_4O_{10}]_2(OH)_2 \cdot 4H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	C_{2h}^3—$F2/m$	13,4	18,0	5,2	~2,2	2,5—3
			$\beta = 90$—$93°$			
Сепиолит $Mg_8(H_2O)_4[Si_6O_{15}]_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	D_{2h}^6—$Pnan$	13,4	26,8	5,28	2,0	2,5—3
			$\beta = 90°$			
Лохлинит $Na_4Mg_6(H_2O)_4[Si_6O_{15}]_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	—	—	—	5,3	2,17	(2,5—3)

Стр. Структуры минералов представляют весьма интересный пример промежуточных цепно-слоистых структур. В отличие от типично слоистых силикатов палыгорскит и сепиолит обладают гофрированной слоистой

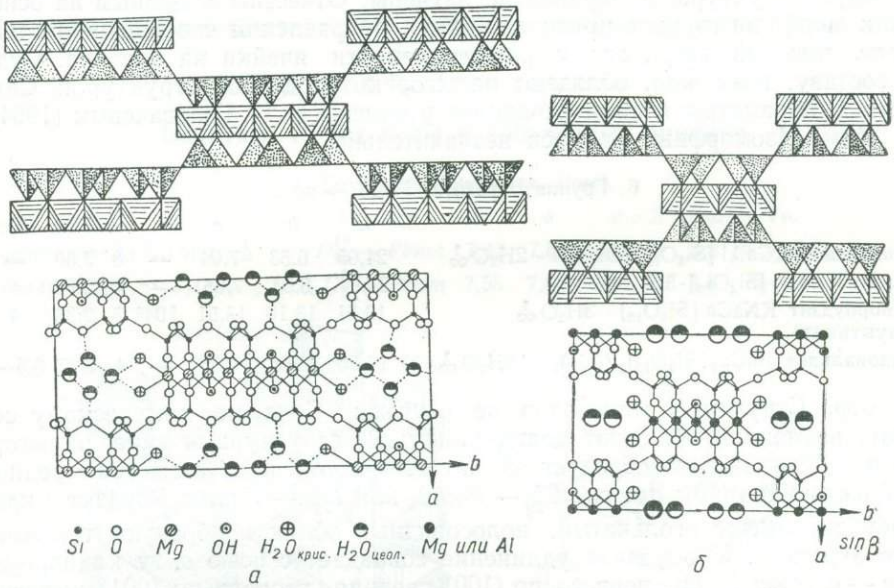


Рис. 191. Структуры сепиолита (*а*) и палыгорскита (*б*) в проекции на плоскость (001). В нижней части каждого рисунка показаны различные молекулы воды.

структурой, т. е. разбитой вдоль оси b на отдельные кремнекислородные ленты, состоящие в палыгорските (рис. 191, *б*) из сдвоенных пироксеновых цепочек ($b = 9{,}0 \times 2$), а в сепиолите (рис. 191, *а*) — из аналогичных, но строенных цепочек ($b = 9{,}0 \times 3$). Образованные таким образом относительно самостоятельные пакеты-блоки связываются друг с другом через крайние тетраэдры в сетки, что дает характерный для них радикал $[Si_2O_5]_n^{2n}\infty$, который в формулах следует показывать для палыгорскита удвоенным $[Si_4O_{10}]$, а для сепиолита — утроенным $[Si_6O_{15}]$. Между пакетами в структуре минералов существуют крупные каналы, параллельные оси c (рис. 191, *а*, *б*), заполненные цеолитной и кристаллизационной водой (последняя входит в окружение наружных Mg-октаэдров), и, как

следует из структурных схем, различным у них оказывается лишь количество цеолитной воды.

Хим. Состав минералов изменяется на основе как изовалентного, так и гетеровалентного изоморфизма. Наиболее обычны примеси Al (в палыгорските достигают отношения Mg : Al = 1 : 2), Fe^{3+} (до 6%), Fe^{2+} (до 5%), Ni (до 4,1%), Cu (до 1%). В лохлините половина атомов Na расположена, вероятно, в каналах; после длительного выщелачивания Na удаляется полностью и остается минерал, близкий к сепиолиту (Fahey, Ross, Axelrod, 1960).

Разновидности: Al-палыгорскит, Fe^{3+}-палыгорскит, Fe^{3+}-сепиолит, Ni-сепиолит и др.

Физ. Облик волосовидный; обычно встречается в спутановолокнистых агрегатах.

5. Группа фенаксита. Трик. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Фенаксит $K_2Na_2Fe_2^{2+}(H_2O)[Si_4O_{10}]$ $^1_\infty\infty$	$C_i^1 - P\bar{1}$	6,97	8,18	9,97	1	2,74	5,5—6
		$\alpha = 105°\,04'$		$\beta = 98°\,58'$		$\gamma = 114°\,40'$	
Канасит $KNa_2Ca_3(H_2O)[Si_4O_{10}]F$ $^1_\infty\infty$	Не опр.	18,87	7,24	12,60	4	2,71	(5,5)

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к цепным на основании морфологических признаков, двух направлений совершенной спайности, высокой твердости и расщепляемости ячейки на волокна. Судя по составу, возможно, обладают палыгорскитоподобной структурой. Сингония и параметры ячейки фенаксита уточнены В. П. Головачевым (1964).

Хим. Изоморфные примеси незначительны.

6. Группа роудзита. Ромб. → мон.

	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Дельхайелит $KCaAl[Si_4O_{10}](OH)Cl \cdot 2H_2O$ $^1_\infty\infty$	24,65	6,53	7,04	—	8	2,60	—
Роудзит $KNaCa[Si_4O_{10}] \cdot 3H_2O$ $^1_\infty\infty$	23,8	6,54	7,05	—	4	2,36	4
Клинороудзит $KNaCa[Si_4O_{10}] \cdot 3H_2O$ $^1_\infty\infty$ (маунтинит)	13,51	13,10	13,51	104°	8	2,36	4
Макдональдит $BaCa_4[Si_4O_{10}]_4(OH)_2 \cdot 10H_2O$ $^1_\infty\infty$ (?)	14,06	23,52	13,08	—	4	2,27	3,5—4

Стр. Структуры минералов не изучены. Судя по химическому составу, возможно, обладают цепно-слоистыми структурами типа палыгорскита. Дельхайелит образует досчатого облика кристаллы со средней спайностью по (010); пр. гр. $C_{2v}^7 - Pmn2_1$ или $D_{2h}^{13} - Pmmn$. Роудзит и клинороудзит имеют игольчатый, волосовидный облик и образуют волокнистые агрегаты. У роудзита удлинение совпадает с осью c, у клинороудзита — с осью b; сп. первого по (100) средняя, второго по (001) несовершенная. По хим. составу оба настолько близки, что позволительно их отождествить и считать полиморфными видами (Gard, Taylor, 1957). Макдональдит помещен сюда на основании близости параметров ячейки, игольчатой формы индивидов и наличия сп. по (010) и (001). Формула его несколько упрощена (Alfors, Stinson, Matthews, Pabst, 1965).

7. Группа таумасита. Гекс. → трик., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Таумасит $H_2Ca_3(H_2O)_{13}[SiO_4][SO_4][CO_3]$ $^1_\infty\infty$	$C_6^6 - P6_3$	10,92	—	10,31	1,88	3,5—4
Бултфонтейнит $Ca_2(H_2O)[SiO_3OH]F$ $^1_\infty$	Не опр.	10,99	8,18	5,67	2,73	4,5—5
	$\alpha = 93°57'$	$\beta = 91°19'$		$\gamma = 89°51'$		

Стр. Структуры обоих минералов в деталях различны, причем бултфонтейнит довольно близок к афвиллиту, относящемуся по распределению

связей в структуре к слоистым силикатам. Формально все они принадлежат к ортосиликатам. В таумасите цепной мотив создается благодаря сцеплению ребрами Si-тетраэдров и Ca-октаэдров. Эти цепочки, вытянутые вдоль оси *c*, связываются с радикалами SO_4 и CO_3 преимущественно через молекулы H_2O и атомы H, т. е. посредством слабых гидроксильных и водородных связей. Межатомные расстояния: $Ca—O_3(H_2O)_3 \approx 2{,}4$; $Si—O_4 = 1{,}65$; $S—O_4 = 1{,}51$; $C—O_3 = 1{,}31$ (Welin, 1956). В структуре бултфонтейнита колонки из Ca- и Si-полиэдров, связанных ребрами, соединены в ленты состава $[Ca_4Si_2O_4]^{8+}$, которые вытянуты вдоль оси *c* и расположены рядами, параллельными (100). Между собой они связаны Ca-полиэдрами, атомами F и молекулами H_2O. Атомы Ca находятся в координации 7, но в разных позициях, в связи с чем у одних седьмым компонентом является F, у других — OH или H_2O. Межатомные расстояния: $Ca—O_6X = 2{,}41$; $Si—O_4 = 1{,}63$ (McIver, 1963).

Хим. Изменения состава минералов изучены недостаточно.

Физ. Облик индивидов игольчатый, у таумасита — нитевидный. Сп. таумасита по призме $(10\bar{1}0)$, бултфонтейнита по (100) и (010) весьма совершенная.

Отдел Б. Боросиликаты

Минералы соответствующего состава и строения пока не обнаружены

Отдел В. Алюмосиликаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа силлиманита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Силлиманит $Al[AlSiO_5]\frac{1}{\infty}$	D_{2h}^{16} — *Pbnm*	7,43	7,58	5,74	4	3,2	6,5—7,5
Муллит $Al[Al_xSi_{2-x}O_{5,5-0,5x}]\frac{1}{\infty}$	D_{2h}^{9} — *Pbam*	7,55	7,68	2,88	2	3,1	(6—7)

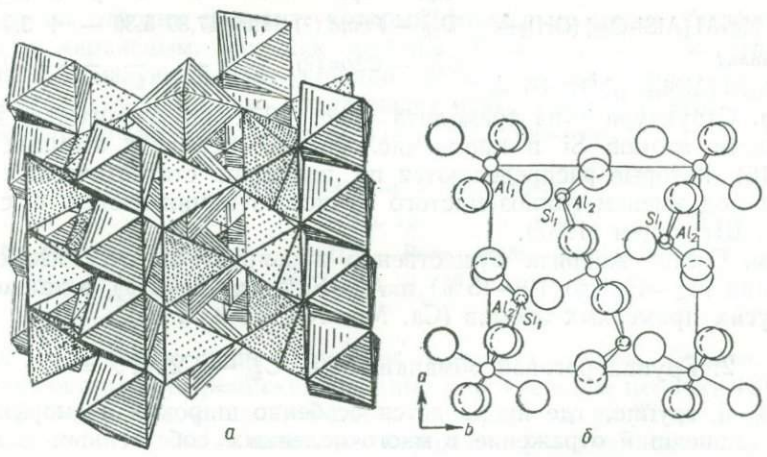


Рис. 192. Структура силлиманита:
а — общий вид; *б* — проекция на плоскость (001).

Стр. Основу структуры силлиманита составляют алюмокремнекислородные цепочки состава $AlSiO_5\frac{1}{\infty}$, в которых тетраэдры SiO_4 чередуются с тетраэдрами AlO_4 (рис. 192, *а*). Параллельно цепочкам, скрепляя их, тянутся (вдоль оси *c*) цепочки из Al-октаэдров рутилового типа, оси которых расположены по углам и в центре ромбической ячейки (рис. 192, *б*).

В муллите, структура которого аналогична, распределение атомов Al и Si по тетраэдрическим позициям является неупорядоченным (статистическим), что уменьшает параметр c в два раза, а изменение отношения Al : Si (от 1,5 : 1 до 2 : 1) сопровождается возникновением дефектов (Дьюрович, 1962). Межатомные расстояния в силлиманите: $Al—O_6 = 1{,}91$; $Al—O_4 = 1{,}77$; $Si—O_4 = 1{,}61$ (Burnham, 1963).

Хим. Состав изменяется весьма незначительно за счет изоморфных примесей Fe^{3+} (до 1,5%) и в муллите также Ti (до 2%).

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый; сп. по (010) средняя.

2. Группа авгита. Мон. $C_{2h}^6 — C2/c$, $Z = 1$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Авгит $Ca_4Mg_3Al\,[AlSi_7O_{24}]\,\frac{1}{\infty}$	9,7	8,9	5,2	~105°	3,3	6—6,5

Стр. Структура типа диопсида (см. рис. 185), но с тем отличием, что 1/8 (до 1/4) атомов Si в цепочках замещена Al (статистически). Возникновение дополнительного заряда в цепном алюмокремнекислородном радикале позволяет замещать в структуре двухвалентные ЭП элементы трехвалентными.

Хим. Состав изменяется в широких пределах: Mg замещается Fe (до 15%) и Mn (до 2%); Al замещается Fe^{3+} (до 8%), Ti (до 5%) и Cr (до 3%); Ca замещается Na (до 6%).

Разновидности: Fe^{2+}-авгит, Ti-авгит, Cr-авгит, Na-авгит.

Физ. Облик короткостолбчатый, изометрический; сп. по (110) совершенная (под углом 87°).

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа жедрита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Жедрит $Mg_6Al\,[AlSi_7O_{22}]\,(OH)_2\,\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^{16} — Pmna$ (?)	18,59	17,89	5,30	—	4	3,0	6—6,5
Альактинолит $NaCa_3Mg_{10}Al\,[AlSi_{15}O_{44}]\,O\,(OH)_3\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^3 — C2/m$ (?)	—	—	—	—	—	3,0	(6—6,25)

Стр. Структура типа тремолита (рис. 187), но отличается замещением части атомов Si в кремнекислородных цепочках атомами Al (до 1/8—1/16), которые распределяются по позициям статистически. Альактинолит под именем глиноземистого лучистого камня введен в систематику Х. Штрунцем (1957).

Хим. Состав жедрита существенно варьирует за счет изоморфного замещения Mg—Fe (до 10—15%) и Al—Fe^{3+} (до 4—5%), а также наличия других примесных атомов (Ca, Mn, Na, Ti и т. п.).

2. Группа роговой обманки. Мон. $C_{2h}^3 — C2/m$, $Z = 1$.

В этой группе, где проявляется особенно широкий изоморфизм элементов (нашедший отражение в многочисленных собственных названиях разновидностей), выделение вполне самостоятельных в химическом отношении видов практически невозможно и имеет в значительной степени условный характер. Часто выделяют подгруппы обыкновенной и базальтической (с большим количеством Fe^{3+}) роговой обманки, что имеет наряду с химизмом и генетический смысл. Для выделения реальных видов в этой группе минералов необходимы специальные исследования. В первом приближении, обобщая данные последних работ (Miashiro, 1957; Boyd, 1959; Wilkinson, 1961; Ernst, 1962 и др.), мы выделяем два основ-

ных минеральных вида — базальтическую роговую обманку под общим собирательным названием баркевикита и обыкновенную роговую обманку под общим названием каринтита.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эденит	~9,9	~18,0	~5,3	3,1	5,5—6
$Na_2Ca_4Mg_{10}[Al_2Si_{14}O_{44}](OH)_4\,\frac{1}{\infty}$				~105°	
Каринтит	9,9	18,2	5,3	3,1—3,3	6—6,5
$NaCa_3(Mg, Fe)_9Al_2[Al_3Si_{13}O_{44}](OH)_4\,\frac{1}{\infty}$		$\beta = 105°40'$			
Баркевикит	9,95	18,4	5,4	3,2—3,5	6—6,5
$Na_2Ca_4(Mg, Fe)_9(Al, Fe)_2[Al_4Si_{12}O_{44}]O_2(OH)_2\,\frac{1}{\infty}$		$\beta = 105°45'$			

Стр. Структура типа тремолита со значительным замещением Si—Al (до отношения Si—Al = 3 : 1) в кремнекислородных цепочках, которые размещаются статистически.

Хим. Для каринтита в связи с изоморфизмом Mg—Fe выделяется два подвида — *магнезиокаринтит* и *феррокаринтит* (для которых индивиды с крайними составами не встречаются). Для баркевикита, в составе которого проявляется независимое замещение двух пар элементов Mg—Fe и Al—Fe^{3+}, выделяется четыре подвида — *магнезиоалюмобаркевикит*, *ферроалюмобаркевикит*, *магнезиоферрибаркевикит* и *ферроферрибаркевикит*. Кроме совершенно изоморфных элементов, содержание которых часто выходит за рамки приведенных формул, обнаруживаются изоморфные примеси также и других, из которых важнейшими являются следующие: Ti (до 10—12%), K (до 6%), Cr^{3+} (до 5%), Zn (до 4,7%), Mn^{2+} (до 2—3%), Ni (до 0,3%), Li (до 0,2%), Sr (до 0,1%), F (до 2%) и очень редко Cl (до 7%).

Разновидности: Fe-эденит, Ti-каринтит, Al-магнезиокаринтит, Ca-магнезиокаринтит, Ti-магнезиоалюмобаркевикит, Cl-ферроферрибаркевикит и многие другие.

Отдел Г. Титаносиликаты

Сюда мы относим рамзаит, который формально можно было бы причислить к каркасным, так как цепочки Ti-октаэдров и Si-тетраэдров, соединяясь, образуют каркас. Однако прочность связи внутри цепочек выше, чем между ними, что оправдывает отнесение его в этот подкласс, но с равноправными по прочности Ti- и Si-цепочками.

1. Группа рамзаита. Ромб. → трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Рамзаит $Na_2[Ti_2(Si_2O_6)]_3O\,\frac{1}{\infty}$	D_{2h}^{14} — *Pnca*	14,26	8,57	5,09	4	3,4	6,5
Энигматит $Na_2Fe_5^{2+}[Ti(Si_2O_6)]_3O_2\,\frac{1}{\infty}$	Не опр.	10,41	10,81	8,93	2	3,8	6
		$\alpha = 104°56'$	$\beta = 96°52'$	$\gamma = 125°19'$			

Стр. Определена лишь структура рамзаита (Белов, Беляев, 1949). Ее основу составляют кремнекислородные пироксеновые цепочки $[Si_2O_6]\,\frac{1}{\infty}$, вытянутые вдоль оси *c*, сочетающиеся с цепочками из Ti-октаэдров, которые расположены (в отличие от пироксенов) в двух смежных слоях, чередуясь в каждом с цепочками из Na-октаэдров (рамзаитовый тип плотнейшей упаковки). Межатомные расстояния: $Na—O_6 \approx 2{,}38$; $Ti—O_6 = 1{,}94$; $Si—O_4 = 1{,}63$. Структура энигматита, вероятно, близка к структуре пироксенов (Kelsey, McKie, 1964).

Хим. В рамзаите существенной изоморфной примесью является Zr (до 20%). Состав энигматита весьма сложен; Fe^{2+} замещается Fe^{3+} (до 12%), Al (до 7,5%) и Mg (до 6%), Mn (до 3%); Na замещается Ca (до 7%) и K (до 4%).

Разновидности: Zr-рамзаит; Fe^{3+}-энигматит, Ca, Al-энигматит, Mn-энигматит и др.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, таблитчатый. Сп. рамзаита по (100) и (210) совершенная; энигматита по (100) и (010) средняя под углом 114°.

2. Группа тундрита. Трик. $C_1^1 - P1$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Тундрит	$Ce_2(H_2O)[Ti(SiO_3)]O(OH)_6\,\frac{1}{\infty}$ (?)	4,94	7,57	14,05	3,7	~3,5
		$\alpha = 105°20'$	$\beta = 102°45'$	$\gamma = 70°48'$		

Стр. Структура не изучена. Отнесен к цепным на основании химического состава и игольчатого облика минеральных индивидов (Семенов, 1963).

Хим. Изоморфные примеси незначительны: Ti замещается Nb (2,9%) и Al (1,4%), Ce—Ca (3,1%) и Th (0,8%), Si—P (3,6%). Значительная часть атомов H, как показывает кривая нагревания, связана в виде OH.

Подкласс 5. Слоистые

Отдел А. Силикаты

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

1. Группа джилеспита. Тетр. $D_{4h}^8 - P4/ncc$, $Z = 4$.

		a	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Куприривайт	$Ca[Cu(Si_4O_{10})]\,\frac{2}{\infty}$	7,30	15,12	3,1	~5	(001) сов.
Джилеспит	$Ba[Fe(Si_4O_{10})]\,\frac{2}{\infty}$	7,51	16,07	3,4	~3,5	(001) сов.

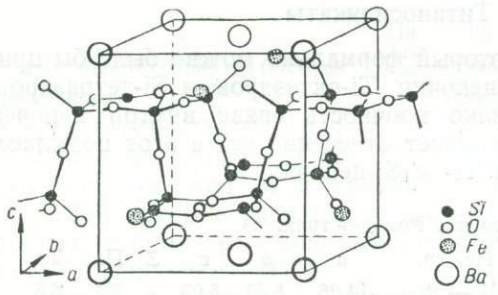


Рис. 193. Структура джилеспита.

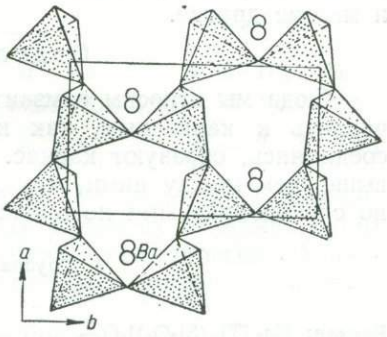


Рис. 194. Структура санборнита в проекции на плоскость (001) (показан один «слой» кремнекислородной сетки).

Стр. Структура представлена своеобразными двойными слоями из кремнекислородных тетраэдров, параллельными (001). Слои составлены диортогруппами Si_2O_7, ориентированными осями Si—Si вдоль (но не параллельно) оси *c* (рис. 193). С внешней стороны Si-тетраэдры имеют только по две общие вершины из трех. Между свободными вершинами четырех соседних тетраэдров располагаются атомы Fe (Cu) в четверной плоской координации, параллельной (001), насыщая заряд атомов O только наполовину и образуя слоистый радикал состава $[Fe(Si_4O_{10})]_n^{2n-}$ (Pabst, 1958). Атомы Ba (Ca), скрепляющие эти двойные слои, находятся в восьмерной координации. Межатомные расстояния: $Ba—O_8 = 2{,}85$; $Fe—O_4 = 1{,}97$; $Si—O_4 = 1{,}60$ (Pabst, 1943; 1958).

2. Группа санборнита. Ромб. → тетр.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Санборнит $Ba_2[Si_4O_{10}]\overset{2}{\infty}$	D_{2h}^{16} — $Pcmn$	4,63	7,69	13,53	4	3,8	5,5
Эканит $Ca_2Th[Si_4O_{10}]_2\overset{2}{\infty}$ (?)	Не опр.	7,46	—	14,96	2	3,4	—
Канаэканит $KNaCaTh[Si_4O_{10}]_2\overset{2}{\infty}$	Не опр.	14,78	—	12,58	7	3,5	3,5—6

Стр. Основу структуры санборнита составляют одинарные кремнекислородные сетки, параллельные (001) и представленные шестичленными кольцами (рис. 194), тетраэдры которых, находясь в плоскости (001), в то же время сильно выступают своими вершинами в обе стороны. В связи с этим соседние сетки смещены одна относительно другой примерно на величину ребра Si-тетраэдра, так что связывающие эти сетки соседние атомы Ba располагаются на двух разных уровнях. Межатомные расстояния: Ba—O_9 = 2,86; Si—O_4 = 1,64 (Douglas, 1958). Эканит и канаэканит (Гинзбург и др., 1965) помещены сюда условно на основании лишь химического состава (формулы).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый. Сп. по (001) совершенная, по (100) и (010) несовершенная. Сп. канаэканита весьма несовершенная, что может быть связано с началом метамиктного распада. Облик индивидов короткостолбчатый.

Подотдел II. С добавочными анионами

1. Группа хлоритоида. Мон. → трик., $Z = 4 \rightarrow 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Хлоритоид	C_{2h}^6 — $C2/c$	9,48	5,48	18,19	3,8	6,5—7
$Fe_2Al[Al_3(SiO_4)_2O_2](OH)_4\overset{2}{\infty}$			$\beta = 101°46'$			
Триклинохлоритоид	C_i^1 — $P\bar{1}$ (?)	9,50	5,48	9,16	3,8	6,5—7
$Fe_2Al[Al_3(SiO_4)_2O_2](OH)_4\overset{2}{\infty}$	$\alpha = 96°53'$		$\beta = 101°49'$		$\gamma = 90°02'$	

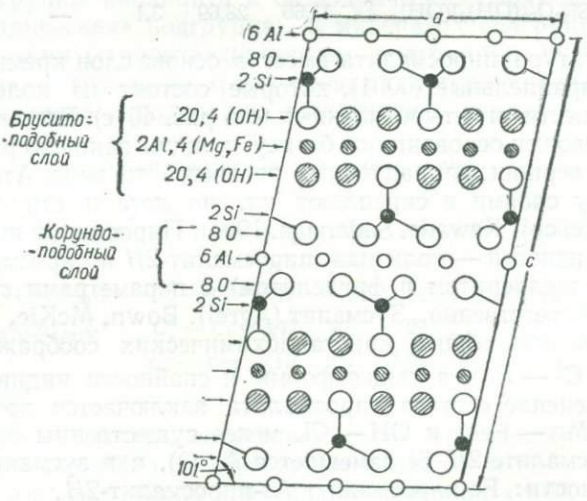


Рис. 195. Схематическое изображение структуры хлоритоида в проекции на плоскость (010).

Стр. Структура хлоритоида состоит из двух чередующихся октаэдрических слоев — бруситоподобного и корундоподобного (рис. 195), параллельных (001). Слои соединяются вместе с помощью изолированных тетраэдров SiO_4, которые более прочно (большим числом связей) связываются с корундоподобными слоями. Наименее прочным звеном в этой

слоистой структуре оказываются бруситоподобные слои (хотя прочность связи составляющих их атомов Mg и Al несколько усилена за счет частичной замены OH на O) и редкие связи Si—O между слоями. Недавно установлено наличие в природе полиморфного вида триклинной сингонии (Halferdahl, 1957), который, возможно, является структурной (политипной) разновидностью.

Хим. Состав хлоритоида довольно постоянен, однако в ряде случаев Fe^{2+} замещается Mg (до 5—6%) и Mn (до 3,5%), Al замещается Fe^{3+} (до 6%) и Ti (до 3%).

Разновидности: Mg-хлоритоид, Mn-хлоритоид, Fe^{3+}-хлоритоид.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, листоватый; сп. по (001) весьма совершенная.

2. Группа науяказита. Мон. → ромб., $Z = 4 \rightarrow 3$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Науяказит $Na_4Fe^{2+}Al_4[Si_4O_{10}]_2O_3(OH)_4$	Не опр.	15,09	8,00 $\beta = \sim 90°$	19,5	2,62	2,5—3,5
Ганофиллит $NaMn_2Al[Si_4O_{10}](OH)_4$	Не опр.	5,6	13,5 $\beta = 93°21'$	12,5	2,84	4
Тухуалит $Na_4Fe_2^{2+}Fe_3^{3+}[Si_4O_{10}]_4OH$	D_{2h}^{18}–$Cmca$ (?)	14,31	17,28	10,11	2,89	3,5—4

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены в подкласс слоистых силикатов на основании химического состава и физических свойств.

Хим. Состав требует дополнительного изучения.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, у науяказита псевдогексагональный. Сп. науяказита по (001), тухуалита — по трем пинакоидам совершенная.

3. Группа пиросмалита. Триг. $D_{3d}^3 - P\bar{3}ml$, $Z = 1; 4$.

	a	c	Пл.	Тв.
Пиросмалит $Mn_{16}[Si_{12}O_{30}](OH)_{20}$	13,42	7,16	3,1	4,5—5
Зусманит $MgFe_8[Si_{12}O_{28}(OH)_2](OH)_8$	11,66	28,69	3,1	—

Стр. Структура пиросмалита имеет в основе слои кремнекислородных тетраэдров, параллельные (0001), которые состоят из колец трех типов: двенадцати-, шести- и четырехчленных (см. рис. 46, *е*). Все тетраэдры в слое параллельны своими основаниями базису и лишь закономерно чередуются в ориентации вершин, направленных то вверх, то вниз. Атомы Mn расположены между слоями и скрепляют их, но детали структуры пока не выяснены (Takeuchi, Kawada, Sadanaga, 1963). Пиросмалит имеет две структурных разновидности — политипа: пиросмалит-2*H* и пиросмалит-3*R* (ранее называвшиеся шеллеритом и фриделитом) с параметрами *c*, равными 14, 32 и 21,46 соответственно. Зусманит (Agrell, Bown, McKie, 1964) помещен сюда на основании общих кристаллохимических соображений (пр. гр. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$ или $C_3^4 - R3$), а также формы и спайности индивидов.

Хим. Изменение состава пиросмалита заключается преимущественно в замещении $Mn - Fe^{2+}$ и $OH - Cl$, менее существенны примеси Ca, Mg и Zn. В пиросмалите-2*H* Si замещается As (?), а в зусманите — Al.

Разновидности: Fe-пиросмалит, As-пиросмалит-2*H*.

Физ. Облик индивидов обоих минералов таблитчатый или пластинчатый; сп. по (0001) совершенная.

4. Группа цеофиллита. Ромб. → трик.

	a	b	c	α	β	γ	Z	Пл.	Тв.
Бементит $Mn_5[Si_4O_{10}](OH)_6$ (?)	14,5	17,5	29,12	—	—	—	21	3.1	6 (?)
Цеофиллит $Ca_8[Si_6O_{15}](OH)_6F_4$	9,34	9,34	13,2	90°	110°	120°	3	2,76	3,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Возможно, близки к структуре пиросмалита. Бементит требует дополнительного изучения химического состава. Параметры ячейки цеофиллита определены Дентом (Dent, 1957). Вероятная пр. гр. бементита $D_2^4 - P2_12_12_1$ (Kato, 1963).

Физ. Облик индивидов пластинчатый, часто образуют радиально-лучистые агрегаты. Сп. по базису весьма совершенная; у бементита, кроме того, сп. по (100) и (010) совершенная до средней.

5. Группа калькмагсилфиллита. Мон.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Калькмагсилфиллит Ca $\{Mg_2[Si_4O_{10}](OH)_2\}$ $^2\!/_\infty\!\infty$ (кальциотальк)	—	—	—	—	(3,0)	2,5—3
Тэниолит K $\{LiMg_2[Si_4O_{10}]F_2\}$ $^2\!/_\infty\!\infty$	5,27	9,13	10,12	100°	2,83	2,5—3

Стр. Структуры минералов не изучены, но, очевидно, относятся к типу слюд, в которых, однако, отрицательный заряд слоистого радикала создается не замещением Si — Al в кремнекислородной сетке, а пропуском атомов Mg (в первом) или замещением их Li (во втором) в октаэдрическом слое. Атомами, связывающими пакеты друг с другом, являются Ca или K, что однозначно доказывается повышенной твердостью минералов. Поэтому допущение тальковой природы (замещение Mg на Ca) первого минерала (Сердюченко, 1959) следует считать ошибочным (Белов, 1959), первоначальное название его *кальциотальк*, как вводящее в заблуждение, заменено рациональным названием.

Физ. Сп. по (001) весьма совершенная.

6. Группа каолинита — антигорита.

В структурном отношении относимые сюда минералы тождественны, но образуют разные политипные модификации и изоморфные замещения. В минералах группы каолинита в октаэдрических слоях занято $^2\!/_3$ позиций («диоктаэдрическая» подгруппа), в минералах подгруппы антигорита заняты все позиции («триоктаэдрическая» подгруппа). И тем и другим свойственна также трубчатая хризотиловая текстура, которая значительно более распространена в подгруппе антигорита.

Подгруппа каолинита. Трик. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Каолинит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ $^2\!/_\infty\!\infty$	$C_i^1 - P\bar{1}$	5,14	8,93	7,37	104°30′	1	2,61	2,5—3,5
		$\alpha = 91°48'$		$\gamma = 90°$				
Дикит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ $^2\!/_\infty\!\infty$	$C_s^4 - Cc$	5,15	8,94	14,42	96°44′	2	2,62	2,5—3,5
Накрит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ $^2\!/_\infty\!\infty$	$C_s^4 - Cc$	5,17	8,95	28,72	91°43′	4	2,5	2,5—3,5
Метагаллуазит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$ $^2\!/_\infty\!\infty$	$C_s^3 - Cm$	5,15	8,9	7,9—7,5	~105°	1	2,6	—

Стр. Основу структуры составляют сетки кремнекислородных тетраэдров, параллельные (001) и сложенные в шестичленные кольца, соединяющиеся со стороны свободных вершин тетраэдров с «гиббситовым» слоем, в котором Al окружен четырьмя O и двумя OH (рис. 48, *г*). Сопряжение слоев показывает сильное искажение идеальной формы [dAl — $(O, OH)_6$ = = 1,83—2,01], свидетельствующее о напряженности структуры (Newnham, 1961). Характеристический параметр c равен (для однослойных политипов) 7,2. Слои удерживаются вместе гидроксильно-водородными связями (O—OH = 2,89). Для коалинита известен, кроме 1T-, также 2M-политип. Между собой минералы различаются по величине угла β и температуре

устойчивости (образования). Для накрита наиболее распространены 4*M*- и 6*R*-политипы. Метагаллуазит получается при обезвоживании галлуазита (процесс необратим).

Хим. Состав весьма постоянен, хотя отношение Al : Si может немного варьировать; изредка Al замещается Fe^{3+} или Cr^{3+} (до 1—2%).

Разности: Cr-каолинит; Fe^{3+}-метагаллуазит.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, листоватый; сп. по (001) весьма совершенная (для накрита отмечается еще средняя сп. в двух других направлениях).

Подгруппа антигорита. Мон. *Cm*, *C*2 или *C*2/*m*

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Антигорит $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	5,30	9,20	7,46	91°24′	1	2,6	2,5—3
Лизардит $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	5,31	9,20	7,31	90°	1	2,55	2,5—3
Хризотил $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	5,34	9,25	14,65	93°16′	2	2,55	2,5—3
Гриналит $Fe_9Fe_2[Si_4O_{10}]_2(OH)_{16}$	~5,30	18,6	14,5	~93°	2	~3,0	—
Непуит $Ni_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	5,29	9,18	14,55	~93°	2	~3,2	2,5—3
Кариопилит $Mn_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ (?)	—	—	—	—	—	2,9	3—4 (?)

Стр. Структура аналогична структуре каолинита (рис. 48, *г*), отличаясь лишь заполнением атомами позиций в октаэдрических слоях. Прочность гидроксильно-водородных связей между слоями немного ниже, чем в подгруппе каолинита. Помимо клиноантигорита (для которого Аруха [Aruja] нашел параметр $a = 43{,}4$), известен также другой политип — ортоантигорит (правильно *гексаантигорит*). Хризотил имеет, кроме клиноразности, еще две ромбические — ортохризотил и парахризотил с ориентировкой оси волокон вдоль оси *a* и *b* соответственно (Wittaker, 1956).

Хим. Состав изменяется в широких пределах на основе изоморфного замещения $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ и $MgSi \rightarrow AlAl$, дающего начало минералам группы хлорита. Кроме того, отмечаются примеси Ni, Mn, Fe^{3+}, Al и Cr (2—5%). Состав гриналита требует уточнения. В непуите всегда содержится значительное количество Mg. В антигорите недавно обнаружен F (до 2,5%).

Разновидности и разности: Fe-антигорит, Mn-антигорит, Ni-антигорит, Al-антигорит, Cr-антигорит, F-антигорит; то же (за исключением F) имеем для хризотила и отчасти лизардита.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый; сп. по (001) весьма совершенная.

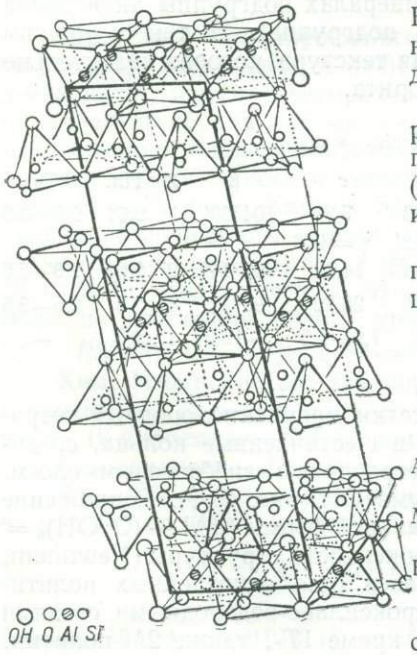


Рис. 196. Структура пирофиллита.

7. Группа пирофиллита.
Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$ или $C_s^4 - Cc$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Пирофиллит						
$Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$	5,15	8,92	18,59	99°55′	2,84	1
Тальк						
$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	5,27	9,12	18,85	100°00′	2,82	1
Минесотаит						
$Fe_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	5,4	9,42	19,14	?	3,0	(1)

Стр. Основу структуры минералов составляют слои, построенные из двух сеток Si-тетраэдров, параллельных (001),

обращенных друг к другу свободными вершинами, между которыми, прочно их связывая, располагается сетка из Al(Mg)-октаэдров (рис. 196). Характер заполнения октаэдров атомами Al или Mg(Fe) такой же, как в каолините и антигорите. Между слоями действуют остаточные связи, обусловливающие предельно низкую твердость минералов и отсутствие упругих сил.

Хим. Состав минералов изменяется в узких пределах. В пирофиллите установлены примеси Mg (до 9%), Fe^{2+} (до 5%) и Fe^{3+} (до 2%); в тальке — Fe^{2+} (до 5%), Fe^{3+} (до 4,2%), Al (до 2%) и Ni (до 1%). В минесотаите содержится Mg и Fe^{3+}.

Разновидности: Mg-пирофиллит, Fe-пирофиллит, Fe^{2+}-тальк, Fe^{2+}, Fe^{3+}-тальк, Ni-тальк.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, листоватый; сп. по (001) весьма совершенная.

Подотдел III. Водные

1. Группа апофиллита. Тетр. → мон., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Апофиллит $KCa_4(H_2O)_8[Si_4O_{10}]_2F$	D^6_{4h}—$P4/mnc$	9,02	—	15,84	—	2,35	5—5,5
Краускопфит $Ba_2(H_2O)_6[Si_4O_{10}]$	C^5_{2h} — $P2_1/a$	8,46	10,62	7,84	94°32′	3,1	4—4,5

Стр. Изучена структура апофиллита, в основе которой находятся одинарные кремнекислородные сетки (рис. 46, *б*), составленные из четверных колец. Вершины тетраэдров в них закономерно чередуются по направлению, при котором сетки имеют двухстороннюю неровность или

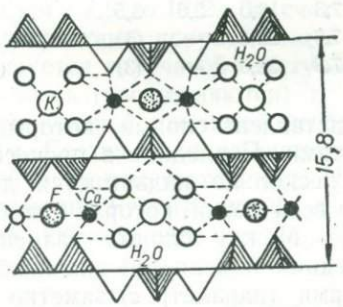


Рис. 197. Структура апофиллита, проекция на плоскость (110).

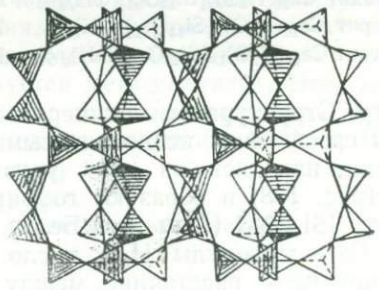


Рис. 198. Структура тоберморита в проекции на плоскость (001); показано строение слоя, состоящего из наложенных друг на друга ксонотлитовых лент.

«зазубренность» (рис. 197). Между собой сетки удерживаются посредством атомов Ca и K, находящихся соответственно в координации 7 и 8. Молекулы H_2O, окружающие атомы K, по кубу связаны, кроме того, с Ca и двумя O из Si-тетраэдров. Межатомные расстояния: Ca — O_6F = 2,38(2); 2,56(2); 2,62(2); 2,44; K — $(H_2O)_8$ = 2,83; Si — O_4 = 1,62 (Taylor, Naray-Scabo, 1931). Краускопфит помещен в эту группу условно.

Хим. В апофиллите атомы K замещаются частично Na, а F — OH.

Физ. Облик индивидов апофиллита столбчатый, таблитчатый; сп. по (001) совершенная, по (110) несовершенная. Сп. краускопфита по (010) и (001) совершенная (Alfors a. o., 1965).

2. Группа окенита. Псевдогекс. → трик. → ромб. → триг.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Траскотит $Ca_3(H_2O)_2[Si_6O_{15}]\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	—	9,72	—	18,71	4	(2,47)	(5—5,5)
Гиролит $Ca_4(H_2O)_4[Si_6O_{15}](OH)_2\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	C_6^2—$P6_1$	9,72	—	22,13×6	24	2,40	3,5—4
Некоит $Ca_3(H_2O)_2[Si_6O_{15}]\cdot 4H_2O\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	C_i^1—$P\bar{1}$ (?)	9,86	7,32	7,60	1	(2,30)	(4,5—5)
		$\alpha = 103°54'$	$\beta = 86°12'$	$\gamma = 111°48'$			
Окенит $Ca_3(H_2O)_2[Si_6O_{15}]\cdot 4H_2O\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	C_i^1—$P\bar{1}$ (?)	9,84	7,20	21,33	3	2,30	4,5—5
		$\alpha = 90°00'$	$\beta = 103°54'$	$\gamma = 111°30'$			
Рейерит $KCa_{14}[Si_6O_{15}]_4(OH)_5\cdot 5H_2O\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	—	9,74	—	19,04	1	2,52	(4—4,5)

Стр. Изучена структура четырех первых минералов (Мамедов, Белов, 1958). В ее основе лежат плоские сетки из кремнекислородных тетраэдров, образованные конденсацией ксонотлитовых лент (сочетание восьмерных и пятерных колец), что приводит к радикалу $[Si_6O_{15}]$ (см. рис. 46, *в*). Атомы Ca находятся в шестерной искаженной координации и, соединяясь ребрами, образуют слои различной степени заполнения: $^3/_4$ (траскотит, окенит) или $^4/_4$ (гиролит). Термографически устанавливается наличие в составе минералов двух типов воды — координационной и цеолитной. Некоит и окенит, вероятно, следует рассматривать как политипные разновидности. Пространственная группа рейерита $C_{3i}^1 - P\bar{3}$ (Chalmers a. o., 1964).

Хим. Состав изменяется незначительно в связи с замещением части Ca—Mg (до отношения Ca : Mg = 4 : 1), K и Na.

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по базису (001) совершенная.

3. Группа тоберморита. Ромб., $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Риверсайдит $Ca_{10}(H_2O)_3[Si_{12}O_{31}](OH)_6\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	11,3	7,3	18,0	2,6	3,5
Тоберморит $Ca_{10}(H_2O)_8[Si_{12}O_{31}](OH)_6\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	11,3	7,3	22,6	—	(3)
Пломбьерит $Ca_{10}(H_2O)_{18}[Si_{12}O_{31}](OH)_6\,\overset{2}{\infty}\overset{2}{\infty}$	11,3	7,3	28,0	—	(3)

Стр. Структура этих минералов представлена слоями, которые образованы сросшимися ксонотлитовыми лентами. Последние в процессе конденсации, находясь на двух уровнях, несколько надвигаются друг на друга (рис. 198) и образуют гофрировку всей сетки, которая приобретает формулу $[Si_{12}O_{31}]$ (Мамедов, Белов, 1958). Между слоями размещаются атомы Ca и молекулы H_2O; число последних изменяется скачкообразно, благодаря чему расстояние между сетками (параметр *c*) заметно возрастает. Пр. группа тоберморита $D_2^5 - C222_1$.

Хим. Состав минералов мало изменяется (изоморфизм между Ca и Mg). Лишь в тоберморите Si замещается Al (до 10%) (Sidney, 1964).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по (001) совершенная.

4. Группа афвиллита. Мон. $C_s^4 - Cc$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Афвиллит $Ca_2Ca(H_2O)_2[SiO_3OH]_2\,\overset{2}{\infty}$	16,27	5,63	13,23	134°48′	2,63	4

Стр. В структуре афвиллита существуют изолированные Si-тетраэдры, один из четырех атомов O в которых замещен OH. Подобно структуре бултфонтейнита атомы Ca (в координации 7) связываются общими ребрами с Si-тетраэдрами, образуя колонки вдоль оси *b*, которые, в отличие от предыдущего, сшиваются боковыми ребрами в «слои», параллельные $(10\bar{1})$. Между слоями связи осуществляются атомами Ca в координации 6,

которые заметно слабее связей в «слоях». Межатомные расстояния: Ca—O_6OH=2,54; Ca—O_8=2,43; Si—O_4=1,62 (Megaw, 1952).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый (вытянутый по оси *b*). Сп. по (10$\bar{1}$) совершенная.

5. Группа стильпномелана. Мон. $Z=2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Стильпномелан	$K_{2x}(H_2O)_2\{Fe^{2+}_{2-x}Al[Si_4O_{10}](OH)_3\}$	5,40	9,42	12,14	~93°	2,8	3—4
Парсетенсит	$K_{2x}(H_2O)_2\{Mn_{2-x}Al[Si_4O_{10}](OH)_3\}$	Псевдогекс. (?)			—	2,6	—
Стильпнохлоран	$Ca_x(H_2O)_4\{Fe^{2+}_{2-x}Al[Si_4O_{10}]O(OH)\}$	—	—	—	—	2,8	—
Экманит	$R_x(H_2O)_2\{(Fe^{2+}_2Mn)_{3-x}[Si_4O_{10}](OH)_2\}$	5,54	9,60	12,08	—	2,8	—

Стр. Структура минералов переходная между слюдяной и вермикулитовой. Судя по величине параметра *c*, равного 12,1, они, видимо, являются полуразбухшими триоктаэдрическими гидратированными слюдами, заряд слоистого радикала которых создается дефицитом (выносом) атомов, расположенных в октаэдрических сетках. Значение $x \approx 0{,}1—0{,}2$.

Разновидности: Fe^{3+}-стильпномелан, Mn-стильпномелан.

6. Группа галлуазита. Мон. $C_s^3 - Cm$, $Z=1$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Галлуазит	$Al_4(H_2O)_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	5,15	8,9	10,1—9,5	100°12′	2,0—2,2	1—2

Стр. Структура галлуазита представляет собой «раздвинутую» каолинитовую структуру внедрением между слоями ориентированных молекул H_2O (см. рис. 48, *д*), благодаря чему характеристический параметр *c* увеличивается с 7,2 до 10,2. За счет увеличенного расстояния между слоями в них возрастают искривляющие усилия, и, как правило, галлуазит характеризуется трубчатой текстурой. При потере воды от нагревания трубки разрушаются (расщепляются) и образуется метагаллуазит. Это, видимо, является главной причиной необратимости такого превращения.

Хим. Состав мало изменяется; основные примеси — Fe^{3+} и Cr^{3+}, в меньшей мере отмечаются Mg, Ni, Zn и др.

Разности: Fe^{3+}-галлуазит, Cr-галлуазит.

Физ. Обычно образует коллоидно-дисперсные агрегаты.

Отдел Б. Боросиликаты

1. Группа датолита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z=2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Калькибеборосилит	$CaY[BeBSi_2O_8(OH)_2]$	9,86	7,48	4,66	88° 30′	3,8	6,5
Гомилит	$Ca_2Fe[B_2Si_2O_{10}]$	9,67	7,57	4,74	90° 22′	3,4	5,5
Датолит	$Ca_2[B_2Si_2O_8(OH)_2]$	9,66	7,64	4,83	90° 09′	3,0	6

Стр. Основу структуры минералов составляют одинарные «шершавые» борокремнекислородные (или Be—B—Si—O) сетки, параллельные (001) (см. рис. 46, *д*), аналогичные по своему узору сеткам в структурах гердерита и гадолинита. Между сетками располагаются связывающие их атомы — либо только Ca (датолит) в восьмерной координации, либо Ca и Fe (гомилит) в координации 8 и 6 соответственно, также соединенные ребрами в шестичленные слои (рис. 199). В калькибеборосилите

половина атомов B замещена Be с одновременной заменой Ca—Y. Этот новый минеральный вид обнаружен в пегматитах щелочных сиенитов Алайского хребта (Семенов, Дусматов, Самсонова, 1963). Межатомные расстояния в датолите: Ca—$O_6(OH)_2$=2,35—2,66; B—O_3OH=1,48(3) и 1,54; Si—O_4=1,60 (Павлов, Белов, 1959).

Хим. В большинстве своем состав минералов (гомилита и датолита) постоянен. В датолите примеси Al, Fe^{3+}, Fe^{2+} и Mg не превышают 1%. По-видимому, в некоторых случаях B (так называемый бейкерит) может дополнительно замещать часть Si сверх стехиометрического состава по схеме $SiO_4 \rightarrow BO_3OH$.

Разновидности: B-датолит.

Физ. Облик индивидов изометрический до короткостолбчатого или толстотаблитчатого; сп. отсутствует.

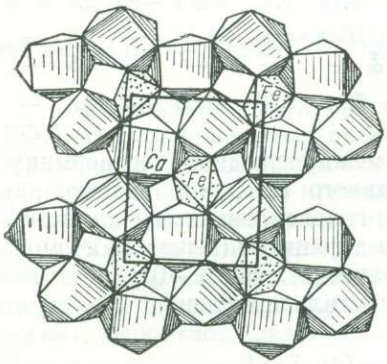


Рис. 199. Структура гомилита—гадолинита в проекции на плоскость (001); показан «слой», состоящий из Ca- и Fe-полиэдров.

2. Группа сёрлзита. Мон. C_2^2—$P2_1$, $Z=2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Сёрлзит	$Na[BSi_2O_5(OH)_2]\frac{2}{\infty}$	7,97	7,05	4,90	93° 57′	2,45	3,5—4

Стр. В основе структуры сёрлзита находятся слои, параллельные (100), состава $[BSi_2O_5(OH)_2]$, построенные из пятичленных колец, состоящих из четырех тетраэдров SiO_4 и одного тетраэдра $BO_2(OH)_2$ (рис. 200, *б*),

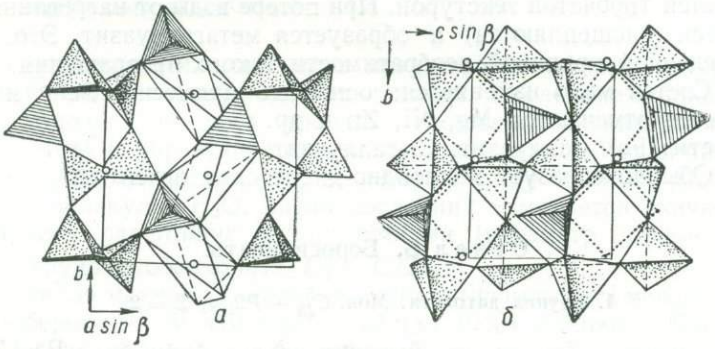


Рис. 200. Структура сёрлзита:

а — проекция на плоскость (001); вдоль оси *b* тянутся колонки Na-октаэдров (атомы Na показаны кружками); *б* — проекция на плоскость (100), B-тетраэдры выделены штриховкой

имеющих различную ориентировку в пространстве. Слои связываются вместе атомами Na, находящимися в искаженной октаэдрической координации и соединенными ребрами в зигзагообразные колонки, простирающиеся вдоль оси *b* (рис. 200, *а*). Межатомные расстояния: Na—O_6=2,31; 2,36; 2,48; 2,53; 2,69 и 2,74; B—$O_2(OH)_2$=1,47 и 1,52; 1,41 и 1,49; Si—O_4=1,61 (Кравченко, 1964).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по (100) совершенная.

3. Группа манандонита. Мон., $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Манандонит $Li_2Al_4[AlBSi_2O_{10}](OH)_8$	5,23	8,92	14,11	97° 45′	2,89	2—3

Стр. Обладает структурой типа хлоритов, т. е. сочетанием пирофиллитовых слоев со слоями гибсита (рис. 48, *в*). Между атомами Al, B и Si проявляется широкий изоморфизм, что влияет на отношение Li : Al в шестерной координации, которые также изоморфны. Облик индивидов листоватый (чешуйчатый), сп. по базису весьма совершенная.

Отдел В. Алюмосиликаты (и феррисиликаты)

Подотдел I. С добавочными анионами, но безводные

1. Группа пренита. Ромб. $C_{2v}^4 - P2cm$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Пренит $Ca_2Al[AlSi_3O_{10}](OH)_2^{\infty}$	4,61	5,47	18,48	2,90	6,5—6,75

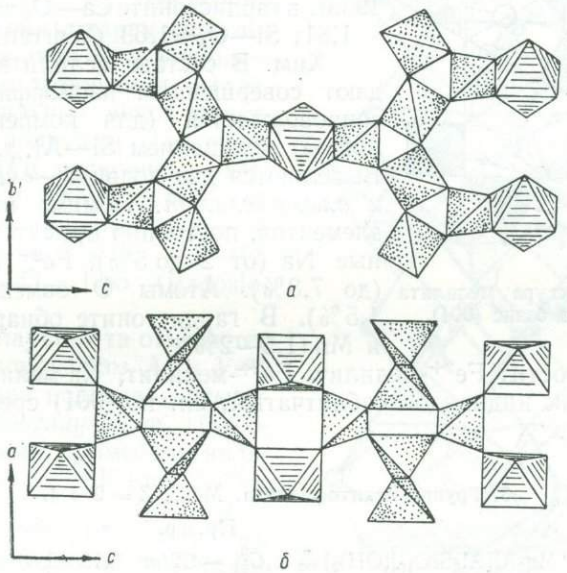


Рис. 201. Структура пренита:
а — проекция на плоскость (100), *б* — проекция на плоскость (010).

Стр. Обладает уникальной слоистой структурой (Пэн Чжи-чжуа, Чжоу Гун-ду, Йю-цы, 1957). Сетки из Al, Si-тетраэдров, параллельные (001), состоят из цепочек тетраэдров, вытянутых вдоль оси *b* (рис. 201, *а*), которые связаны между собой вдоль оси *a* одиночными Si-тетраэдрами (рис. 201, *б*), торчащими в обе стороны (по оси *c*), так что каждая алюмокремнекислородная сетка по толщине оказывается трехэтажной (Белов, 1958). Между собой сетки связываются Al-октаэдрами, имеющими общие вершины с наружными Si-тетраэдрами. Атомы Ca в координации 7 помещаются между выступающими Si-тетраэдрами и также осуществляют связь слоев. Межатомные расстояния близки к стандартным.

Хим. Состав постоянен, лишь Al замещается Fe^{3+} (до 11%).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый; сп. по (001) средняя.

2. Группа мелилита. Тетр. $D_{2d}^3 - P\bar{4}2_1m$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Мелилит $Ca_2[(Mg, Al)(Si, Al)(SiO_7)]$	7,84—7,69	5,01—5,08	2,94—3,04	5,5—6,5
Гардистонит $Ca_2[ZnSi_2O_7]$	7,85	5,00	3,4	5,5—6

Стр. Структура представлена неровными сетками из (Mg, Al)- и Si-тетраэдров, имеющих различную ориентировку в пространстве и тетрагональную симметрию (рис. 202). Тетраэдры, расположенные по углам и в центре квадратов, стоят на ребре, остальные представлены парами тетраэдров Si_2O_7, лежащими на плоскости и ориентированными вершинами то вверх, то вниз. В магнезиомелилите одиночные тетраэдры заняты атомами Mg, а спаренные тетраэдры — Si; в алюмомелилите распределение атомов в структуре менее упорядоченно. Сетки связываются между собой атомами Ca в искаженной восьмерной координации. Межатомные расстояния: в мелилите Ca—O_8=2,57; (Mg, Al)—O_4=1,87; Si—O_4=1,63 (Smith, 1953); в гардистоните Ca—O_8=2,60; Zn—O_4=1,81; Si—O_4=1,63 (Warren, Trautz, 1930).

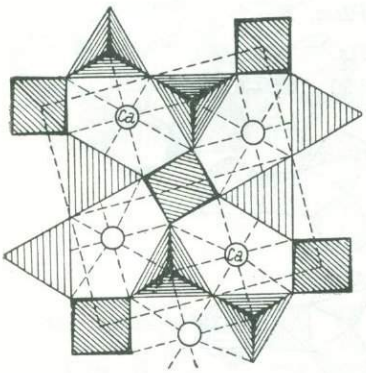


Рис. 202. Структура мелилита в проекции на базис (001).

Хим. В составе мелилита Mg и Al обладают совершенным изоморфизмом, который сопровождается (для компенсации валентностей) замещением Si—Al, т. е. MgSi→AlAl. Выделяются два подвида — *магнезиомелилит и алюмомелилит*. Помимо видообразующих элементов, постоянно присутствуют изоморфные Na (от 2 до 5%), Fe^{2+} (до 5,7%), Fe^{3+} (до 7,8%). Атомы O замещаются OH (до 1,5%). В гардистоните обнаруживаются Mg и Mn (1,5—2%).

Разновидности: Fe^{3+}-мелилит, Fe^{2+}-мелилит, Na-мелилит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) средняя, по (110) несовершенная.

3. Группа ксантофиллита. Мон., $Z = 2 \rightarrow 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Ксантофиллит $Ca\{Mg_2Al[Al_3SiO_{10}](OH)_2\}$	$C_{2h}^3 - C2/m$	5,19	9,00	9,74	3,1	3,75—6
			$\beta = 100°06'$			
Маргарит $Ca\{Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2\}$	$C_{2h}^6 - C2/c$	5,13	8,89	19,40	3,0	3,75—5
			$\beta = 99°30'$			

Стр. Структуры минералов являются производными от структур талька и пирофиллита (рис. 196). В кремнекислородных сетках, где в результате замещения Si на Al до отношения 1 : 1 возникает двойной заряд, в межслоевое пространство для компенсации этого заряда входят атомы Ca, размещаясь в центре гексагонально-тригональных колец. Находясь в шестерной призматической координации, атомы Ca прочно связывают алюмокремнекислородные слои вместе. В ксантофиллите, где замещение SiAl доходит до отношения 1 : 3, $^1/_3$ атомов Mg замещается Al. Межатомные расстояния в ксантофиллите: Ca—O_6=2,38; Mg—$(O,OH)_6$=2,11; Al—$(O, OH)_6$=1,98; Si—O_4=1,62 (Takeuchi, Sadanaga, 1959).

Хим. Состав изменчив благодаря изоморфизму. Отмечаются: в ксантофиллите — Fe^{3+} (до 2,9%), Fe^{2+} (до 2,6%), Na (до 1,8%); в маргарите — Na (до 8,6%), Be (до 3,5%), Fe^{3+} (до 2,8%), Sr (до 0,6%) и др.

Разновидности: Fe-ксантофиллит; Na-маргарит, Be-маргарит; ксантофиллит-$2M_1$.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый, листоватый; сп. по (001) совершенная.

4. Группа мусковита. Мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Парагонит $Na\{Al_2[AlSi_3O_8](OH)_2\}$	$C_{2h}^6 - C2/c$	5,15	8,88	19,28	4	2,85	2,5—3
		$\beta \sim 94°$					
Мусковит $K\{Al_2[AlSi_3O_8](OH)_2\}$	$C_{2h}^6 - C2/c$	5,19	9,00	20,10	4	2,76	2,5—3,5
		$\beta = 95°\,11'$					
Росколит $K\{V_2[AlSi_3O_8](OH)_2$	Не опр.	5,2	9,1	20,2	4	3,1	2,5—3,5
		$\beta \sim 97°$					
Глауконит	$C_{2h}^3 - C2/m$	5,25	9,09	10,03	2	2,5—2,9	2,5—3
$K_{1-x}\{(Al, Fe)_2[Al_{1-x}Si_{3+x}O_8](OH)_2\}$		$\beta \sim 100°$					

Стр. Структура минералов аналогична структуре маргарита, только вместо Ca в межслоевом пространстве находятся атомы Na или K (рис. 203), поскольку замещение Si на Al в этих минералах доходит до отношения 3 : 1. Для глауконита характерно пониженное содержание K и уменьшение изоморфного отношения Al : Si. Для этих минеральных видов известны следующие политипы: для парагонита — $2M_1$ и $3Tg$, мусковита — $1M$, $1Md$, $2M_1$ и $3Tg$, глауконита — $1M$ и $1Md$. Межатомные расстояния в мусковите: $K—O_{12}=3{,}10$; $Al—(O, OH)_6=1{,}95$; $Si—O_4=1{,}65$ (Radoslovich, 1960).

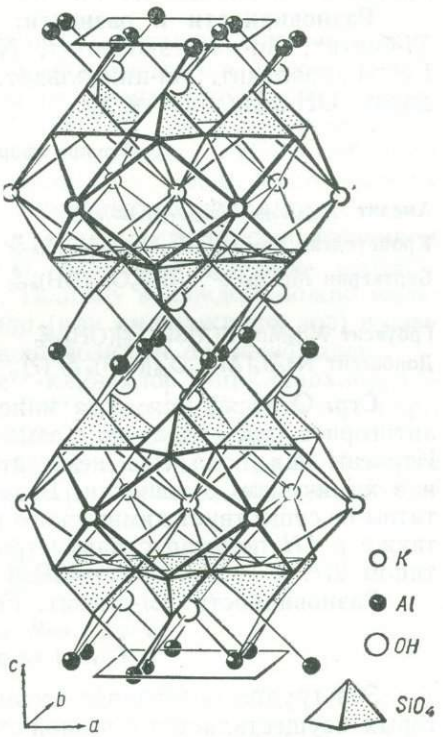


Рис. 203. Структура мусковита в полиэдрическом изображении.

Хим. Для глауконита отмечается совершенный изоморфизм Al и Fe^{3+} и выделяются два подвида — *алюмоглауконит* и *ферриглауконит*. Наиболее существенными примесями являются: в парагоните — K (до 2,5%), Ca (до 1,3%) и Fe^{3+} (до 2%); в мусковите — Ba (до 10%), Fe^{3+} (до 6,6%), Cr (до 4,8%), Fe^{2+} (до 3,2%), Na (до 2,9%), Mg (до 2,8%), F (до 2,1%), Rb (до 1,4%), Li (до 1,8%) и Ca (до 1,1%), в глауконите — Mg (до 6,5%), Fe^{2+} (до 5%) и Na (до 0,5%). Кроме того, в мусковите иногда понижено содержание Al («фенгиты»).

Разновидности и разности: K-парагонит, Ba-мусковит, Fe^{3+}-мусковит, Cr-мусковит, Fe^{2+}-мусковит, Na-мусковит, Mg-мусковит, Rb-мусковит и др.; Mg-глауконит, Fe^{2+}-глауконит.

Физ. Облик индивидов листоватый, чешуйчатый; сп. по (001) весьма совершенная.

5. Группа биотита. Мон. $C_s^3 - Cm$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Биотит	5,32	9,23	10,3—10,2	100°—99°	2,8—3,4	2,5—3,5
$K\{(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$						

Цинвальдит $K\{LiFeAl[AlSi_3O_{10}]F_2\}\,\frac{2}{\infty}$	5,27	9,09	10,07	100°	3,0	2,5—3,5
Лепидолит $K\{Li_{2-x}Al_{1+x}[Al_{2x}Si_{4-2x}O_{10}]F_2\}\,\frac{2}{\infty}$	5,3	9,2	10,2	100°	2,8	2,5—3,5

Стр. Структура отличается от структуры предыдущих слюд заполнением всех позиций в октаэдрических слоях (триоктаэдрический тип). Для лепидолита отмечается постоянная нехватка Li (значения коэффициента x находятся в пределах 0—0,5). Известны следующие политипы: для биотита — $1M$, $2M$ и $3Tg$, лепидолита — $1M$, $2M_2$ и $3Tg$, цинвальдита — $1M$.

Хим. Состав биотита весьма изменчив. Помимо совершенного изоморфизма Mg и Fe^{2+}, дающего два подвида — *магнезиобиотит* и *ферробиотит*, происходит замещение K, (Mg, Fe) и Al. Главные примеси в биотите: Fe^{3+} (до 20%), Ti (до 12%), Mn (до 6,2%), Na (до 4,6%), Cs (до 3,5%), F (до 6,7%); в цинвальдите — Fe^{3+} (до 4,6%), Mn (до 2%) и Rb (до 1%); в лепидолите — Rb (до 4,9%), Cs (до 1,9%), Na (до 1,1%), Fe^{2+} (до 1,5%), Mn (до 1%), OH (до 2,6%).

Разновидности и разности: Fe^{3+}-магнезиобиотит, Fe^{3+}-ферробиотит, Ti-биотит, Mn-магнезиобиотит, Na-биотит, Cs-биотит; F-магнезиобиотит; Fe^{3+}-цинвальдит, Mn-цинвальдит, Rb-цинвальдит; Rb-лепидолит, Cs-лепидолит, OH-лепидолит и др.

6. Группа кронстедтита. Гекс. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Амезит $Mg_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8\,\frac{2}{\infty}$	$C^3_{6v}-P6_3cm$	15,9	9,2	14,0	2	2,7	3—3,5
Кронстедтит $Fe_4Fe^{3+}_2[Fe_2Si_2O_{10}](OH)_8\,\frac{2}{\infty}$	C^4_3-R3	5,49	9,51	21,29	3	3,5	3,75
Бертьерин $MgFe_4Fe^{3+}[AlSi_3O_{10}](OH)_8\,\frac{2}{\infty}$ (?)	C^3_s-Cm	5,41	9,33	7,04 $\beta = 104°\,31'$	1	(3,3)	(3,5)
Гроувсит $Mg_2Mn_3Al[AlSi_3O_{10}](OH)_8\,\frac{2}{\infty}$	Не опр.	5,51	9,54	14,36	2	(3,0)	(3,5)
Донбассит $NaAl_4[AlSi_3O_{10}](OH)_8\,\frac{2}{\infty}$ (?)	Не опр.	—	—	—	—	2,63	3

Стр. Относящиеся сюда минералы обладают структурой каолинита—антигорита (рис. 48, *г*), но с замещением части Si в слоистом радикале Al. Изучены они пока еще недостаточно детально как в структурном, так и в химическом отношении. Возможно, что между амезитом и кронстедтитом не существует химического разрыва. Бертьерин образует, кроме $1M$, также и $1H$ политип с параметром $c = 7{,}04$. Амезит представлен политипом $2H$, а кронстедтит — $3R$.

Разновидности: Cr-амезит, Fe-бертьерин (?).

7. Группа хлоритов. Мон., $Z = 4\,(2)$.

Эта группа объединяет весьма изменчивого состава минералы, в которых осуществляется с разной степенью совершенства как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм элементов. Общая формула минералов этой группы, если не выделять бруситового компонента структуры, как это делает Х. Штрунц (1957), может быть написана в соответствии с выводами Д. П. Сердюченко (1953) в следующем виде: $R^{2+}_4\,(R^{2+},\ R^{3+})_2[(Si, R^{3+})_2Si_2O_{10}](OH)_8\,\frac{2}{\infty}$. В этой формуле опущены некоторые частные моменты, например, замещение OH—O, или более широко проявляющиеся (иногда) изоморфные отношения между R^{2+} и R^{3+} и др. Как свидетельствуют многочисленные анализы хлоритов (Сердюченко, 1953; Hey, 1954 и др.), совершенный изоморфизм проявляется лишь между Si и Al (в пределах не выше отношения Si : Al = 1 : 1); изоморфизм между Mg и Fe несовершенный, и магнезиальные и железистые хлориты оказываются в природе

обособленными, что вызывается, должно быть, генетическими причинами. На этом основании выделяются два главных вида — клинохлор и шамозит — с широким изоморфизмом Si и Al в каждом и, следовательно, имеющие новое более широкое смысловое значение, чем прежде.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Клинохлор	5,2—5,4	9,2—9,3	28,7—28,2	2,7—2,8	2—3
$Mg_4(Mg, Al)_2[(Si, Al)_2Si_2O_{10}](OH)_8$		$\beta \sim 97°$			
Шамозит	5,3—5,4	9,3—9,4	14,2—14,0	3,2—3,0	2—3
$Fe_4(Fe, Al)_2[(Si, Al)_2Si_2O_{10}](OH)_8$		$\beta \sim 97°$			
Пенантит	5,44	9,4	~28,6	3,1	(2—3)
$Mn_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$		$\beta \sim 97°$			
Гоньерит	5,47	9,46	28,8	3,0	(2—3)
$Mg_2Mn_4[Si_4O_{10}](OH)_8$		$\beta = 90°$			
Кемерерит	—	—	—	2,7	(2—3)
$Mg_5Cr[CrSi_3O_{10}](OH)_8$					
Кукеит $LiAl_4[AlSi_3O_{10}](OH)_8$	5,14	8,95	~28,4	2,67	(2—3)
		$\beta \sim 90°$			
Судоит $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	5,14	8,95	~14,22	—	—

Стр. Структура минералов представляет сочетание талькоподобных и бруситоподобных слоев (рис. 48, *в*), удерживающихся вместе гидроксильно-водородными связями. Известны различные структурные разновидности хлоритов с упорядоченной (1*T*, 1*M*, 2*T*, 3*T* и др.) и неупорядоченной последовательностью слоев (Shirozu, Bailey, 1965). Особняком стоит недавно открытый судоит (Engelhardt a. o., 1962), состоящий из чередующихся пирофиллитоподобных и гибситоподобных слоев.

Хим. Состав клинохлора и шамозита свидетельствует о совершенном изоморфизме Si и Al (до отношения 1 : 1), благодаря которому соответствующая часть Mg(Fe) замещается Al. Поэтому в каждом можно выделить по два подвида — *магнезиоклинохлор* (или силикоклинохлор) и *алюмоклинохлор; феррошамозит* (или силикошамозит) и *алюмошамозит*.

Разновидности: Fe^{2+}-клинохлор, Fe^{3+}-клинохлор, Mn-клинохлор, Cr-клинохлор, Ni-клинохлор; Mg-шамозит, Fe^{3+}-шамозит, Mn-шамозит и др.; Fe-алюмошамозит-2*T*; Al-алюмошамозит-2*T*; Al-феррошамозит.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, листоватый; сп. по (001) весьма совершенная. Для шамозита характерны скрытокристаллические, коллоидно-дисперсные агрегаты.

Подотдел II. Водные

1. Группа гидрослюд. Мон., $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Гидропарагонит	~5,2	~9,0	~9,6	2,6	2—2,5
$Na_{1-x}(H_2O)_x\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_{2-x}(H_2O)_x\}$		$\beta \approx 94°$			
Гидромусковит	~5,2	~9,0	~10,0	2,5	2—3
$K_{1-x}(H_2O)_x\{Al_2[AlSi_3O_{10}](OH)_{2-x}(H_2O)_x\}$		$\beta = 96°$			
Гидробиотит	~5,2	~9,0	~10,2	2,8	2—3
$K_{1-x}(H_2O)_x\{(Mg, Fe^{3+})_3[AlSi_3O_{10}](OH)_{2-x}(H_2O)_x\}$		$\beta \approx 96°$			

Стр. Структура типа соответствующих (диоктаэдрических или триоктаэдрических) слюд, в которых часть ионов Na или K замещена молекулами H_2O и иногда оксонием. Очевидно, некоторая часть OH-групп также замещается H_2O. Через эти весьма изменчивого состава минералы и смешаннослойный характер структуры, вероятно, происходит переход к монтмориллониту и вермикулиту. Для гидрослюд (как и для нормальных слюд) отмечаются следующие политипы: 1*M*, 1*Md*, 2*M* и 3*H*. В гидро-

биотите все Fe^{2+} окислено до Fe^{3+}, и поэтому следует говорить о подвидах — *магнезиогидробиотите* и *ферригидробиотите*.

Разновидности: K-гидропарагонит, Mg-гидромусковит.

2. Группа монтмориллонита—вермикулита

В этой группе широкая изменчивость состава и в то же время недостаточная изученность изоморфных рядов, наряду с обилием различных ненужных наименований, весьма затрудняют рациональную систематику относящихся сюда минералов, и, по-видимому, она может быть дана лишь в качестве предварительной. Удобно выделить подгруппы монтмориллонита (диоктаэдрическую) и вермикулита (триоктаэдрическую). Все они представлены коллоидно-дисперсными агрегатами и поэтому не раскрывают индивидуальных свойств.

Подгруппа монтмориллонита. Мон. Пр. гр. не опр.

	a	*b*	*c*	β	*Z*
Монтмориллонит $Na_x(H_2O)_4\{Al_2[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	5,17	8,94	15,2	~90°	2
Нонтронит $Na_x(H_2O)_4\{Fe_2^{3+}[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	5,24	9,08	15,8	~90°	2
Волконскоит $Mg_{1/2x}(H_2O)_4\{Cr_2^{3+}[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	5,16	8,94	14,4	?	2
Ректорит $K_x(H_2O)_4\{Al_2[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	5,20	~9,00	~22,3	?	2

Стр. Минералы имеют слоистую структуру в виде пакетов пирофиллитового типа, раздвинутых в связи с проникновением между ними молекул воды (рис. 48, *б*), с обменными основаниями, которые, координируясь ею, проникают в межслоевое пространство для компенсации избытка отрицательных зарядов. Последние возникают в результате замещения Si—Al или трехвалентных атомов в октаэдрических слоях двухвалентными (в формулах это не отражено). Ректорит представляет собой смешаннослойный мусковит — монтмориллонит, идентичный с аллевардитом (Brown, Weir, 1963). Параметр *c* ректорита зависит от состава межслоевых катионов и числа межпакетных слоев воды. Как показали экспериментальные исследования (Градусов и др., 1966), для Ca- и Mg-ректоритов параметр *c* составляет 24,6—24,8, что обусловлено наличием двойного слоя молекул воды; для Li-, K-, NH_4- и Ba-ректоритов параметр *c* равен 22,1—22,6, что отвечает наличию одного слоя межпакетных молекул воды. Некоторые из минералов этой группы, вероятно, ближе по составу к силикатам.

Разновидности: Al-монтмориллонит, Mg-монтмориллонит, Fe^{3+}-монтмориллонит; Al-нонтронит; Fe^{3+}-волконскоит, Ca-волконскоит.

Подгруппа вермикулита. Мон. $C_s^4 - Cc$.

	a	*b*	*c*	β	*Z*
Вермикулит $Mg_x(H_2O)_4\{Mg_{3-x}[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	5,3	9,2	28,9	97°	4
Медмонтит $Ca_{x/2}(H_2O)_4\{Cu_3[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	—	—	—	—	—
Соконит $Ca_{x/2}(H_2O)_4\{Zn_3[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	—	—	—	—	—
Карденит $Ca_x(H_2O)_y\{Mg_{3-x}[AlSi_3O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	—	—	—	—	—
Сапонит $Na_x(H_2O)_4\{Mg_3[Al_xSi_{4-x}O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	(5,3)	(9,2)	14,3	—	(2)
Стивенсит $Ca_x(H_2O)_4\{Mg_{3-x}[Si_4O_{10}](OH)_2$ ∞ ∞	—	—	—	—	—
Гекторит $Na_x(H_2O)_4\{Mg_{3-x}Li_x[Si_4O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞	5,25	9,16	?	—	—
Цинксилит $(H_2O)_4\{Zn_3[Si_4O_{10}](OH)_2\}$ ∞ ∞ (?)	—	—	—	—	—

Стр. Аналогичны по структуре монтмориллониту, но относятся к триоктаэдрическому подтипу. Три последних — водные силикаты.

Разновидности: Al-вермикулит, Ni-вермикулит, Al-сапонит, Fe^{3+}-сапонит, Zn-сапонит, Ni-сапонит и др.

Физ. Свойства минеральных индивидов с точностью не изучены.

Отдел Г. Бериллосиликаты

1. Группа гадолинита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Гадолинит $FeY_2[Be_2Si_2O_{10}]\frac{2}{\infty}$	9,89	7,55	4,66	90° 34′	4,6	6,5—7
Иберсилит $Y_2[Be_2Si_2O_8(OH)_2]\frac{2}{\infty}$	10,20	7,80	4,90	92°	3,4	7

Стр. Изоструктурны с минералами группы датолита. Характеризуются неровными одинарными сетками из Be- и Si-тетраэдров. Сетки прочно связываются атомами Y и Fe, находящимися между ними в 8-ой и 6-ой координации соответственно (рис. 199). Иберсилит обнаружен в пегматитах Тувы (Семенов, Дусматов, Самсонова, 1963), но не выделен в качестве самостоятельного вида. Межатомные расстояния в гадолините близки к стандартным (Павлов, Белов, 1959).

Хим. Существенными изоморфными примесями в гадолините являются Ce (достигает отношения Y : Ce = 1 : 1), Ca (до 11,9%), Fe^{3+} (до 7,6%) и U (до 1%). Часто в метамиктном состоянии.

Разновидности: Ce-гадолинит, Ca-гадолинит.

Физ. Облик столбчатый, досчатый; сп. нет.

2. Группа гугиаита. Тетр. → ромб.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Гугиаит $Ca_2[BeSi_2O_7]\frac{2}{\infty}$	$D_{2d}^3 - P\bar{4}2_1m$ (?)	7,48	—	5,04	2	3,0	5,5—6
Аминовит $Ca_2[BeSi_2O_6(OH)_2]\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^{17} - I4/mmm$	13,8	—	9,8	12	2,94	6
Мелифанит $NaCa[BeSi_2O_6F]\frac{2}{\infty}$	$D_{2d}^3 - P\bar{4}2_1m$ (?)	10,62	—	9,94	8	3,0	5,5—6
Лейкофанит $NaCa[BeSi_2O_6F]\frac{2}{\infty}$	$D_2^4 - P2_12_12_1$ (?)	7,39	7,39	9,98	4	3,0	5—5,5

Стр. Гугиаит изоструктурен, а мелифанит и лейкофанит гомеоструктурны с мелилитом. В двух последних Be занимает места Si, а Si — Mg (в мелилите), так что в их гетерогенных сетках нет групп Si_2O_7 (Canillo, Giuseppetti, 1966).

Хим. Состав минералов несколько варьирует. Главной изоморфной примесью является Al (до 4,5%), особенно в аминовите и мелифаните; количество остальных — K, Mg, Mn и Fe — не превышает 1%.

Физ. Облик гугиаита и лейкофанита таблитчатый, аминовита и мелифанита — изометрический (бипирамидальный). Сп. по (001) средняя до несовершенной; у гугиаита и лейкофанита проявляется, кроме того, еще по двум направлениям.

3. Группа битиита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Битиит $Ca\{LiAl_2[BeAlSi_2O_{10}](OH)_2\}\frac{2}{\infty}$	4,98	8,67	18,74	~90°	3,0	5,5—6

Стр. По типу структуры относится к триоктаэдрическим хрупким слюдам вида ксантофиллита. Атомы Li занимают вместе с двумя атомами Al октаэдрические позиции внутри слюдяного пакета, изоморфно замещая друг друга.

Хим. Состав изменяется в широких пределах. Содержание Li, как правило, меньше 1 и зависит от содержания Be (но не полностью); замещается Al и Mg. Нехватка последних атомов в октаэдрических позициях, по-видимому, компенсируется замещением O—OH в кремнекислородном радикале.

Физ. Облик индивидов тонкопластинчатый; сп. по (001) совершенная.

4. Группа эпидидимита. Ромб. D_{2h}^{16} — *Pnam*, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эпидидимит	$Na_2[Be_2(Si_6O_{13})(OH)_4]$	12,66	7,34	13,48	2,55	6—6,5

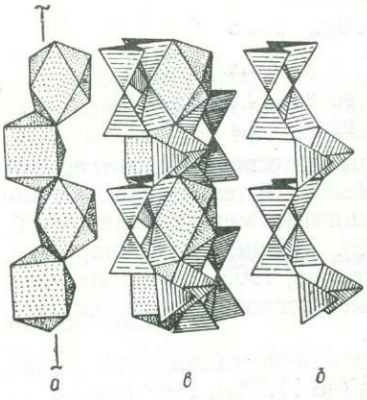


Рис. 204. Структура эпидидимита:

а — колонка из Na-полиэдров, *б* — сдвоенная цепочка (лента) из Si-тетраэдров, *в* — сочетание обоих мотивов.

Стр. Структура эпидидимита характеризуется наличием двойных кремнекислородных лент состава (Si_6O_{15}), вытянутых вдоль оси *b* (рис. 204, *в*), которые посредством тетраэдров BeO_3OH соединяются в сетки, параллельные (001). Между сетками располагаются атомы Na в закрученных кубах, соединяющихся ребрами в колонки, параллельные цепочкам (рис. 204, *а* и *б*). Межатомные расстояния: Na—$O_8 \approx 2{,}5$; Be—$O_3OH = 1{,}65$; Si—$O_4 = 1{,}51$—$1{,}79$ (Победимская, Белов, 1959).

Хим. Состав довольно постоянен, лишь Si частично замещается Al (до 1,5%). Состав отличается от состава эвдидимита большим количеством OH, замещающего O (Белов, 1961).

Физ. Облик индивидов пластинчатый по (001); сп. по (001), разрывающая Na—O-связи, совершенная, по (100), разрывающая связи Be—O, средняя.

Отдел Д. Титано- и цирконосиликаты

1. Группа бафертитасилита. Мон., $Z = 8$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Бафертитасилит (бафертисит)	$Ba\{Fe_2[Ti(Si_2O_7)]O(OH)_2\}$	10,60	13,64	12,47	119° 30′	3,7	4,5—5

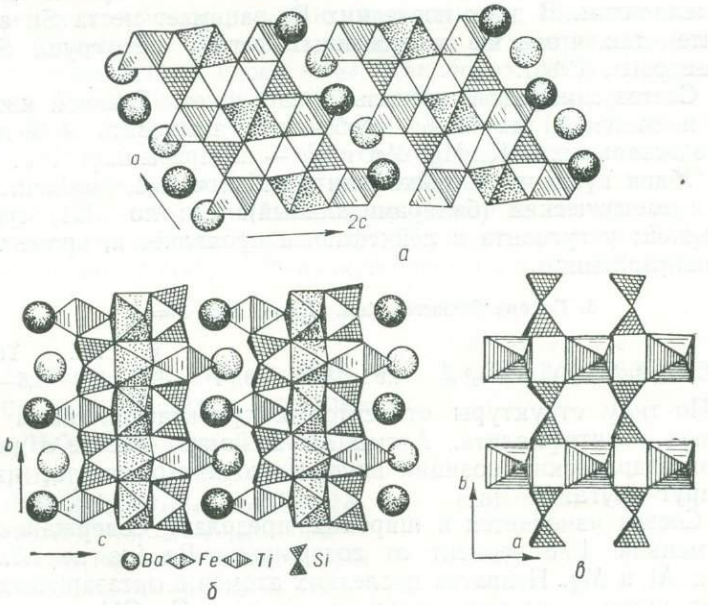


Рис. 205. Структура бафертитасилита:

а и *б* — трехслойные пакеты, связанные атомами Ba (кружки); *в* — наружная часть (слой) пакета, состоящая из Si_2O_7-групп и Ti-октаэдров.

Стр. Структура напоминает структуру слюд (рис. 205, *а* и *б*) (Гуань Я-сянь и др., 1963). Бесконечные в двух измерениях трехслойные пакеты состоят из центрального слоя Fe-октаэдров, «одетого» с двух сторон гетерогенными сетками из сдвоенных Si-тетраэдров и Ti-октаэдров (рис. 205, *в*). Между этими трехслойными пакетами (против шестиугольных окон внешних сеток) располагаются атомы Ba, скрепляющие слои вместе. Поскольку вершины Ti-октаэдров несколько выпирают в межслоевое пространство, спайность минерала оказывается не столь совершенной, как у соответствующих слюд, а твердость — несколько выше расчетной.

Хим. Состав довольно постоянен. Атомы Fe^{2+} замещаются Mn^{2+} (до 1,6%) и Fe^{3+} (до 1%), а Ti—Nb (до 1%).

Физ. Облик индивидов ножевидный. Сп. по (001) совершенная, по (010) средняя.

2. Группа лампрофиллита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Лампрофиллит $Sr\{Na_3Ti[Ti_2(Si_2O_7)_2]O_2F\}\frac{2}{\infty}$	19,76	7,06	5,40	96° 30′	3,5	3,5—4

Стр. Структура представлена (Woodrow, 1964) трехслойными пакетами, параллельными (100). Центральный слой состоит из связанных ребрами октаэдров NaO_6 и TiO_6 (рис. 206, *а*) и одет с двух сторон сетками из Si-тетраэдров и Ti-пирамид (рис. 206, *б*) состава $[Ti(Si_2O_7)]$. Эти сетки свободными вершинами Si-тетраэдров и Ti-пирамид обращены внутрь, прочно соединяясь с октаэдрическим слоем. Между слоями размещаются атомы стронция, которые существенно ионными связями скрепляют слои вместе. Весьма любопытна пятерная пирамидальная координация атомов Ti^{4+}, встреченная впервые в минералах, аналогичная той, которую дает V^{5+} в некоторых окислах.

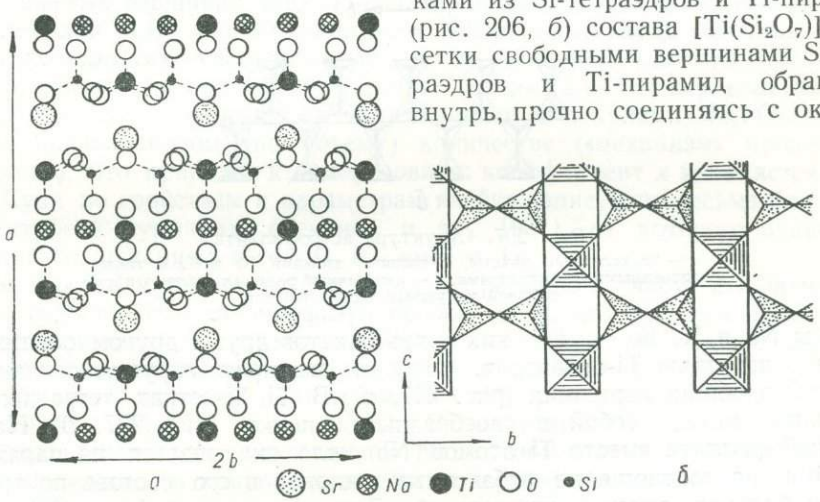


Рис. 206. Структура лампрофиллита:

а — общий вид трехслойных пакетов, связанных атомами Sr, *б* — наружная часть пакета, состоящая из Si-тетраэдров (Si_2O_7-групп) и Ti-пирамид

Хим. Состав довольно изменчив; Sr замещается Ba (до 10,5%), Na—Ca (до 2,5%), Ti (в октаэдрах) — Fe^{2+} (до 5%), Fe^{3+} (до 4%) и Mn (до 3,5%). Al (до 2%), F—OH (до 2,4%) и Cl (до 0,6%).

Разновидности: Ba-лампрофиллит, Fe^{2+}-лампрофиллит. Mn-лампрофиллит, Al-лампрофиллит.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, ножевидный (вытянутый по оси *b*); сп. по (100) совершенная.

3. Группа астрофиллита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Астрофиллит	$(K; Na)_3\{(Mn, Fe)_7[Ti_2(Si_4O_{12})_2]O_2(OH)_5\}$	5,35	11,75	21,0	3,3	3,5—4
		$\alpha = 89°$	$\beta = 90°$	$\gamma = 102° 30'$		
Ниобофиллит	$(K; Na)_3\{Fe_7[Nb_2(Si_4O_{12})_2]O_4(OH)_3\}$	5,39	11,88	21,16	3,4	3,5
		$\alpha = 95° 12'$	$\beta = 87° 42'$	$\gamma = 103° 12'$		

Стр. Структура астрофиллита (Woodrow, 1963), как и в алюмосиликатных слюдах, представлена трехслойными пакетами. Центральный слой состоит из (Fe, Mn)-октаэдров и ограничен с двух сторон сетками из Si-тетраэдров и Ti-октаэдров (рис. 207). Между пакетами размещаются

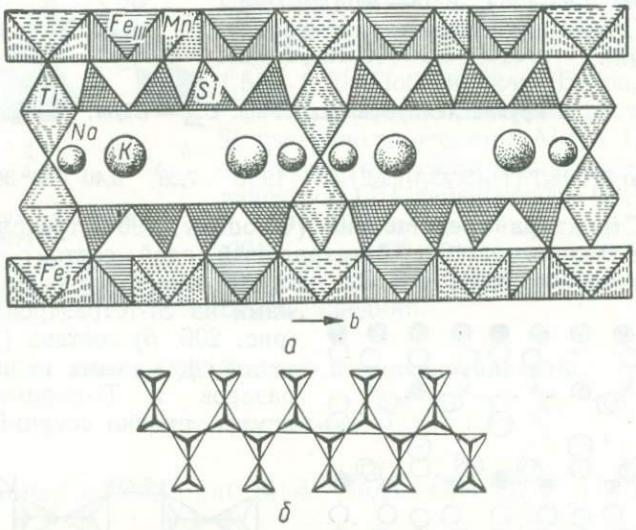


Рис. 207. Структура астрофиллита:
а — трехслойные пакеты, связанные атомами Na и K, а также сдвоенными Ti-октаэдрами; *б* — цепочечный радикал, являющийся основой наружных частей пакетов

атомы Na и K, но помимо них связь пакетов друг с другом осуществляется с помощью Ti-октаэдров, которые, выпирая наружу, соединяются вместе в общих вершинах (рис. 207, *а*). В Ti, Si-сетках тетраэдры SiO_4 связаны между собой в своеобразные цепочки (рис. 207, *б*). Наличие в ниобофиллите вместо Ti атомов Nb мало сказывается на параметрах ячейки, но соотношение добавочных анионов в его составе по требованиям баланса, видимо, изменяется. Для манганоастрофиллита указываются также другие параметры, а для астрофиллита, богатого Mg, — мон. сингония (Пэн Чжи-чжун, Ма Чже-шен, 1964).

Хим. В составе астрофиллита совершенный изоморфизм между Mn и Fe позволяет выделить два подвида — *манганоастрофиллит* и *ферроастрофиллит*. Атомы Ti замещаются Zr (до 5,4%) и Nb (до 1,6%). В ниобофиллите Nb замещен Ti (3%), а Fe—Mn (9,8%); OH замещается F (до 0,7%).

Разновидности: Zr-астрофиллит.

Физ. Сп. по (001) совершенная; твердость (из-за «помощи» Ti-октаэдров) выше, чем у соответствующих K, Na-слюд.

4. Группа виноградовита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 2$

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Виноградовит	$Na_5\{Al[Ti_4(Si_2O_7)_3](OH)_6\}$	24,38	8,53	5,23	101°	2,88	3,5—4

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании физических свойств и морфологии. Облик индивидов таблитчатый, ножевидный. Сп. по (010) совершенная. По данным микротвердометра, твердость (в пересчете) равна 6 (Лебедева, 1963).

5. **Группа мурманита.** Трик. → мон., $Z = 1$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Мурманит $\{(Na_3[PO_4])_{2-x}, (H_2O)_{2x}\} \cdot \{Na_2MnTi[Ti_2(Si_2O_7)_2](OH)_4\}$	$C_1^1 - P1$	5,50	7,00	14,3—11,94	3,2—2,7	4,5—2,5
		$\alpha = 96°00'$		$\beta = 100°26'$	$\gamma = 88°55'$	
Эпистолит $(H_2O)_4\{Na_3Ti[Nb_2(Si_2O_7)_2]O(OH)_3\}$	Не уст.	5,41	7,12	~12,0	2,89	1,5—2
				$\beta = 74°42'$		

Стр. Слоистые структуры этих минералов в деталях пока не изучены. Структура мурманита по своему архитектурному плану предполагалась близкой к структуре спёррита (Белов, 1962), но, как недавно было установлено (Халилов, Мамедов, Макаров, Пьянзина, 1965), — это типичная гетерогенная слоистая структура, полностью аналогичная структуре бафертитасилита (рис. 205). Основные в структуре трехслойные пакеты отличаются лишь составом их внутренней стенки-сердечника, которая вместо Fe-октаэдров построена из чередующихся Na-, Mn- и Ti-октаэдров. Отношение числа диортогрупп Si_2O_7 к числу Ti-октаэдров в окаймляющих Ti, Si-сетках такое же, как в бафертитасилите (1 : 1), но в выступающих наружу шестых вершинах этих Ti-октаэдров кислород в мурманите замещен молекулой H_2O, что обусловливает нейтральный заряд всего пакета. В крупных полостях между пакетами, кроме указанных молекул H_2O, помещается столько же других («свободных»), которые вместе с первыми могут сравнительно легко замещаться нейтральными молекулами Na_3PO_4, очевидно в эквивалентном (по объему) количестве («механизм» процесса пока неясен), что приводит к ломоносовиту; коэффициент x изменяется от 0 до 2. Судя по свойствам и параметрам ячейки, эпистолит весьма близок по структуре к мурманиту (Семенов и др., 1961), от которого отличается лишь содержанием в сетках Nb вместо Ti.

Хим. Состав мурманита изменяется непрерывно от чисто фосфатного до чисто водного. Это «изоморфизм» особого рода, который тем не менее позволяет заменить старые «виды» одним новым — *мурманитом* — с двумя подвидами — *фосфатмурманитом* (бывший ломоносовит) и *гидратмурманитом* (бывший мурманит). В мурманите Ti замещается Nb (до 10%), а Mn—Fe (до 1,5%) и Ca (до 3,5%). В эпистолите отношение Nb : Ti заметно варьирует, как и содержание Na; обычна также примесь P (до 2—3%) (возможно, в природе существуют и фосфатэпистолиты).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. по (001) весьма совершенная.

Отдел Е. Ураносиликаты

1. **Группа склодовскита.** Мон. → трик., $Z = 2(4)$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Склодовскит $(H_3O)_2Mg[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 3H_2O$	$C_{2h}^3 - I2/m$	16,89	7,01	6,60	96°20'	3,5	3—3,5
Уранофан $(H_3O)_2Ca[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 3H_2O$	$C_2^2 - P2_1$	15,97	7,05	6,68	97°15'	3,8	2,5—3,5
Парауранофан $(H_3O)_2Ca[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 3H_2O$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	6,64	15,49	13,98	91°40'	3,9	2,5—3,5
Яхимовит $(H_3O)_2Cu[UO_2(SiO_4)]_2 \cdot 3H_2O$	$C_i^1 - P\bar{1}$	7,04	9,18	6,66	90°00'	—	(3,5—4)
		$\alpha = 109°14'$		$\gamma = 108°22'$			

Стр. В основе структуры всех минералов этой группы находятся слои состава $[UO_2(SiO_4)]_n^{2n-}$, между которыми располагаются связывающие их оксоний, атомы Mg (Ca, Cu) и молекулы воды. В уранофане и склодовските уранил-силикатные слои параллельны (100), в парауранофане и яхимовите — (010). В плоскости слоя прочность связи неодинакова; в уранофане, например (рис. 208, *а*), она более чем в два раза прочнее в направлении оси *b* по сравнению с направлением вдоль оси *c*. Эта анизотропия связей и определяет игольчато-шестоватый облик индивидов

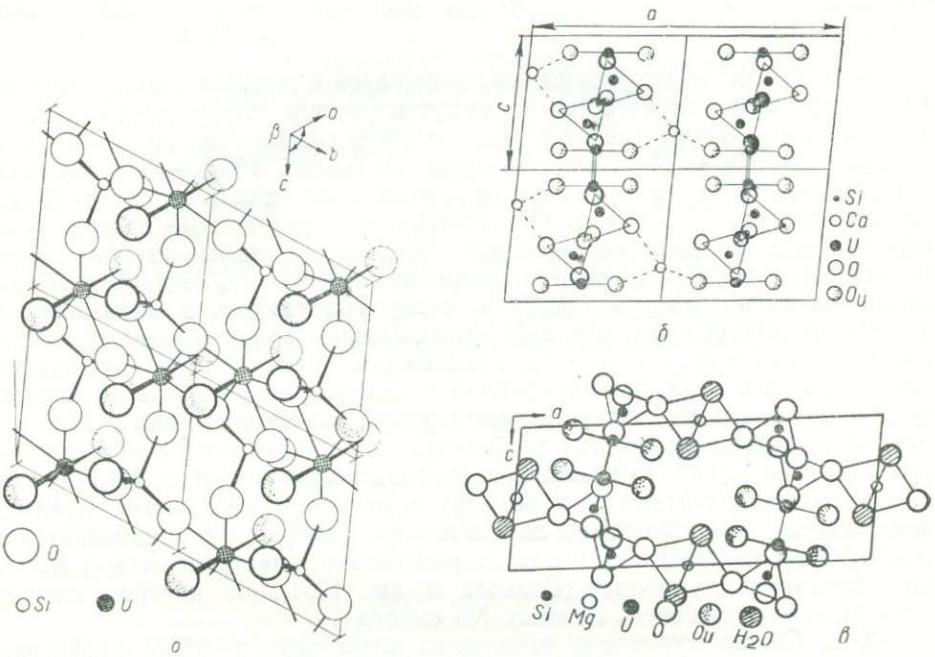


Рис. 208. Структура уранофана—склодовскита:
а — общий вид структуры уранофана; *б* — проекция структуры уранофана на плоскость (010); *в* — проекция структуры склодовскита на плоскость (010).

всех минералов одних вдоль оси *b* (склодовскит, уранофан), других — вдоль оси *c* (парауранофан) или оси *a* (яхимовит). Во всех слоях координация урана — 7 атомов O, из которых 2 составляют уранильную группу, а 5 находятся в экваториальной плоскости и соединяются с тетраэдрами SiO_4. Атомы Mg, Ca и Cu, скрепляющие слои друг с другом, координированы неодинаково и связаны с разными атомами кислорода из состава слоев: Mg — с двумя силикатными O (рис. 208, *в*), Ca — с тремя атомами O, одним силикатным и двумя уранильными (рис. 208, *б*), Cu — с двумя уранильными O. Межатомные расстояния: в склодовските $Mg—O_2(H_2O)_4 = 2{,}15(2)$ и 2,04 (4); $U—O_2 = 1{,}67$ и 1,75; $Si—O_4 = 1{,}63$ (Мокеева, 1959; 1964); в уранофане $Ca—O_3(H_2O)_4 = \sim 2{,}4$ (?); $U—O_2O_5 = 1{,}91(2)$ и 2,36 (5); $Si—O_4 = 1{,}70$ (Smith, Gruner, Lipscomb, 1957); в яхимовите $U—O_2 = 1{,}88$; $Si—O_4 = 1{,}6$ (Piret-Meunir, Van Meerssche, 1963).

Хим. Состав минералов постоянен, изоморфные примеси не превышают 2%.

Физ. Сп. склодовскита и уранофана по (100), двух других по (010) совершенная.

2. Группа казолита. Ромб. → мон., $Z = 8$; 4.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Соддит $(UO_2)[UO_2(SiO_4)]\cdot 2H_2O$	$D_{2h}^{24} - Fddd$	8,32	11,21	18,71	—	4,7	3,5—4
Казолит $Pb[UO_2(SiO_4)]\cdot H_2O$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	6,66	6,96	13,23	104°	6,5	4—5
Болтвудит $(H_3O)K[UO_2(SiO_4)]\cdot H_2O$	Не опр.	—	—	—	—	3,6	3,5—4

Стр. Изучена структура казолита (Huypen a. o., 1963), основу которой составляют слои $[UO_2(SiO_4)]_n^{2n-}$ (рис. 209, *а*), параллельные (100) и связанные между собой атомами Pb^{2+}, находящимися в тройной координации (рис. 209, *б*). Атомы U^{6+} находятся в координации из 7 O, из которых

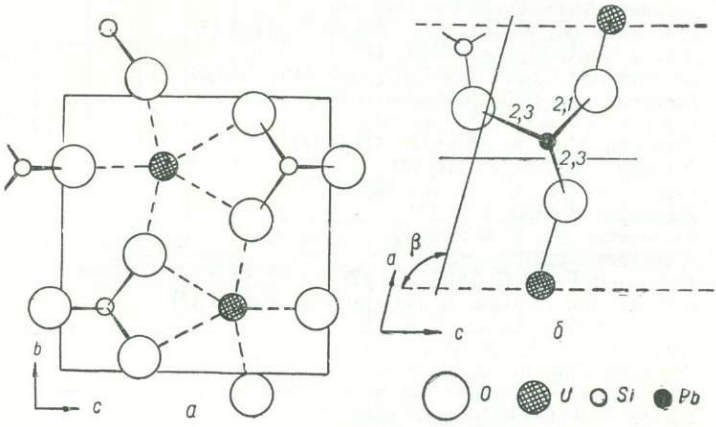


Рис. 209. Структура казолита:

а — слой $[UO_2(SiO_4)]_n^{2n-}$; *б* — проекция на плоскость (010).

два входят в уранильную группу с расстоянием $U - O_2 = 1{,}80$, остальные пять атомов O расположены в плоскости под углом 76° к уранилу и находятся на расстоянии 2,4. Атомы Pb окружены двумя атомами O из уранильных групп двух последовательных слоев и одним атомом O из радикала SiO_4. Молекулы H_2O, вероятно, имеют цеолитную природу. Болтвудит, по данным дебаеграмм, очень близок казолиту (Honea, 1961).

Хим. Состав минералов довольно постоянен; примеси изоморфных элементов незначительны.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый (по оси *b*); сп. по (100), у соддита по (001) совершенная.

3. Группа уиксита. Мон. → ромб.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Хейвиит	$C_{2h}^4 - P2/c$ (?)	15,4	7,05	7,10	2	3,4	3,75
$Ca[(UO_2)_2(Si_2O_5)_3]\cdot 5H_2O$			$\beta = 107° 52'$				
Уиксит	$D_{2h}^6 - Pnnb$	14,26	35,88	14,20	16	4,0	(3)
$K_2[(UO_2)_2(Si_2O_5)_3]\cdot 4H_2O$							
Ранкилит	Не опр.	14,28	17,64	18,48	8	3,3	—
$Ca_2[(UO_2)_3(Si_2O_5)_4(OH)_2]\cdot 18H_2O$							
Магурсилит	Не опр.	—	—	—	—	3,0	3,5
$Mg_4[(UO_2)_4(Si_2O_5)_5(OH)_6]\cdot 15H_2O$							
Калькурсилит	Не опр.	—	—	—	—	3,3	3—3,5
$Ca_4[(UO_2)_4(Si_2O_5)_5(OH)_6]\cdot 15H_2O$							

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к подклассу слоистых на основании химического состава и физических свойств.

Хим. Химический состав, если отбросить механические примеси, довольно постоянен. В магурсилите и калькурсилите Mg и Ca изоморфно замещают друг друга (до 2—3%).

Физ. Облик индивидов пластинчатый, ножевидный, игольчатый; обычно образуют радиально-лучистые, звездчатые агрегаты. Сп. параллельна уплощению.

Недостаточно изученные и сомнительные

Адыгеит $Mg_5Si_3O_{11}\cdot 3H_2O$ (?)
Аноксит $Al_3[Si_4O_{10}](OH)_5\cdot H_2O$ (?)
Астролит $(K, Na)_2Fe^{2+}(Al, Fe)_2Si_5O_{15}\cdot H_2O$ (?)
Ахоит $Cu_6Al_2Si_{10}O_{27}\cdot 5{,}5H_2O$ (?)
Белянкинит $Ca_2ZrTi_{12}Nb[SiO_4]O_{20}(OH)_{17}\cdot 2OH_2O$ (?)
Бирунит $Ca_{17}[SiO_3]_8[CO_3]_8[SO_4]\cdot 14H_2O$ (?)
Гелландит $Ca_2Y_3Al_2Si_3O_{14}\cdot nH_2O$ (?)
Диксиит $Al_2O_3\cdot 4—5SiO_2\cdot 3—4H_2O$ (?)
Иморит $Y_5[SiO_4]_3(OH)_3$ (?)
Истисуит (Na, Ca)(H, Al, Si)O_3 (?)
Карачаит $MgSiO_3\cdot H_2O$ (?)
Келдышит (Na, H)$ZrSi_2O_7$(?)
Кольскит $Mg_5Si_4O_{13}\cdot 4H_2O$ (?)
Космохлор $Fe_2Al_3Cr_9[SiO_4]_9O_3$ (?)
Курумсакит $ZnAl_8[SiO_4]_5[VO_4]_2(OH)_{14}\cdot 2OH_2O$ (?)
Лабит $H_6Mg_3[Si_4O_{11}]_2\cdot 2H_2O$ (?)
Литидионит $(K, Na)_2Si_3O_7$ (?)
Мауфит $(Mg, Fe, Ni)Al_4Si_3O_{13}\cdot 4H_2O$ (?)
Ненадкевит — метамиктный водный силикат U, TR, Pb, Ca и Mg
Орлит — $3PbO\cdot 3UO_3\cdot 4SiO_2\cdot 6H_2O$ (?)
Себоллит — $Ca_5Al_2[SiO_4]_3(OH)_4$ (?)
Свитальский $KMgFe^{3+}[Si_4O_{10}](OH)_2$ (?)
Серпентин-тальк (Füchtbauer, Goldschmidt, 1956) (?)
Тыньит $Ca_3(Fe, Mg, Mn)_7(Fe, Al)_2[SiO_3]_{12}(OH)_2\cdot H_2O$ (?)
Фрепонтит $Zn_8Al_4[SiO_4]_5(OH)_8\cdot 7H_2O$ (?)
Харадаит $SrV[Si_2O_7]$ (относится к слоистым ванадисиликатам — $Sr[V(Si_2O_6)O]_\infty^2$ (Takeuchi, Joswig, 1966)).

Класс IV. Бораты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения.																H 69	
2	Li 1	Be 2	Класс 4. Бораты										B 86	C 3	N 2	O 86	F 2	
3	Na 13	Mg 27											Al 4	Si 2	P 2	S 2	Cl 11	
4	K 1	Ca 32		Ti 1			Mn 12	Fe 6			Cu 1				As 1			
5		Sr 6												Sn 2				
6		Ba 1			Ta 1													
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
		7	2			36	14	12	3	10	2

Подкласс I. Каркасные

1. Группа борацита $Mg_3[B_3B_4O_{12}]OCl$ $\frac{3}{\infty}$
2. Группа родицита $Cs\{Al_4(LiBe_3B_{12})O_{28}\}$ $\frac{3}{\infty}$
3. Группа метаборита $H[BO_2]$ $\frac{3}{\infty}$
4. Группа фабианита $CaH[BO_2]_3$ $\frac{3}{\infty}$

Подкласс 2. Островные

Отдел А. С простыми радикалами $[BO_4]$ или $[BO_3]$

Подотдел 1. Без воды и добавочных анионов

I. С радикалом $[BO_4]$

1. Группа танборита $Ta[BO_4]$
2. Группа синхалита $MgAl[BO_4]$

II. С радикалом $[BO_3]$

1. Группа норденшельдита $CaSn[BO_3]_2$
2. Группа котоита $Mg_3[BO_3]_2$

Подотдел 2. С добавочными анионами O или OH, а также радикалами

1. Группа еремеевита $Al_6[BO_3]_5(OH)_3$
2. Группа людвигита $(Mg, Fe)_2Fe[BO_3]O_2$
3. Группа йохачидолита $Na_2Ca_3Al_4[BO_3]_5(OH; F)_5$
4. Группа гамбергита $Be_2[BO_3]OH$
5. Группа флюоборита $Mg_3[BO_3](OH, F)_3$
6. Группа годефруаита $Ca_4Mn_3[BO_3]_3[CO_3](OH)_3$

Подотдел 3. С добавочными радикалами и молекулами H_2O

I. С радикалом $[B(OH)_4]$

1. Группа канита $Ca_2[AsO_4][B(OH)_4]$
2. Группа фроловита $Ca[B(OH)_4]_2$

II. С радикалом $[B(O, OH)_3]$

1. Группа уайтменита $Mg_9(H_2O)_2[BO_3]_2(OH)_{12}$
2. Группа симанита $Mn_3(H_2O)_3[BO_3][PO_4]$
3. Группа сульфоборита $Mg_3(H_2O)_4[BO_2OH]_2[SO_4]$

Отдел Б. С двойными радикалами $[B_2(O, OH)_{5-7}]$

Подотдел 1. Без воды и добавочных анионов

I. С радикалом $[B_2O_5]$

1. Группа суанита $Mg_2[B_2O_5]$

Подотдел 2. С добавочными анионами OH

I. С радикалом $[B_2O(OH)_6]$

1. Группа пинноита $Mg[B_2O(OH)_6]$
2. Группа нифонтовита $Ca[B_2O(OH)_6]$

II. С радикалом $[B_2O_5]$

1. Группа визерита $Mn_4[B_2O_5](OH)_4$

III. С радикалом $[B_2O_4(OH)]$

1. Группа ашарита $Mg_2[B_2O_4OH]OH$
2. Группа роуита $CaMg[B_2O_4OH]OH$

Подотдел 3. С добавочными радикалами и молекулами H_2O

I. С радикалом $[B_2O_5]$

1. Группа карбоборита $Ca_2Mg(H_2O)_{10}[B_2O_5][CO_3]$

II. С радикалом $[B_2O(OH)_4]$

1. Группа люнебургита $Mg_3(H_2O)_6[PO_4]_2[B_2O(OH)_4]$

Отдел В. Со сложными радикалами $[B_mB_nO_p(OH)_q]$

I. С радикалом $[B_2BO_3(OH)_5]$

1. Группа индерита $Mg(H_2O)_5[B_2BO_3(OH)_5]$
2. Группа курнаковита $Mg(H_2O)_5[B_2BO_3(OH)_5]$

II. С радикалом $[B_2B_2O_5(OH)_4]$

1. Группа магногидроборита $Mg_2(H_2O)[B_2B_2O_5(OH)_4]_2$
2. Группа натрогидроборита $Na_2(H_2O)_8[B_2B_2O_5(OH)_4]$

III. С радикалом $[B_2B_3O_6(OH)_5]$

1. Группа бирингучита $Na_2[B_2B_3O_6(OH)_5]$

IV. С радикалом $[BB_4O_6(OH)_4]$

1. Группа лардереллита $NH_4[BB_4O_6(OH)_4]$

V. Со сложным (гетерогенным) радикалом

1. Группа джинорита $Ca_2(H_2O)_2[B_4O_5(OH)_4][B_5O_6(OH)_4]_2$

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. С простыми цепочками

I. С цепочками $[B_2O_2(OH)_4]$

1. Группа уралборита $Ca[B_2O_2(OH)_4]^1_\infty$

II. С цепочками $[B_2O_4]$

1. Группа кальциборита $Ca[B_2O_4]^1_\infty$

Отдел Б. Со сложными цепочками

I. С цепочками $[B_2BO_4(OH)_3]$

1. Группа гидроборацита $CaMg(H_2O)_3[B_2BO_4(OH)_3]_2{}^1_\infty$
2. Группа колеманита $Ca(H_2O)[B_2BO_4(OH)_3]^1_\infty$

II. С цепочками $[BB_2O_4(OH)_2]$

1. Группа витчита $Sr[BB_2O_4(OH)_2]_2{}^1_\infty$
2. Группа аксаита $Mg(H_2O)_3[BB_2O_4(OH)_2]_2{}^1_\infty$

III. С цепочками $[B_4BO_7(OH)_5]$

1. Группа терчита $Ca_2(H_2O)_7[B_4BO_7(OH)_5]^1_\infty$

IV. С цепочками $[B_3B_2O_7(OH)_4]$

1. Группа преображенскита $Mg_3(H_2O)[B_3B_2O_7(OH)_4]_2\,{}^{1}_{\infty}$
2. Группа пробертита $NaCa(H_2O)_3[B_3B_2O_7(OH)_4]\,{}^{1}_{\infty}$

V. С цепочками $[B_2B_3O_7(OH)_3]$

1. Группа эзкуррита $Na_2(H_2O)_2[B_2B_3O_7(OH)_3]\,{}^{1}_{\infty}$

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Со слоями из тетраэдров $[B(O, OH)_4]$

1. Группа гарелсита $Ba_2[B_3SiO_7(OH)_3]\,{}^{2}_{\infty}$

Отдел Б. Со слоями из треугольников $[BO_3]$

1. Группа сассолина $H_3[BO_3]\,{}^{2}_{\infty}$

Отдел В. Со слоями из тетраэдров $[B(O, OH)_4]$ **и треугольников** $[B(O,OH)_3]$

1. Группа тьюнелита $Sr(H_2O)_3[B_3B_3O_9(OH)_2]\,{}^{2}_{\infty}$
2. Группа хилгардита $Ca_2[B_3B_2O_8(OH)_2]Cl\,{}^{2}_{\infty}$
3. Группа хаулита $Ca_2(H_2O)[B_5SiO_{10}(OH)_3]\,{}^{2}_{\infty}$

Отдел Г. Со слоями из тетраэдров $[B(OH)_4]$ **и других атомов**

1. Группа бандилита $Cu[B(OH)_4]Cl\,{}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс I. Каркасные

1. Группа борацита. Куб. → ромб.

Подгруппа кубоборацита. Куб. $T_d^5 - F\bar{4}3c$, $Z = 8$.

	a	Температура превращения, °С
Кубоборацит $Mg_3[B_3B_4O_{12}]OCl\,{}^{3}_{\infty}$	12,10	265
Кубоэрикаит $Fe_3[B_3B_4O_{12}]OCl\,{}^{3}_{\infty}$	12,18	362
Кубочеймберсит $Mn_3[B_3B_4O_{12}]OCl\,{}^{3}_{\infty}$	12,25	407

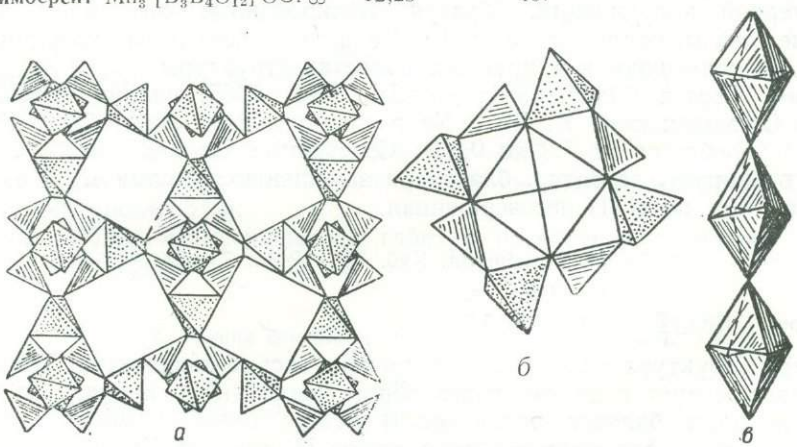


Рис. 210. Структура борацита:

а — каркас из борокислородных треугольников и тетраэдров; *б* — положение Mg-октаэдра в квадратном сечении каркаса; *в* — цепочки искаженных Mg-октаэдров.

Стр. Структура минералов представлена каркасом, состоящим из правильных тетраэдров BO_4 и треугольников BO_3 (в отношении 3 : 4) с крупными полостями квадратного сечения (рис. 210, *а*). Двухвалентные

атомы находятся в шестерной искаженной координации и расположены в полостях, соединяясь друг с другом в бесконечные цепочки (рис. 210, *в*). В вершинах октаэдров этих цепочек помещаются атомы Cl, причем (так как три таких цепочки в сквозных полостях взаимно пересекаются) атомы Cl оказываются вершинами сразу шести вытянутых октаэдров. Остальные четыре координирующие атома представлены кислородом. Они являются общими с атомами O борокислородной вязи (рис. 210, *б*). Межатомные расстояния для кубобората равны: $B-O_4 = 1{,}48$; $B-O_3 = 1{,}39$; $Mg-O_4Cl_2 = 2{,}04$ и 3,02 (Ito, Morimoto, Sadanaga, 1951). В природе образуются главным образом низкотемпературные минеральные виды. Кубические кристаллы борацита представляют собой параморфозы его по кубоборациту.

Подгруппа борацита. Ромб. (псевдотетр.), $C_{2v}^5 - Pca2_1$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Борацит $Mg_3[B_3B_4O_{12}]OCl$ $\frac{3}{\infty}$	8,54	8,54	12,07	2,93	7—7,5
Эрикаит $Fe_3[B_3B_4O_{12}]OCl$ $\frac{3}{\infty}$	8,58	8,65	12,17	3,3(?)	(7)
Чеймберсит $Mn_3[B_3B_4O_{12}]OCl$ $\frac{3}{\infty}$	8,68	8,68	12,26	3,5	7—7,25

Стр. Структура минералов лишь немного отличается от структуры высокотемпературных видов (ромбическая гомология). Устойчива при нормальной температуре. Межатомные расстояния изменяются только у полиэдров Mg (соответственно Fe и Mn).

Хим. Состав изменчив. В бораците Mg изоморфно замещается Fe (до 36%), в эрикаите отмечаются примеси Mg (до 6,7%) и Mn (до 2,3%), в чеймберсите — Fe (до 2%).

Разности: Fe-борацит, Mg-эрикаит, Mn-эрикаит, Fe-чеймберсит.

2. Группа родицита. Куб. $T_d^1 - P\bar{4}3m$, $Z = 1$.

	a	Пл.	Тв.
Родицит $Cs\{Al_4(LiBe_3B_{12})O_{28}\}$ $\frac{3}{\infty}$	7,32	3,4	8

Стр. Структура субкаркасная (Buerger, 1966). Атомы Al находятся в шестерной координации, образуя изолированные четверники Al_4O_{16}, которые связываются атомами Li, Be и B в четверной координации. Атомы Cs розмещаются в крупных полостях структуры.

Хим. Состав (Dana, 1951; Frondel, I to, 1965) сильно колеблется. Атомы Cs замещаются K, Rb и Na в значительных масштабах. Количество Li колеблется от 7,2 до 0,7%. Содержание Be и B также существенно варьирует, вероятно, благодаря замещению атомами Li.

Физ. Сп. по (111) несовершенная.

3. Группа метаборита. Куб. $T_d^4 - P\bar{4}3n$, $Z = 24$.

	a	Пл.	Тв.
Метаборит $H[BO_2]$ $\frac{3}{\infty}$	8,89	2,47	5,5

Стр. Структура из-за наличия протона весьма любопытна. Тетраэдры BO_4 связаны друг с другом через общие вершины в каркас, но одновременно (для баланса валентности) между ближайшими атомами O соседних тетраэдров располагаются атомы H, так что КЧ атомов кислорода становится равным 3 (2Si + 1H) (рис. 211). Протон располагается не посредине между атомами O ($O-O = 2{,}49$), а на расстоянии 1,06 и 1,13, благодаря чему расстояния B — O в каждом тетраэдре попарно различны и в среднем составляют 1,45 и 1,49 (Zachariasen, 1963).

Хим. Состав постоянен. Обнаружен в галите (Лобанова, Аврова, 1964).

Физ. Облик индивидов изометрический, сп. по (100) несовершенная.

4. Группа фабианита. Мон.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Фабианит	$CaH[BO_2]_3$ $\frac{3}{m}$ (?)	—	—	—	113°10′	2,80	6,5

Стр. Структура не изучена. Отнесен к каркасным на основании химического состава и физических свойств (твердости и плотности).

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый. Сп. по (011) средняя.

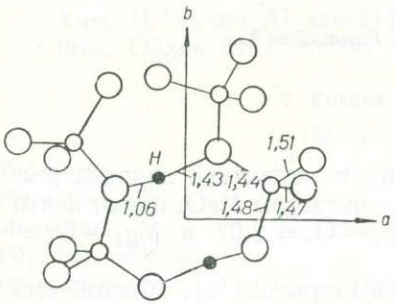


Рис. 211. Схема структуры метаборита.

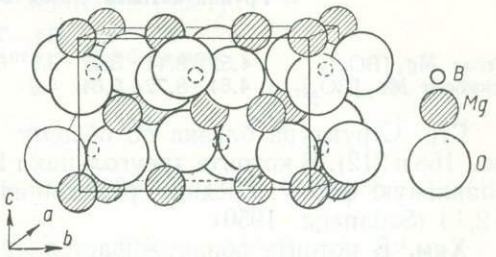


Рис. 212. Структура коттоита (общий вид упаковки атомов).

Подкласс 2. Островные

Отдел А. С простыми радикалами $[BO_4]$ или $[BO_3]$

Подотдел I. Без воды и добавочных анионов

I. С радикалом $[BO_4]$

1. Группа танборита. Тетр. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, $Z = 4$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Танборит (бейерит)	$Ta[BO_4]$	6,21	5,47	7,9	7,5—8

Стр. Тип циркона, КЧ=8/4 (см. рис. 165).

Хим. Состав изучен рентгеноспектральным методом. Часть Ta замещается Nb (около 5%).

Физ. Облик изометрический, габитус псевдооктаэдрический. Сп. по (110) и (010) средняя.

2. Группа синхалита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pnma$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Синхалит	$MgAl[BO_4]$	4,33	9,88	5,67	3,5	7—7,5

Стр. Изоструктурен с оливином и хризобериллом (см. рис. 103 и 168). Атомы Mg и Al находятся в октаэдрической координации, атомы B образуют слегка искаженные тетраэдры. Межатомные расстояния: Mg — O_6 = 2,12 (2), 2,04 (3) и 2,21; Al — O_6 = 1,85 (2); 1,88 (2); 1,97 (2); B — O_4 = 1,46 (3) и 1,58 (Fang, Newnham, 1965).

Хим. Атомы Mg и Al частично замещаются Fe^{2+} и Fe^{3+}.

Физ. Индивиды изометрические; сп. несовершенная.

II. С радикалом $[BO_3]$

1. Группа норденшельдита. Триг. $C_{3i}^2 - R\bar{3}$, $Z = 1; 3$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Норденшельдит $CaSn[BO_3]_2$	6,01	47°42′	4,86	15,95	4,2	6—6,5

Стр. Изоструктурен с доломитом (рис. 58). КЧ Ca и Sn = 6.
Физ. Облик толстотаблитчатый. Сп. по (0001) совершенная.

2. Группа котоита. Ромб. $D_{2h}^{12} - Pnnm$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Котоит $Mg_3[BO_3]_2$	4,52	8,44	5,42	3,1	6,5
Джимбоит $Mn_3[BO_3]_2$	4,64	8,72	5,64	4,0	6

Стр. Структура близка по общему плану к структуре оливина (см. рис. 168 и 212). В котоите треугольники BO_3 и октаэдры MgO_6 имеют почти правильную форму; средние расстояния $Mg_1 - O_6 = 2{,}07$ и $Mg_2 - O_6 = 2{,}13$ (Sadanaga, 1950).
Хим. В котоите обнаруживается примесь Fe (до 2,1%), в джимбоите Mn изоморфно замещен Mg (до 3,3%) и Fe (до 1,6%).
Физ. Индивиды изометрического облика (зернистые массы). Сп. по (011) совершенная, по (101) — отдельность.

Подотдел 2. С добавочными анионами O или OH, а также радикалами

I. С радикалом $[BO_4]$

Нет

II. С радикалом $[BO_3]$

1. Группа еремеевита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Еремеевит $Al_6[BO_3]_5(OH)_3$	8,56	8,18	3,3	7—7,5

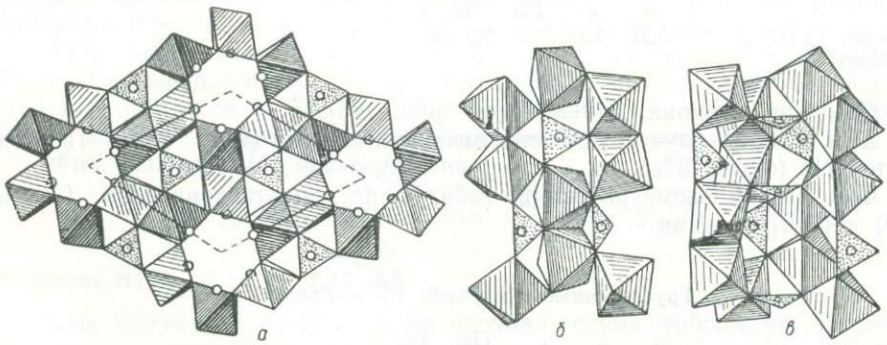


Рис. 213. Структура еремеевита:
а — проекция на плоскость (001), малые кружки — атомы бора в треугольниках, лежащих в плоскости чертежа и нормально к ней; *б* и *в* — вертикальные проекции

Стр. Основой структуры являются октаэдры $Al(O, OH)_6$, поставленные на горизонтальные ребра, которыми они соединяются в направлении оси *c* в колонки длиной в два октаэдра (рис. 213, *б*). Наклонными ребрами эти пары октаэдров соединяются в зигзагообразные двухзвенные бесконечные цепочки (рис. 213, *в*), связываясь вместе через общие вер-

шины (OH) и с помощью радикалов BO_3. В плане структура имеет два сорта сквозных пустот гексагонального и тригонального сечения (рис. 213, *а*). В первых помещаются треугольники BO_3, ориентированные вертикально (параллельны сторонам шестиугольника), во вторых — треугольники BO_3, ориентированные горизонтально. Отношение числа вертикальных к числу горизонтальных составляет 3 : 2. Межатомные расстояния: Al—O = 1,90; Al—OH = 1,79; B—O_3 = 1,38 (Головастиков, Белова. Белов, 1956).

Хим. Частично Al замещается Fe (до 4%).

Физ. Облик столбчатый; отдельность по (0001).

2. Группа людвигита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Варвикит $Mg_3Ti[BO_3]_2O_2$	D_{2h}^{16} — *Pnma*	9,20	3,01	9,45	2	3,3	6,5
Людвигит $(Mg, Fe)_2Fe^{3+}[BO_3]O_2$	D_{2h}^{9} *Pcma*	9,23—9,44	3,02—3,07	12,16—12,28	4	3,6—4,7	6—5,5
Ортопинакиолит $Mg_3MnMn_2^{3+}[BO_3]_2O_4$	D_{2h}^{12} — *Pnnm*	18,45	6,07	12,70	4	3,9	6
Пинакиолит $Mg_3MnMn_2^{3+}[BO_3]_2O_4$	C_{2h}^{2} — $P2_1/m$	5,36	5,98	12,73 $\beta = 120°34'$	2	3,9	6
Халсит $Fe_3Fe^{3+}Sn[BO_3]_2O_3OH$	C_2^1 — *P*2	10,68	3,10	5,44 $\beta = 94°09'$	1	4,5	(6)

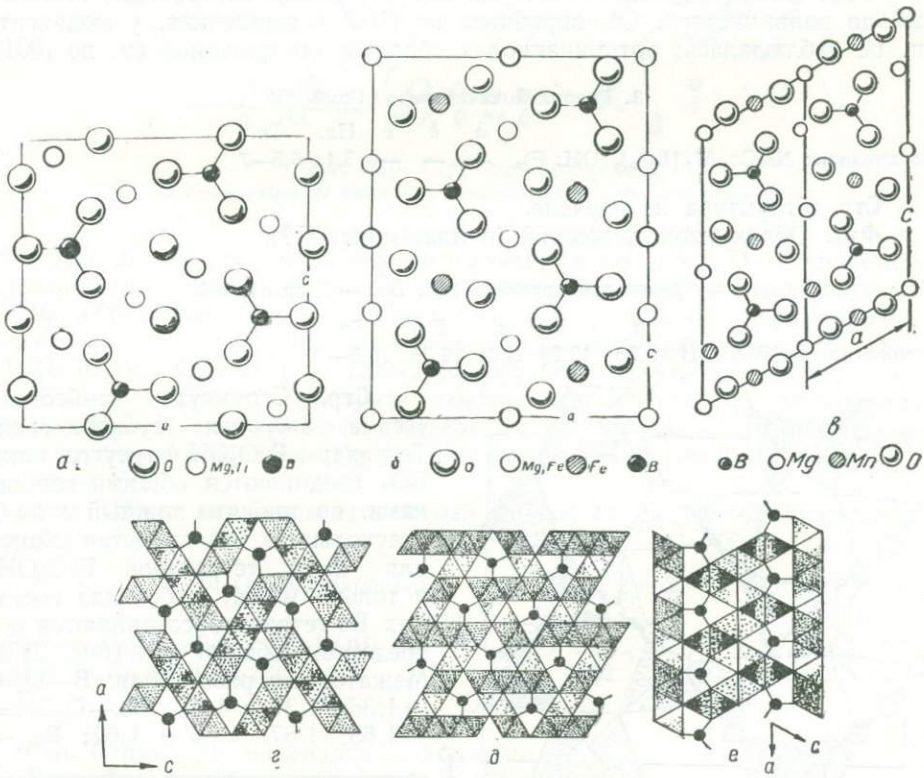


Рис. 214. Структуры варвикита (*а*), людвигита (*б*) и пинакиолита (*в*) в проекции на плоскость (010); те же структуры в полиэдрическом изображении: *г* — варвикит, *д* — людвигит, *е* — пинакиолит.

Стр. Структуры всех этих минералов близки между собой по общему плану строения (рис. 214, *а — е*). Атомы Mg, Ti, Fe^{3+} и Mn^{3+} находятся в октаэдрической координации, причем октаэдры соединяются горизонтальными ребрами в колонки вдоль оси *b* (ср. параметр 3,01—3,05) и под углом к оси *c*, а также общими вершинами. У варвикита и людвигита эти колонки четверные и пятерные, а у пинакиолита — бесконечные, как у сейдозерита (см. рис. 178). В тригональных каналах между октаэдрами помещаются BO_3-треугольники, которые скрепляют всю структуру. Все треугольники BO_3 лежат в одной плоскости (010) и одной стороной ориентированы строго параллельно оси *c* (это обусловливает игольчатый облик индивидов). Соответствующие межатомные расстояния у всех минералов несколько различаются. Треугольники BO_3 довольно сильно искажены, что свидетельствует о напряженности структур. Средние расстояния для варвикита, людвигита и пинакиолита соответственно следующие: $B—O_3 = 1{,}37$, 1,43 и 1,41; $Mg—O_6 = 2{,}08$, 2.08 и 2,04; $Fe^{3+}—O_6 = 2{,}10$; $Mn^{3+}—O_6 = 2{,}08$ (Takeuchi, Watanabe, Ito, 1950).

Хим. Состав минералов изменчив. Совершенный изоморфизм между Mg и Fe наблюдается в людвигите, в связи с чем выделяются два подвида — *магнезиолюдвигит* и *ферролюдвигит*. Кроме того, в людвигите Fe^{3+} замещается Al (до 11%). В варвиките Mg замещается Fe^{2+} (до 9%), а Ti — Fe^{3+} (4,8%) и Al (3%). В ортопинакиолите Mn^{3+} замещается Fe^{3+} (10,5%), Mn^{2+} — Ca и Pb (по 1,3%). В пинакиолите отмечаются аналогичные замещения, но меньшего масштаба.

Разновидности: Al-магнезиолюдвигит, Fe^{2+}-варвикит, Fe^{3+}-варвикит.

Физ. Облик индивидов столбчатый, досчатый, шестоватый, игольчатый до волокнистого. Сп. варвикита по (100) совершенная, у людвигита сп. не наблюдалась; ортопинакиолит обладает совершенной сп. по (001).

3. Группа йохачидолита. Ромб. (?)

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Йохачидолит	$Na_2Ca_3Al_4[BO_3]_5(OH; F)_5$	—	—	—	3,4	6,5—7

Стр. Структура не изучена.

Физ. Облик изометрический (и пластинчатый?).

4. Группа гамбергита. Ромб. $D_{2h}^{15} — Pbca$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Гамбергит	$Be_2[BO_3]OH$	9,75	12,20	4,43	2,36,	6,5—7

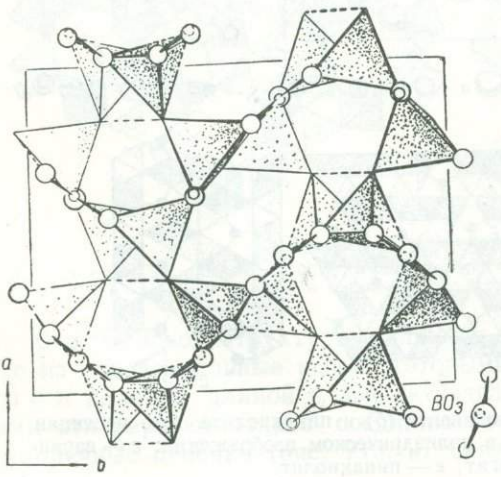


Рис. 215. Структура гамбергита в полиэдрическом изображении.

Стр. Структура гамбергита весьма ажурная, субкаркасная. Тетраэдры BeO_3OH и треугольники BO_3 соединяются общими вершинами, но так, что каждый атом О треугольника BO_3 является общим для двух тетраэдров BeO_3OH, и только между собой два соседних Be-тетраэдра соединяются посредством общего OH (рис. 215). Межатомные расстояния: $B—O_3 = 1{,}36$; 1,37 и 1,37; $Be_I—O_3OH = 1{,}63$; 1,67; 1,62 и 1,62; $Be_{II}—$

$O_3OH = 1{,}64$; 1,61; 1,64 и 1,63. Гидроксил (под влиянием Be) «расщеплен» на H—O и находится между двумя соседними O на расстоянии 0,93 и 2,04 (Zachariasen, Plettinger, Marezio, 1963).

Разновидности: F-гамбергит (до 6% F).

Физ. Облик столбчатый. Сп. по (010) совершенная, по (100) средняя.

5. Группа флюоборита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$, $Z = 2$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Флюоборит	$Mg_3[BO_3](OH, F)_3$	9,06—8,86	3,06—3,13	2,85—2,98	4

Стр. Структура представлена кольцами из шести октаэдров $MgO_3(OH, F)_3$, лежащих в плоскости (0001), которые, соединяясь горизонтальными ребрами O—OH, образуют гексагональные трубки вдоль оси *c*

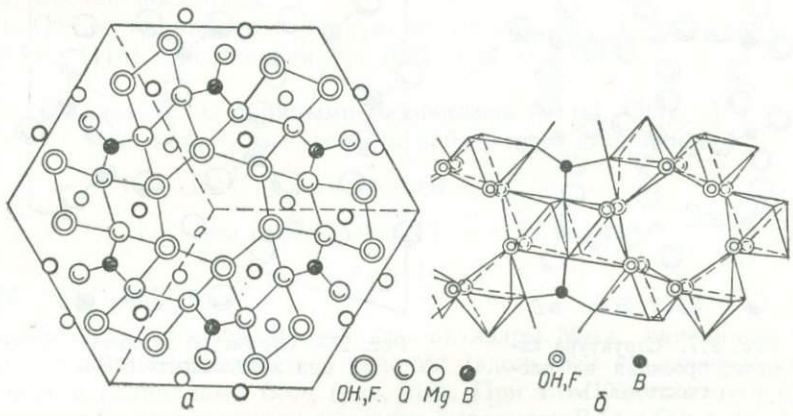


Рис. 216. Структура флюоборита:
а — проекция на базис, *б* — расположение и связь Mg-октаэдров

(рис. 216, *а*). Между собой трубки смыкаются по ребру O—O смежных октаэдров (рис. 216, *б*), оставляя тригональные каналы, в которых параллельно (0001) помещаются треугольники BO_3 (атомы O в треугольнике BO_3 общие также для двух октаэдров). Межатомные расстояния: $B—O_3 = 1{,}50$ (3); $Mg—O_3(OH, F)_3 = 1{,}99$ (2) и 2,33; 2,03 и 2,33 (2) (Takeuchi, 1950).

Хим. В составе флюоборита отмечается совершенный изоморфизм между OH и F, что позволяет выделить два подвида — *гидроксилфлюоборит* и *фторфлюоборит*. Mg в незначительном количестве замещается Zn, Mn и Fe.

Физ. Облик индивидов игольчатый (по оси *c*), сп. по (0001) несовершенная.

6. Группа годефруаита. Гекс. → мон., $Z = 2$.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Годефруаит	$Ca_4Mn_3[BO_3]_3[CO_3](OH)_3$	$C_{6h}^2 - P6_3/m$ (?)	10,6	—	5,90	3,3	6,5—6,75
Боркарит	$H_6Ca_4Mg[BO_3]_4[CO_3]_2$ (?)	Не опр.	17,52	8,40	4,46	2,8	4,5—5
				$\beta = 92°30'$			

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. Формула боркарита требует уточнения.

Физ. Облик индивидов годефруаита столбчатый, сп. по призме средняя. Сп. боркарита по (100) и (110) совершенная.

Подотдел 3. С добавочными радикалами и молекулами H_2O

I. С радикалом $[B(OH)_4]^{1-}$

1. Группа канита. Тетр. $S_4^2 - I\bar{4}$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Канит $Ca_2[AsO_4][B(OH)_4]$	7,11	6,20	3,2	3,5

Стр. Структура канита формально тождественна со структурой циркона. Атомы As и B занимают позиции атомов Si, а атомы Ca — соответственно позиции Zr (рис. 217). Учитывая, однако, наличие гидроксильно-водородных связей, структуру канита более правильно связывать (как производную) со структурой KH_2AsO_4. Межатомные расстояния: $As—O_4 = 1{,}68$; $B—(OH)_4 = 1{,}47$; $Ca—O_8 = 2{,}41\,(4)$ и $2{,}54\,(4)$ (Prewitt, Buerger, 1961).

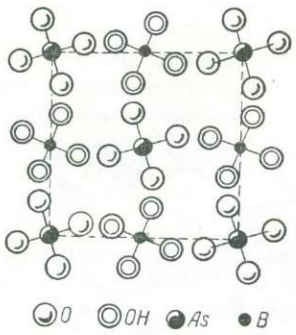


Рис. 217. Структура канита; проекция на плоскость (001).

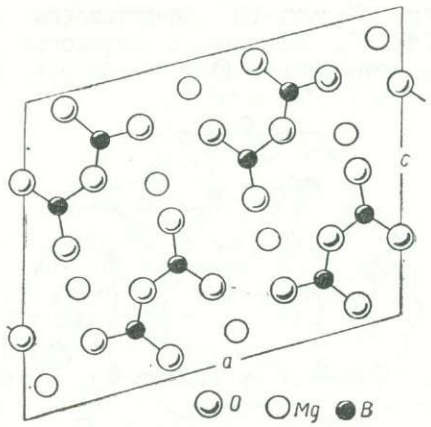


Рис. 218. Структура суанита; проекция на плоскость (010).

Хим. Состав постоянен, Ca частично замещается Pb и Zn.

Физ. Облик индивидов изометрический. Сп. по (110) совершенная.

2. Группа фроловита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.	Сп.
Фроловит $Ca[B(OH)_4]_2$	5,71	7,78	7,84	2,14	3,5—4	Нет (?)
	$\alpha = 66°$; $\beta = 74°$; $\gamma = 77°$					
Пентагидроборит $Ca(H_2O)[B(OH)_4]_2$	—	—	—	2,00	3	Нет (?)

Стр. Структуры не изучены. Формулы написаны на основании детального исследования структуры $Ca(H_2O)_2[B(OH)_4]_2$ (Кравченко, 1964). Параметры фроловита идентичны с β-$Ca[B(OH)_4]_2$ (Zeigan, 1966).

Физ. Морфология изучена недостаточно (Петрова, 1957; Малинко, 1961); фроловит из Сибири образует волокнистые и листоватые агрегаты (Лисицын, Малинко, Румянцев, 1965).

II. С радикалом $[BO_3]^{3-}$ или $[BO_2OH]^{2-}$

1. Группа уайтменита. Трик. (псевдогекс.). $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 1$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Уайтменит $Mg_9(H_2O)_2[BO_3]_2(OH)_{12}$	11,73	11,44	3,09	2,60	5,5
	$\alpha = 96°09'$	$\beta = 97°45'$	$\gamma = 105°52'$		

Стр. Структура не изучена.

Физ. Облик столбчатый; сп. по (010) совершенная, по (100) средняя.

2. Группа симанита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Симанит	$Mn_3(H_2O)_3[BO_3][PO_4]$	7,85	15,17	6,72	3,1	4

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав постоянен. Mn в незначительной мере замещается Ca, Mg и Fe.

Физ. Облик столбчатый, сп. по (001) средняя.

3. Группа сульфоборита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pcmn$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Сульфоборит	$Mg_3(H_2O)_4[BO_2OH]_2[SO_4]$	7,79	12,54	10,14	2,44	4—4,5

Стр. Структура не изучена. Судя по термограмме, строение радикала в виде BO_2OH вполне вероятное (Braitsch, 1961).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов варьирует от столбчатого до толстотаблитчатого. Сп. по (110) совершенная, по (001) средняя.

Отдел Б. С двойными радикалами $[B_2(O, OH)_{5-7}]$

Подотдел 1. Без воды и добавочных анионов

I. С радикалом $[B_2O_5]^{4-}$

1. Группа суанита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Суанит	$Mg_2[B_2O_5]$	12,10	3,12	9,36	104°20′	2,91	6

Стр. Основу структуры составляют октаэдры MgO_6, связанные через общие противоположные ребра в цепочки (вдоль оси *b*), которые скрепляются вместе радикалами B_2O_5 (рис. 218). При этом шесть атомов O Mg-октаэдра принадлежат одновременно пяти радикалам B_2O_5 (Takeuchi, 1952).

Хим. Mg частично замещается Ca (до 5%).

Физ. Облик игольчатый и волокнистый (по оси *b*). Сп. не отмечается.

Подотдел 2. С добавочными анионами OH

I. С радикалом $[B_2O(OH)_6]^{2-}$ (спаренные тетраэдры $BO(OH)_3$)

1. Группа пинноита. Тетр. $C_4^3 - P4_2$ или $C_{4h}^2 - P4_2/m$, $Z = 4$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Пинноит	$Mg[B_2O(OH)_6]$	7,62	8,19	2,27	3,75

Стр. Элементами структуры являются спаренные тетраэдры $BO(OH)_3$ и октаэдры $Mg(OH)_6$. Группы OH Mg-октаэдра и B-тетраэдров общие.

Октаэдры, сочленяясь с тетраэдрами, вытягиваются вдоль оси *c* и образуют трубкообразный костяк с полыми каналами. Межатомные расстояния: $Mg—(OH)_6 = 2{,}06\ (2)$, $2{,}04\ (2)$ и $2{,}12\ (2)$; $B—O(OH)_3$ — 1,46; 1,54; 1,42 и 1,56 (Paton, McDonald, 1957).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов столбчатый до игольчатого и волокнистого. Сп. отсутствует.

2. Группа нифонтовита. Мон. (?)

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.	Сп.
Нифонтовит	$Ca[B_2O(OH)_6]$ (?)	—	—	—	—	2,36	3,5—4	Несов. по I напр.

Стр. Структура не изучена. Формула проблематична, состав требует уточнения (Малинко, Лисицын, 1961).

II. С радикалом $[B_2O_5]^{4-}$

1. Группа визерита. Тетр., Пр. гр. не уст., $Z = 4$.

	a	c	Пл.	Тв.
Визерит $Mn_4[B_2O_5](OH)_4$	14,30	3,32	3,4	—

Стр. Структура не изучена.

Хим. Mn в незначительной мере замещается Ca (3,2%) и Mg (3,0%), OH замещается Cl (3%).

Физ. Облик индивидов игольчатый и волокнистый (вдоль оси *c*). Сп. совершенная поперек удлинения.

III. С радикалом $[B_2O_4OH]^{3-}$ (спаренные треугольники BO_3 и BO_2OH)

1. Группа ашарита. Мон. $C^5_{2h} - P2_1/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Ашарит $Mg_2[B_2O_4OH]OH$	12,50	10,42	3,14	95°40′	2,62	5—5,5
Сасексит $Mn_2[B_2O_4OH]OH$	12,77	10,70	3,25	?	3,3	4,5—5

Стр. Изучена структура ашарита. Основу структуры составляют сдвоенные треугольники BO_3 (как в суаните), но один атом O замещен OH. Атомы Mg имеют октаэдрическую координацию из атомов O и групп OH. Октаэдры $Mg(O, OH)_6$ соединяются через общие ребра в колонки вытягивающиеся вдоль оси *c*, и соединяются посредством B-радикалов (Пэн Чжи-чжун, У Чен-юй, Чжан Пи-син, 1963).

Хим. Состав минералов изменчив. Mn в значительных масштабах замещается Mg (до отношения Mg : Mn = 2,2 : 1). Однако существующий значительный разрыв в области Mg (Дана, 1951) не позволяет объединить эти минеральные виды в один. Таким образом, в ашарите Mg замещается Mn (до 23,5%), Fe (до 1,5%), в сасексите Mn замещается Mg (до 16,3%), Zn (до 3,9%) и Ca (до 2%).

Разновидности: Mn-ашарит, Mg-сасексит, Zn-сасексит, Ca-сасексит.

Физ. Облик индивидов столбчатый, игольчатый, вытянутый по оси *c*. Сп. по (110) совершенная, по (100), (010) и (001) несовершенная. Твердость волокнистых ашарита равна 3,5—4; твердость индивидов около 5,5.

2. Группа роуита. Ромб. Пр. гр. не уст., $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Роуит $CaMn[B_2O_4OH]OH$	8,29	9,03	6,63	2,92	4,5—5
Сибирскит $Ca_2[B_2O_4OH]OH$	—	—	—	(2,7)	(4,5)

Стр. Структуры не изучены. Формулы написаны по аналогии с ашаритом.

Хим. В роуите Mn замещается Zn (до 3,2%) и Mg (до 1,7%). В сибирските отмечается примесь Mg(?).

Физ. Облик индивидов роуита досчатый (вытянутый по оси *c*), сп. по (101) несовершенная. Индивиды сибирскита не изучены.

Подотдел 3. С добавочными радикалами и молекулами H_2O.

I. С радикалом $[B_2O_5]^{4-}$

1. Группа карбоборита. Мон. Пр. гр. не уст., $Z = 4$,

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Карбоборит $Ca_2Mg(H_2O)_{10}[B_2O_5][CO_3]$	11,32	6,68	18,59	89°	2,12	2

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав постоянен, Ca частично замещается Na (0,3%).

Физ. Облик индивидов изометрический. Сп. отсутствует.

II. С радикалом $[B_2O(OH)_4]$ (спаренные треугольники $BO(OH)_2$).

1. Группа люнебургита. Мон. (псевдогекс.) $C_{2h}^3 - A2/m$ или $C_2^3 - A2$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Люнебургит $Mg_3(H_2O)_6[PO_4]_2[B_2O(OH)_4]$	9,81	7,62	10,10	97°24′	2,05	—

Стр. Структура не изучена. Радикал $[B_2O(OH)_4]$ требует подтверждения (Braitsch, 1961).

Хим. Состав постоянен. Отмечаются следы Ca и F.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, досчатый. Сп. по призме (011) и $(01\bar{1})$ несовершенная.

Отдел В. Со сложными радикалами $[B_mB_nO_p(OH)_q]$

I. С радикалом $[B_2BO_3(OH)_5]^{2-}$ (2◰ и 1△)

1. Группа индерита. Мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Индерит $Mg(H_2O)_5[B_2BO_3(OH)_5]$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	12,12	13,18	6,83	104°49′	1,80	3,5
Индерборит $CaMg(H_2O)_6[B_2BO_3(OH)_5]_2$	$C_{2h}^6 - C2/c$	12,15	7,46	19,05	90°45′	1,93	3—3,5
Иньоит $Ca(H_2O)_4[B_2BO_3(OH)_5]$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	10,63	12,06	8,41	114°02′	1,88	2,5—3

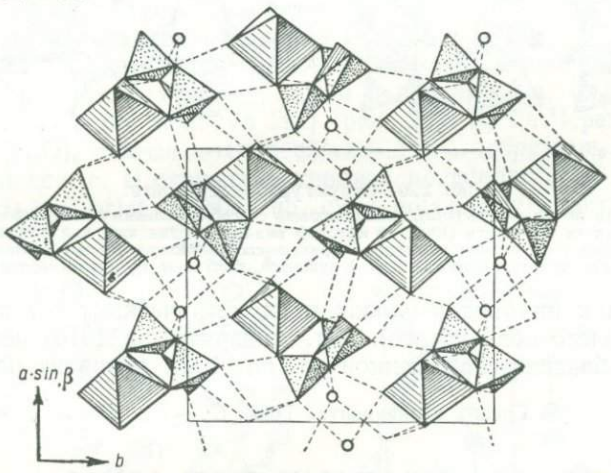


Рис. 219. Структура индерита; проекция на плоскость (001); буферные молекулы воды показаны пустыми кружками.

Стр. Изучены структуры всех трех минералов: индерита (Аширов, 1963), иньоита (Clark, 1959) и индерборита (Куркутова, Руманова, Белов, 1965). В основе их структур лежат сложные радикалы, состоящие из двух тетраэдров $BO_2(OH)_2$ и одного треугольника BO_2OH (см. рис. 51, *е*), которые связываются в структуре посредством атомов Mg или Ca и гидроксильно-водородных связей ($d = 2{,}61 - 2{,}96$). В индерите Mg находится в шестерной координации ($2OH + 4H_2O$) и, кроме того, имеются буферные молекулы воды (рис. 219). В индерборите атомы Mg также имеют шестерную координацию ($4OH + 2H_2O$), а атомы Ca находятся внутри восьмивершинников (в виде томсоновского куба со сломанными псевдоквадратными основаниями), вершины которых составляют

$2O + 4OH + 2H_2O$. Основу структуры составляют параллельные оси c бесконечные колонки из чередующихся Mg-октаэдров и Ca-полиэдров, связанных островными радикалами $[B_2BO_3(OH)_5]^{2-}$ (рис. 220, *а*). С двух сторон от каждой колонки парами отходят в виде отростков B-треугольники, к свободным OH-вершинам которых примыкают Ca-полиэдры из соседних колонок, соединяясь в ажурную стенку, параллельную (100) (рис. 220, *б*). Между собой эти стенки связываются в направлении оси a только с помощью гидроксильно-водородных связей и через буферные молекулы воды (рис. 220, *а*). В иньоите Ca имеет восьмерную координацию ($2O + 3OH + 3H_2O$). Средние межатомные расстояния в индерите: $B—O_2OH = 1{,}37$; $B—O_2(OH)_2 = 1{,}48$; $Mg—(OH)_2(H_2O)_4 = 2{,}08$; в индерборите: $B—O_2OH = 1{,}38$; $B—O_2(OH)_2 = 1{,}475$; $Mg—(OH)_4(H_2O)_2 = 2{,}06$; $Ca—(O, OH, H_2O)_8 = 2{,}53$; в иньоите: $B—O_2(OH)_2 = 1{,}47$; $Ca—(O, OH, H_2O)_8 = 2{,}47$.

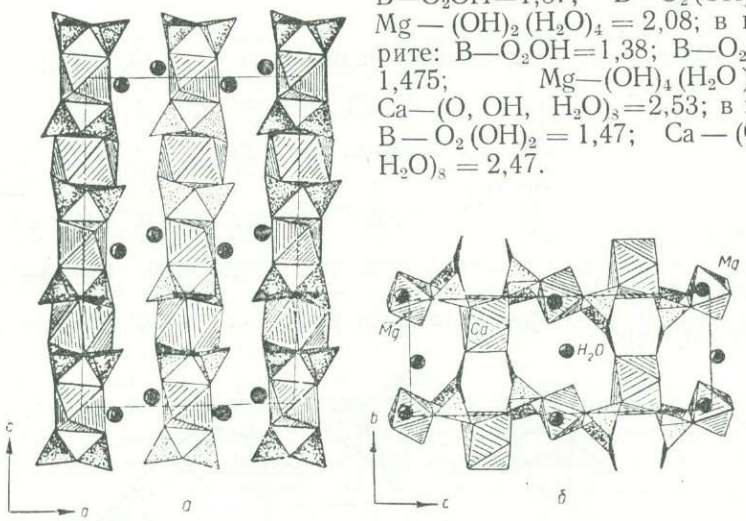


Рис. 220. Структура индерборита:

а — проекция на плоскость (010), показывающая способ сцепления полиэдров в колонках; *б* — проекция на плоскость (100), из которой видно строение ажурной стенки из атомных полиэдров в структуре минерала, причем составляющие стенку колонки связываются вместе треугольниками BO_3. Кружками показаны буферные молекулы воды

Физ. Облик индивидов близок к изометрическому (от короткостолбчатого до толстотаблитчатого). Сп. индерита по (010) несовершенная. Индерборит обладает совершенной сп. по (100), а иньоит по (001).

2. Группа курнаковита. Трик. $C_i^1 — P\bar{1}$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Курнаковит	$Mg(H_2O)_5[B_2BO_3(OH)_5]$	8,14	10,47	6,33	1,86	3,5
	$\alpha = 96°\,56{,}5'$	$\beta = 106°\,28'$		$\gamma = 106°\,03'$		
Мейергоферит	$Ca(H_2O)[B_2BO_3(OH)_5]$	6,61	8,35	6,49	2,12	3
	$\alpha = 90°\,41'$	$\beta = 101°\,51'$		$\gamma = 86°\,44'$		

Стр. Структуры этих минералов имеют в основе тот же сложный радикал, что и предыдущие, состоящий из двух тетраэдров $BO_2(OH)_2$ и треугольника BO_2OH. Изучен детально мейергоферит (Christ, Clark, 1956). Атомы Ca в нем имеют семерную координацию, состоящую из шести O и одного OH. Средние межатомные расстояния: $B—O_2OH = 1{,}38$; $B—O_2(OH)_2 = 1{,}49$; $Ca—O_6H_2O = 2{,}40$. Гидроксильно-водородные связи соединяют эти радикалы в структуре мейергоферита в псевдоцепи вдоль оси c.

Физ. Облик индивидов курнаковита и мейергоферита столбчатый и досчатый, сплющенный по (100) и вытянутый вдоль оси c. Сп. курнаковита по (010) и $(1\bar{1}0)$, мейергоферита по (010) совершенная.

II. С радикалом $[B_2B_2O_5(OH)_4]^{2-}$ (2▨ и 2△)

1. Группа магногидроборита. Мон. → трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Магногидроборит (галургит) $Mg_2(H_2O)[B_2B_2O_5(OH)_4]_2$	$C_{2h}^4 - P2/c$	13,25	7,60	13,20	4	2,19	3—3,5
			$\beta = 92°09'$				
Хунчжаоит $Mg(H_2O)_7[B_2B_2O_5(OH)_4]$	Не уст.	—	—	—	—	1,72	2—2,5

Стр. Структуры не изучены. Параметры магногидроборита даны по измерениям В. В. Кондратьевой (1964).

Хим. Состав постоянен (Лобанова, 1962).

Физ. Индивиды магногидроборита пластинчаты; сп. не замечена. Хунчжаоит не изучен.

2. Группа натрогидроборита. Триг. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Тинкалконит $Na_2(H_2O)_3[B_2B_2O_5(OH)_4]$	$D_3^7 - R32$	11,3	—	20,9	9	1,88	(3)
Кернит $Na_2(H_2O)_2[B_2B_2O_5(OH)_4]$	$C_{2h}^4 - P2/a$	15,68	9,09	7,02	4	1,91	3
			$\beta = 108°52'$				
Натрогидроборит (бура) $Na_2(H_2O)_8[B_2B_2O_5(OH)_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	11,84	10,63	12,32	4	1,72	2,5—3
			$\beta = 106°35'$				

Стр. Полностью изучена структура натрогидроборита (Morimoto, 1956). В основе структуры находится радикал, состоящий из двух тетраэдров BO_3OH и двух треугольников BO_2OH (см. рис. 51, *ж*). Эти радикалы-острова удерживаются вместе с помощью гидроксильно-водородных связей, действующих между ними и атомами Na, находящимися в шестерной координации молекул H_2O (рис. 221, *а*, *б*). Через общие ребра октаэдры $Na(H_2O)_6$ связываются в слегка зигзагообразные колонки, вытянутые вдоль оси *c*. В структуре кернита предполагается цепной радикал $[B_4O_6(OH)_2]$ (Christ, 1960), но, судя по облику кристаллов и трем

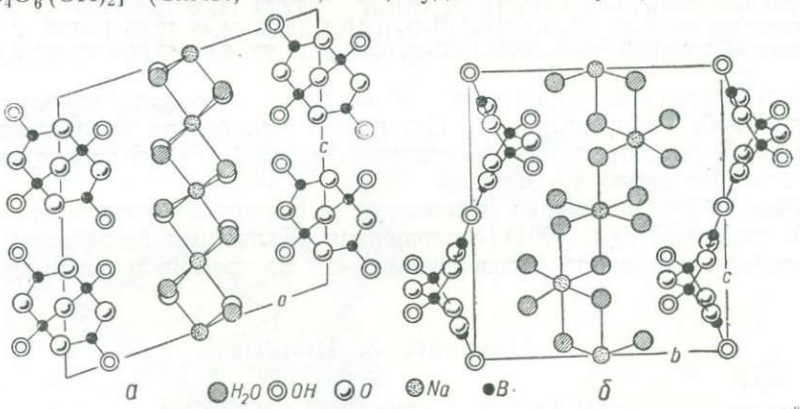


Рис. 221. Структура натрогидроборита в двух проекциях с вертикальной осью *c*:

а — проекция на плоскость (010); *б* — проекция на плоскость (100). Видны островные комплексы $[B_2B_2O_5(OH)_4]$.

различным направлениям спайности, это вряд ли справедливо. Средние межатомные расстояния: $Na-(H_2O)_6 = 2{,}36$; $B-O_3OH = 1{,}48$; $B-O_2OH = 1{,}36$ (SR—XI, 431).

Физ. Облик индивидов всех минералов близок к изометрическому. Сп. кернита по (100), (001) и ($\bar{2}01$) средняя, натрогидроборита по (100) и (110) совершенная.

III. С радикалом $[B_2B_3O_6(OH)_5]^{2-}$ (2▨ и 3△)

1. Группа биринг учита. Мон.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Бирингучит $Na_2[B_2B_3O_6(OH)_5]$ (?)	—	—	—	—	—	—
Назинит $Na_2(H_2O)[B_2B_3O_6(OH)_5]$	—	—	—	—	—	—

Стр. Структура не изучена. Формулы проблематичны и требуют уточнения. Получены синтетически (Cipriani, 1959).

Физ. Облик индивидов таблитчатый (по 001). Физические свойства не изучены.

IV. С радикалом $[BB_4O_6(OH)_4]^{1-}$ (1▨ и 4△)

1. Группа лардереллита. Мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Лардереллит $NH_4[BB_4O_6(OH)_4]$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	11,65	7,63	9,47	97° 05′	4	1,91	—
Аммониоборит $NH_4(H_2O)[BB_4O_6(OH)_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	25,27	9,65	11,56	94° 17′	12	1,77	—
Сборджит $Na[BB_4O_6(OH)_4]$	Не уст.	—	—	—	—	—	1,71	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Однако несомненна близость их к строению синтетического $K(H_2O)_2[BB_4O_6(OH)_4]$ (Zachariasen, 1937), основным звеном которого является сложный радикал, состоящий из тетраэдра BO_4 и четырех треугольников BO_2OH (см. рис. 51, *з*).

Физ. Облик индивидов таблитчатый. Сп. по двум направлениям.

V. Со сложным (гетерогенным) радикалом

1. Группа джинорита—калиборита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Джинорит $Ca_2(H_2O)_2[B_4O_5(OH)_4][B_5O_6(OH)_4]_2$	12,74	14,36	12,82	100° 46′	2,09	3,75
Стронджинорит $Sr_2(H_2O)_2[B_4O_5(OH)_4][B_5O_6(OH)_4]_2$	12,85	14,48	12,85	101° 35′	2,25	3,5
Калиборит $KMg_2(H_2O)_2[B_3O_3(OH)_5]_2[B_5O_6(OH)_4]$	19,00	8,62	15,00	99° 48′	2,13	4—4,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Формулы проблематичны (Christ, 1960; Tennyson, 1963). Пр. группа калиборита неизвестна.

Хим. В джинорите Ca замещается Sr (до 1,1%), в стронджинорите Ca составляет около $^1/_3$ (Braitsch, 1959).

Физ. Облик индивидов джинорита и стронджинорита толстотаблитчатый, сп. по (010) и (001) совершенная. Калиборит встречается в изометрических индивидах с совершенной сп. по трем направлениям.

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. С простыми цепочками

I. С цепочками $[B_2O_2(OH)_4]_\infty^{2n-}$ (из тетраэдров $B(O, OH)_4$)

1. Группа уралборита. Синг. неизвестна.

	Пл.	Тв.
Уралборит $Ca[B_2O_2(OH)_4]^1_\infty$	2,60	4

Стр. Структура не изучена. Формула проблематична, принята на основании свойств и облика кристаллов (шестоватые кристаллы со сп. по удлинению).

II. С цепочками $[B_2O_4]^{2n-}_{\infty}$ (из треугольников BO_3)

1. Группа кальциборита. Ромб. D^{14}_{2h} — $Pbcn$, $Z = 4$

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Кальциборит	$Ca[B_2O_4]^{\frac{1}{\infty}}$	6,21	11,60	4,29	2,8	3,5—4,5
Кургантаит	$Sr[B_2O_4]^{\frac{1}{\infty}}$ (?)	—	—	—	3,0	~5 (?)

Стр. Структура кальциборита представлена цепочками $[B_2O_4]^{\frac{1}{\infty}}$, простирающимися вдоль оси *c* (рис. 222), которые связываются атомами Ca, образующими неправильные восьмивершинники CaO_8. Межатомные расстояния: $B - O_3 = 1{,}33$; 1,39 и 1,40; $Ca - O_3 = 2{,}35$ (2), 2,40 (2), 2,55 (2) и 2,73 (2) (Marezio, Plettinger, Zachariasen, 1963 — для синтетического $Ca[B_2O_4]$). Кургантаит отнесен сюда по данным состава и морфологии (Яржемский, 1952).

Хим. Состав кальциборита постоянен. В кургантаите Sr замещен Ca (15%) и содержится некоторое количество воды (?).

Физ. Облик индивидов кальциборита столбчатый, игольчатый. Сп. по удлинению совершенная. Кургантаит имеет удлиненные индивиды (по электронномикроскопическим данным).

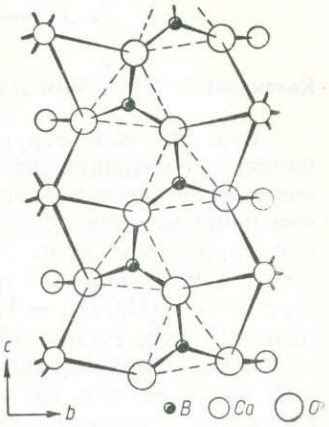


Рис. 222. Структура кальциборита; проекции на плоскость (100).

Отдел Б. Со сложными цепочками

I. С цепочками $[B_2BO_4(OH)_3]^{2n-}_{\infty}$ (2◪ и 1△)

1. Группа гидроборацита. Мон. C^4_{2h} — $P2/c$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гидроборацит	$CaMg(H_2O)_3[B_2BO_4(OH)_3]_2^{\frac{1}{\infty}}$	11,71	6,69	8,20	102° 40′	2,17	3,5—4,5

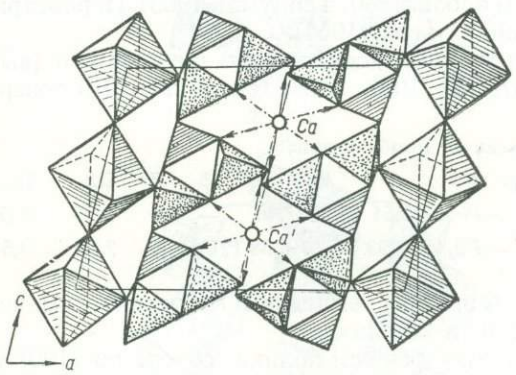


Рис. 223. Структура гидроборацита; проекция на плоскость (010).

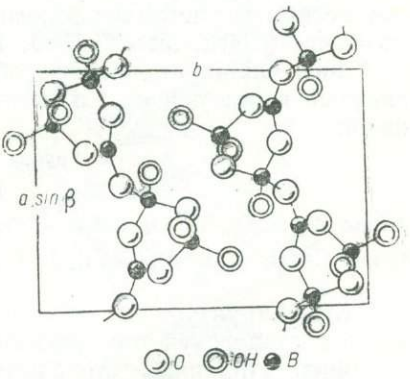


Рис. 224. Структура колеманита; проекция на плоскость (001).

Стр. Основу структуры составляют цепи $[B_2BO_4(OH)_3]^{\frac{1}{\infty}}$, вытянутые вдоль оси *c* и состоящие из трехчленных звеньев, представленных двумя B-тетраэдрами и одним B-треугольником (рис. 223). Каждая цепочка обрамлена с одной стороны атомами Mg в шестерной координации (соединенными между собой вершинами в цепочки, параллельные

оси *c*), с другой — атомами кальция, образующими сложные восьмивершинники, которые скрепляют всю структуру (Аширов, Руманова, 1963). Средние межатомные расстояния: $B-(O,\ OH)_4 = 1{,}48$; $B-O_3 = 1{,}38$; $Mg-(OH)_2(H_2O)_4 = 2{,}09$; $Ca-O_4(OH)_4 = 2{,}45$.

Физ. Облик индивидов игольчатый, волосовидный (по оси *c*). Сп. по (010) и (100) совершенная.

2. Группа колеманита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Колеманит $Ca(H_2O)[B_2BO_4)(OH)_3]^1_\infty$	8,74	11,26	6,10	110° 07′	2,42	4,5—5

Стр. Основой структуры колеманита также являются трехзвенные цепочки, состоящие из двух B-тетраэдров и одного B-треугольника, но соединение звеньев осуществляется по-другому (ср. рис. 52, *б* и *в*), причем цепочки простираются в направлении оси *a* (рис. 224). Атомы Ca и буферные молекулы H_2O связывают цепочки вместе. Ca окружен тремя (или четырьмя) O, тремя OH и $1H_2O$. Средние межатомные расстояния: $B-(O,OH)_4 = 1{,}48$; $B-O_3 = 1{,}37$; $Ca-(O,OH)_6H_2O = 2{,}45$ (Christ, Clark, Evans, 1958).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый до изометрического (цепной мотив по оси *a*) является следствием «нейтрализации» влияния в структуре борокислородных цепочек, перпендикулярно простирающимися цепочками Ca-полиэдров. Сп. по (010) совершенная, по (001) средняя.

II. С цепочками $[BB_2O_4(OH)_2]^{1n-}_\infty$ (1◪ и 2△)$^1_\infty$

1. Группа витчита. Мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Витчит $Sr[BB_2O_4(OH)_2]_2^1\infty$	$C_{2h}^6 - A2/a$	20,81	11,74	6,63	92° 07′	8	2,86	2 (?)
Паравитчит $Sr[BB_2O_4(OH)_2]_2^1\infty$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	6,74	20,67	6,65	123° 11′	4	2,79	—

Стр. Структура не изучена. Формулы выведены на основе химического состава с учетом морфологии (Горбов, 1960; Tennyson, 1963). Параметры уточнены (Clark, Mrose, 1960; Кондратьева, 1964).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый до шестоватого (вытянутый вдоль оси *c*). Сп. витчита по (100), паравитчита по (010) совершенная.

2. Группа аксаита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Аксаит $Mg(H_2O)_3[BB_2O_4(OH)_2]_2^1\infty$	$D_{2h}^{15} - Pbca$	12,54	24,32	7,48	—	8	2,29	~3 (?)
Гоэрит $Ca(H_2O)_3[BB_2O_4(OH)_2]_2^1\infty$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	12,93	16,40	6,58	121°30′	4	2,00	3,5

Стр. Структура не изучена. Формулы выведены на основе химического состава с учетом морфологии и спайности.

Физ. Индивиды столбчатого (по оси *c*) облика со сп. по (100) и (010).

III. С цепочками $[B_4BO_7(OH)_5]^{4n-}_\infty$ (4◪ и 1△)

1. Группа терчита. Мон. (?)

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Пандермит $Ca_2(H_2O)[B_4BO_7(OH)_5]^1_\infty$	—	—	—	—	2,42	3,5—4
Терчит $Ca_2(H_2O)_7[B_4BO_7(OH)_5]^1_\infty$	—	—	—	—	—	—

Стр. Структура не изучена. Формулы и мотив проблематичны; выведены на основании кристаллохимических соображений и морфологии.

Физ. Пандермит скрытокристаллический. Индивиды терчита игольчатого и волосовидного облика (как улексит), обычно в волокнистых массах.

IV. С цепочками $[B_3B_2O_7(OH)_4]_\infty^{3-}$ (3☐ и 2△)

1. Группа преображенскита. Ромб $D_{2h}^{14} - Pbcn$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Преображенскит	$Mg_3(H_2O)[B_3B_2O_7(OH)_4]_2\frac{1}{\infty}$	16,33	9,16	10,59	2,45	5—5,5

Стр. Структура не изучена. Формула выведена на основе химического состава и морфологии.

Физ. Облик индивидов досчатый (вытянуты по оси *c* и уплощены по оси *a*). Сп. не отмечается.

2. Группа пробертита. Мон. → трик., $Z = 4 \rightarrow 2$.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Пробертит	$NaCa(H_2O)_3[B_3B_2O_7(OH)_4]\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	13,43	12,57	6,59	100° 15′	2,14	3,5—4
Улексит	$NaCa(H_2O)_6[B_3B_2O_7(OH)_4]\frac{1}{\infty}$	$C_i^1 - P\bar{1}$	8,81	12.86	6,68	109° 07′	1,96	3—3,5
		$\alpha = 90°\ 15'$		$\gamma = 105°\ 06'$				

Стр. Изучена структура пробертита (Курбанов, 1964). В основе структуры находятся простирающиеся вдоль оси *c* цепи $[B_3B_2O_7(OH)_4]\frac{1}{\infty}$, звенья которой состоят из трех тетраэдров $B(O, OH)_4$ и двух треугольников $B(O, OH)_3$ (рис. 52,*г*, 225, *в*). Между цепочками размещаются атомы Na в шестер-

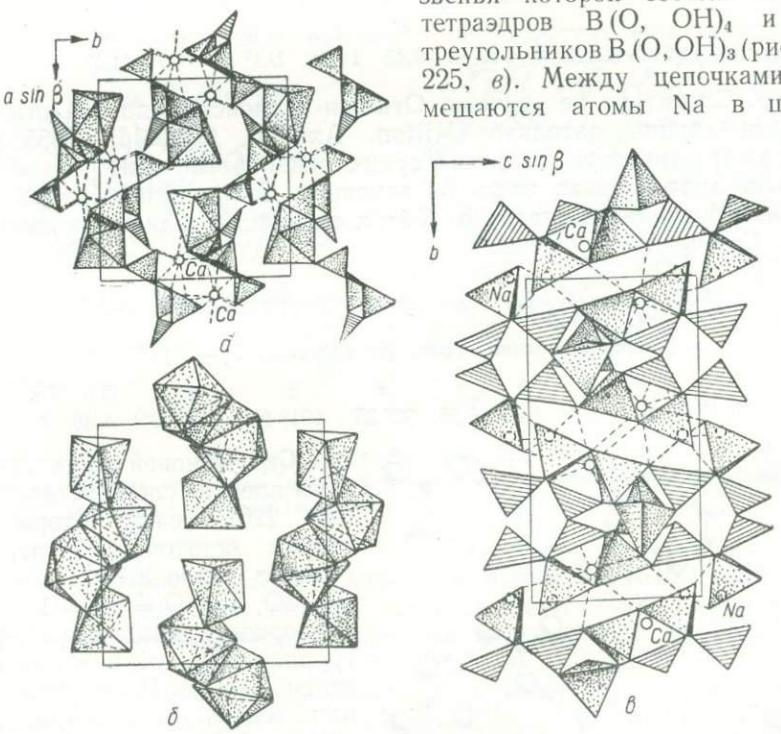


Рис. 225. Структура пробертита:

а и *б* — проекции на плоскость (001) с выделением борокислородных радикалов (*а*) и полиэдров Na и Ca (*б*); *в* — проекция на плоскость (100), на которой видно направление цепочек $[B_3B_4O_7(OH)_4]\frac{1}{\infty}$ вдоль оси *c*.

ной координации (деформированные октаэдры) и Ca в координации 9, которые общими ребрами соединены в дискретные группы из двух Na и двух Ca-полиэдров (рис. 225, *а* и *б*). В скреплении этих групп и борокислородных цепочек в единое целое наряду с ионными существенную роль играют также гидроксильно-водородные связи. Средние межатомные расстояния: $B-(O,\ OH)_4 = 1{,}47$; $B-(O,\ OH)_3 = 1{,}37$; $Na-O(OH)_2(H_2O)_3 \approx 2{,}45$; $Ca-O_5(OH)_3H_2O \approx 2{,}50$.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый (пробертит) и волосовидный (улексит). Сп. пробертита по (110) и улексита по (010) и $(1\bar{1}0)$ совершенная.

V. С цепочками $[B_2B_3O_7(OH)_3]_\infty^{2n-}$ (2□ и 3△)

1. Группа эзкуррита. Трик. (?)

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эзкуррит	$Na(H_2O)_2[B_2B_3O_7(OH)_3]_\infty^1$	—	—	—	2,15	~3

Стр. Структура не изучена. Формула выведена на основе кристаллохимических соображений с учетом морфологии.

Физ. Облик индивидов столбчатый до игольчатого. Сп. по двум направлениям (одна совершенная).

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Со слоями из тетраэдров $[B(O,\ OH)_4]$

1. Группа гарелсита. Мон. $C_{2h}^6 - A2/a$, $Z = 4$

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гарелсит	$Ba_2[B_3SiO_7(OH)_3]_\infty^2$	13,43	8,45	14,61	114° 19′	3,7	(4,5)

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым по аналогии с минералами группы датолита (Milton, Axelrod, Grimaldi, 1955; Christ, 1959), хотя параметры их ячеек существенно различны.

Хим. Значительная часть Ba замещена Ca (до отношения 2 : 1).

Физ. Изучен недостаточно. Облик индивидов близок к изометрическому. Сп. не наблюдалась.

Отдел Б. Со слоями из треугольников $[BO_3]$

1. Группа сассолина. Трик. (псевдогекс.) $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Сассолин	$H_3[BO_3]_\infty^2$	7.04	7,05	6,58	92° 35′	101° 10′	119° 50′	1,48	1

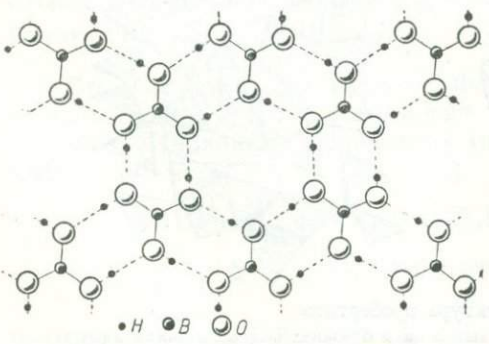


Рис. 226. Структура сассолина.

Стр. Основой структуры являются плоские слои состава $B(OH)_3$ (рис. 226), между которыми действуют остаточные связи (расстояние равно 3,19). В слое КЧ B = 3O, КЧ O = 2H + 1B. Атомы кислорода, принадлежащие разным группам BO_3, соединяются посредством атомов H, которые лежат, как теперь установлено (Zachariasen, 1954), на разных расстояниях в двух плоских соседних связях, направленных от

каждого атома O. Одно O — H = 0,88, другое O — H = 1,84. Расстояние O — O = 2,72.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Индивиды таблитчатого и пластинчатого облика, псевдогексагональны. Сп. по (001) весьма совершенная.

Отдел В. Со слоями из тетраэдров $[B(O, OH)_4]$ и треугольников $[B(O, OH)_3]$

1. Группа тьюнелита. Мон. → триг.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Ноублит $Ca(H_2O)_3[B_3B_3O_9(OH)_2]\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	14,56	8,02	9,84	111° 45′	4	2,09	3,5
Тьюнелит $Sr(H_2O)_3[B_3B_3O_9(OH)_2]\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	14,39	8,21	9,93	114° 02′	4	2,40	3
Макалистерит $Mg(H_2O)_6[B_3B_3O_9(OH)_2]\frac{2}{\infty}$	$D_{3d}^6 - R\bar{3}c$	11,55	—	35,56	—	12	1,87	3

Стр. Определена структура тьюнелита (Clark, 1964). Слоистый мотив в ней создается полиионом, состоящим из трех B-тетраэдров и трех B-треугольников (рис. 227, *б*), причем три тетраэдра сходятся верши-

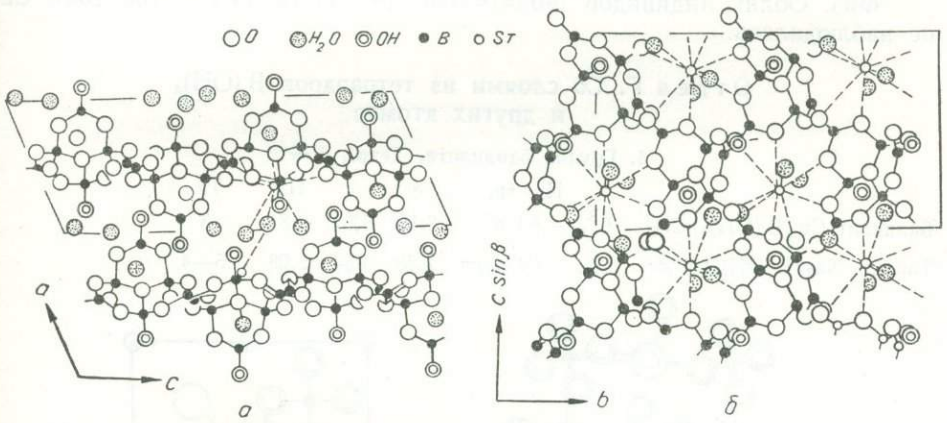


Рис. 227. Структура тьюнелита:
а — проекция на плоскость (010), виден слоистый мотив структуры, параллельный плоскости (100); *б* — проекция на плоскость (100), видна 10-ная координация атомов Sr.

нами на одном атоме O. Атомы стронция имеют КЧ 10 (6O + $4H_2O$) и располагаются в полостях внутри каждого слоя. Слои скрепляются вместе гидроксильно-водородными связями молекул воды (рис. 227, *а*). Средние межатомные расстояния: Sr — $O_6(H_2O)_4$ = 2,74; B — O_4 = 1,36; B — O_3 = 1,47. Макалистерит помещен сюда условно на основании химического состава (Schaller, Vlisidis, Mrose, 1965). Так называемый стронциоборит близок по параметрам к тьюнелиту (Кондратьева, 1964).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, сп. по (100) совершенная; у макалистерита сп. не замечена.

2. Группа хилгардита. Мон. → трик.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Хилгардит	$C_s^4 - Cc$	6,31	11,33	11,44	4	2,71	5,5
$Ca_2[B_3B_2O_8(OH)_2]Cl^2_\infty$			$\beta = 90°\,00'$				
Триклинохилгардит (парахилгардит)	$C_1^1 - P1$	6,31	6,48	17,50	3	2,71	5,5
$Ca_2[B_3B_2O_8(OH)_2]Cl^2_\infty$		$\alpha = 84°\,00'$	$\beta = 79°\,36'$	$\gamma = 60°\,54'$			
Стронхилгардит	$C_1^1 - P1$	6,38	6,48	6,61	1	3,00	5,5—7
$SrCa[B_3B_2O_8(OH)_2]Cl^2_\infty$		$\alpha = 75°\,24'$	$\beta = 61°\,12'$	$\gamma = 60°\,30'$			
Хейдорнит	$C_{2h}^6 - C2/c$	10,21	7,84	18,79	4	2,75	4,5—5.5
$Na_2Ca_3[B_3B_2O_8(OH)_2][SO_4]_2Cl^2_\infty$				$\beta = 93°\,30'$			

Стр. Структуры минералов не изучены. Формулы проблематичны; выведены на основе общих кристаллохимических соображений (Christ, 1960; Tennyson, 1963).

Физ. У хилгардитов облик таблитчатый; сп. по (010) и (001) совершенная. Хейдорнит найден в клиновидных формах с совершенной сп. по (001).

3. Группа хаулита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Хаулит $Ca_2(H_2O)[B_5SiO_{10}(OH)_3]^2_\infty$ (?)	12,93	9,34	8,60	104° 50′	2,59	3,5—4

Стр. Структура не изучена. Формула проблематична. Отнесен к слоистым на основании морфологии (Murdoch, 1957) и свойств.

Хим. Состав (по шести анализам) строго постоянен.

Физ. Облик индивидов таблитчатый до пластинчатого (по 100). Сп. не наблюдалась.

Отдел Г. Со слоями из тетраэдров $B(OH)_4$ и других атомов

1. Группа бандилита. Тетр., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	c	Пл.	Тв.
Бандилит $Cu[B(OH)_4]Cl^2_\infty$	$C_{4h}^3 - P4/n$	6,19	5,61	2,81	3
Типлит $Na_2[B(OH)_4]Cl^2_\infty$	$D_{4h}^7 - P4/nmm$	7,28	4,84	2,08	3,5—4

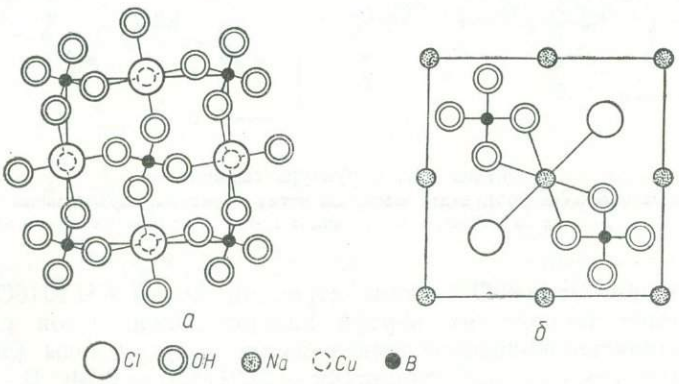


Рис. 228. Схематическое изображение структур бандилита (*а*) и типлита (*б*) в проекции на базис.

Стр. В структуре бандилита слои представлены прочно связанными между собой $Cu(OH)_4Cl_2$-октаэдрами и $B(OH)_4$-тетраэдрами, образующими в плоскости (001) фестончатую поверхность (рис. 228, *а*). Между

слоями действуют более слабые связи Cu—Cl (с расстоянием 2,8). Межатомные расстояния: $B-(OH)_4 = 1{,}42$; $Cu-(OH)_4Cl_2 = 1{,}98\,(4)$ и $2{,}80\,(2)$ (Collin, 1951). В структуре типлита слои состоят из тетраэдров $B(OH)_4$ и октаэдров $Na(OH)_4Cl_2$ (рис. 228, *б*), однако разница в прочности связи внутри слоя и между слоями невелика, что (при неровной поверхности слоев) затрудняет проявление спайности. Межатомные расстояния: $B-(OH)_4 = 1{,}41$; $Na-(OH)_4Cl_2 = 2{,}51$ (Fornaseri, 1950).

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый до пластинчатого. Сп. бандилита по (001) совершенная, у типлита сп. не отмечается.

Недостаточно изученные и сомнительные

Гидрохлорборит $Ca_4B_8O_{15}Cl_2 \cdot 22H_2O$, *ивановит* — водный хлороборат K и Ca (?), *коржинскит* $CaB_2O_4 \cdot H_2O$ (?), *прайсит* $Ca_5B_{12}O_{23} \cdot 9H_2O$ (?), *стронциоборит* $Sr_3CaMg_2B_{24}O_{42} \cdot 9H_2O$ (?), *тыретскит* $Ca_3B_8O_{13}(OH)_4$ (?).

Класс V. Ванадаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 37	
2	Класс 5. Ванадаты															O 40		
3	Na 4	Mg 1											Al 6		P 3		Cl 1	
4	K 2	Ca 15			V 40		Mn 5	Fe 3			Cu 5	Zn 1						
5		Sr 1																
6		Ba 3												Pb 5	Bi 1			
7					U 10													

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
						8	7	9	8	7	1

Подкласс 1. Островные

I. Ортованадаты (с радикалом VO_4)

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

(минеральных видов не имеется)

Отдел Б. С добавочными анионами

Подотдел 1. Простые

1. Группа ванадинита $Pb_2Pb_3[VO_4]_3Cl$

Подотдел 2. Сложные

1. Группа деклуазита $Pb(Zn, Cu)[VO_4]OH$
2. Группа везиньеита $BaCu_3[VO_4]_2(OH)_2$

Отдел В. Водные

1. Группа штейгерита $Al(H_2O)_3[VO_4]$
2. Группа шодерита $Al_2(H_2O)_8[VO_4][PO_4]$
3. Группа фольбортита $Cu_3(H_2O)_3[VO_4]_2$
4. Группа сантафеита $Na_2Ca_3Mn_3Mn_3^{4+}(H_2O)_4[VO_4]_6(OH)_8$
5. Группа бракебушита $Pb_2(Mn, Fe)(H_2O)[VO_4]_2$

II. Диортованадаты (с радикалом V_2O_7)

1. Группа шерветита $Pb_2[V_2O_7]$

Подкласс 2. Цепные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа пухерита $Bi[VO_4]^1_\infty$

Отдел Б. Водные

1. Группа метароссита $Ca(H_2O)_2[VO_3]_2^1_\infty$
2. Группа хендерсонита $Ca_2V^{4+}(H_2O)_8[VO_3]_8^1_\infty$
3. Группа метахьюэтита $Ca(H_2O)_3[V_6O_{16}]^1_\infty$
4. Группа меланованадита $Ca_2V_4^{4+}[V_6O_{16}](OH)_{18}^1_\infty$
5. Группа паскоита $Ca_3(H_2O)_{16}[V_{10}O_{28}]^1_\infty$

Подкласс 3. Слоистые

1. Группа карнотита — калькурванита

$K_2\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 3H_2O$ — $Ca\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 8H_2O$ $\frac{2}{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Островные

I. Ортованадаты (с радикалом VO_4)

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

(минеральных видов не имеется)

Отдел Б. С добавочными анионами

Подотдел А. Простые

1. Группа ванадинита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$, $Z = 2$

	a	c	Пл.	Тв.
Ванадинит $Pb_2Pb_3[VO_4]_3Cl$	10,33	7,34	6,9	3,25—3,5

Стр. Структурный тип апатита (см. рис. 243). Атомы Pb двух родов с различной координацией: Pb_I — 9O и Pb_{II} — 6O + Cl. Анализ структуры ванадинита показал полное тождество со структурным типом хлорапатита. Атомы Cl находятся внутри правильных октаэдров из атомов Pb_{II}. Межатомные расстояния: $Pb_I - O_9 = 2{,}47\,(3)$; 2,57 (3) и 2,76 (3); $Pb_{II} - O_6Cl = 2{,}52\,(2)$; 2,54; 2,89 (2); 3,17; $Cl - Pb_6 = 3{,}17$; $V - O_4 = 1{,}72\,(2)$ и 1,76 (2) (Trotter, Barnes, 1958).

Хим. Состав изменяется в сравнительно узких пределах. Атомы Pb замещаются Ca (до 3,3%), атомы V^{5+} замещаются As^{5+} (до 13,5%) и P^{5+} (до 2,9%).

Разновидности: Ca-ванадинит; AsO_4-ванадинит, PO_4-ванадинит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по $(10\bar{1}1)$ весьма несовершенная.

Подотдел 2. Сложные

1. Группа деклуазита. Ромб. $D_2^4 - P2_12_12_1$, $Z = 4$

	a	b	c	Пл.	Тв.
Тангеит $CaCu[VO_4]OH$	5,90	9,24	7,44	3,8	3,75
Деклуазит $Pb(Zn, Cu)[VO_4]OH$	6,06—5,87	9,41—9,54	7,58—7,54	6,2—5,9	3,5—3,75
Пиробелонит $PbMn[VO_4]OH$	6,23	9,59	7,76	5,8	3,5

Стр. Структуры всех минеральных видов почти тождественны. В деклуазите (Qurashi, Barnes, 1964) составляющие атомы образуют следующие полиэдры: искаженные тетраэдры VO_4, тетрагональные бипирамиды $ZnO_4(OH)_2$ и квадратные антипризмы $PbO_7(OH)$ (рис. 229). Средние межатомные расстояния составляют соответственно 1,71, 2,11 и 2,70. Важно отметить, что бипирамидальная форма полиэдра $ZnO_4(OH)_2$ с четырьмя более короткими расстояниями $(Zn - (O, OH)_4 = 2{,}03)$ является благоприятной для совершенного изоморфного замещения атомов Zn атомами Cu. В структуре пиробелонита (Donaldson, Barnes, 1955) атомы V и Mn имеют соответственно тетраэдрическую и бипирамидальную координацию ($V - O_4 = 1{,}75$; $Mn - (O, OH)_6 = 2{,}15$), тогда как атомы Pb имеют сильно искаженную семерную координацию, причем расстояния Pb—O находятся в пределах от 2,28 до 2,89 (а следующие два O находятся на расстоянии 3,28).

Хим. В составе деклуазита существует совершенный изоморфизм между Zn и Cu, что позволяет выделить два подвида — *цинкдеклуазит* и *купридеклуазит*. Кроме того, Zn (Cu) замещаются Mn (до 4,6%) и Fe (до 1%); V^{5+} замещается As (до 7,1%). В тангеите отмечаются изоморфные (?) примеси U^{6+}, Fe^{3+}, Ba, Mn и Mg. В пиробелоните отношение Mn : Pb непостоянно, очевидно в связи с изоморфным замещением Pb на Mn (до отношения Pb : Mn ≈ 5 : 3).

Разновидности и разности: Mn-деклуазит, As-деклуазит, Fe-деклуазит; U-тангеит; Mn-пиробелонит.

Физ. Облик индивидов деклуазита вариирует от толстотаблитчатого до короткостолбчатого. Пиробелонит образует шестоватые и игольчатые кристаллы. Сп. отмечается только для тангеита по (001) и (010) (Guillemin, 1956).

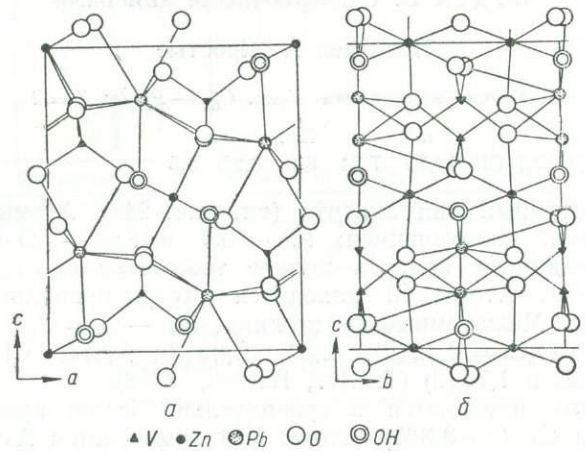


Рис. 229. Структура деклуазита в двух проекциях:
а — на плоскость (010); *б* — на плоскость (100).

2. Группа везиньеита. Мон. (?)

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Везиньеит $BaCu_3[VO_4]_2(OH)_2$	—	—	—	—	4,1	3,5—4

Стр. Структура не изучена; вероятно, изотипен с бейлдонитом $PbCu_3[AsO_4]_2(OH)_2$ (аналогичные дебаеграммы).

Хим. Изучен недостаточно. Составу везиньеита отвечают некоторые образцы «тангеита» из Тюрингии, большая часть «фольбортита» с Урала и образец «коловратита» из Узбекистана (Guillemin, 1955).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; сп. совершенная параллельно пластинчатости.

Отдел Б. Водные

1. Группа штейгерита. Мон.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Штейгерит $Al(H_2O)_3[VO_4]$	12,92	?	10,98	121° 13′	2,52	3—3,5
Альванит $Al_3(H_2O)_2[VO_4](OH)_6$	—	—	—	—	2,41	3,5—3,75

Стр. Структуры не изучены.

Хим. Состав минералов изучен недостаточно полно. В штейгерите Al замещается на Cr (до 8%) и Fe^{3+} (до 2%), а V на P (до 4,9%); в альваните V^{5+} частично замещается V^{4+} (до 3,7%), а Al замещается Ni (до 2,7% ?).

Разновидности: Cr-штейгерит, PO_4-штейгерит, Ni-альванит.

Физ. Облик индивидов пластинчатый (размеры индивидов штейгерита около 1 микрона; Ross, 1959). Сп. альванита по (010) совершенная.

2. Группа шодерита. Мон. $C_{2h}^1 - P2/m$ (?), $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Шодерит $Al_2(H_2O)_8[VO_4][PO_4]$	11,4	15,8	9,2	79°	1,88	2—2,5
Меташодерит $Al_2(H_2O)_6[VO_4][PO_4]$	11,4	14,9	9,2	79°	—	—
Гуцевичит $Al_3(H_2O)_8[VO_4][PO_4](OH)_3$ (?)	—	—	—	—	2,0	3

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. Состав изучен слабо. Отношение V : P, по-видимому, постоянно. Атомы Al замещаются Fe^{3+}. В условиях сухой атмосферы шодерит теряет две молекулы H_2O, которые вновь восстанавливаются с повышением влажности (Hansen, 1962).

Физ. Облик индивидов таблитчатый по (010), досчатый, вытянутый по оси c. Индивиды гуцевичита не наблюдались (Анкинович, 1959).

3. Группа фольбортита. Мон. (?)

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Фольбортит $Cu_3(H_2O)_3[VO_4]_2$	—	—	—	—	3,4	3,75

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав изучен недостаточно. Отмечаются примеси Ca, Ba и Fe^{3+}.

Физ. Облик индивидов пластинчатый. Сп. по (001) совершенная, по (010) средняя (Guillemin, 1956).

4. Группа сантафеита. Ромб. $D_2^5 - C222_1$, $Z = 2$ (?).

	a	b	c	Пл.	Тв.
Сантафеит $Na_2Ca_3Mn_3Mn_3^{4+}(H_2O)_4[VO_4]_6(OH)_8$	9,25	30,00	6,33	3,4 (?)	—

Стр. Структура не изучена. Судя по облику индивидов и спайности, возможно, принадлежит к цепным.

Хим. По данным единственного анализа Ca (и Na) замещаются Sr (6%), а V замещается As (2,2%) Кроме того, отмечаются примеси Fe^{3+} (0,9%), Cu (0,5%) и U^{6+} (0,3%)..

Физ. Облик индивидов игольчатый, вытянутый по оси c и уплощенный по оси b. Сп. по (010) совершенная, по (110) средняя.

5. Группа бракебушита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/m$ (?), $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Бракебушит $Pb_2(Mn, Fe)(H_2O)[VO_4]_2$	8,88	6,16	7,68	111° 50′	6,1	4,5 (?)
Гамагарит $Ba_2(Mn, Fe)(H_2O)[VO_4]_2$ (?)	—	—	—	—	4,6	5—5,5

Стр. Изучена структура бракебушита (Donaldson, Barnes, 1955), которая довольно близка к структуре пиробелонита. Радикалы VO_4 связываются (Mn, Fe)-полиэдрами, которые имеют искаженную тетрагонально-бипирамидальную координацию, причем почти квадратное основание дипирамиды ((Mn, Fe) — O = 1,9 — 2,0) представлено атомами O, принадлежащими четырем различным тетраэдрам VO_4 (рис. 230, *а* и *б*). Возникают довольно прочные зигзагообразные атомные объединения вдоль оси b, позволяющие отнести структуру к субцепным. В вершинах дипирамиды помещаются молекулы H_2O (рис. 230, *а*). Атомы Pb

двух типов: с КЧ = 8 ($Pb-O_8 = 2{,}54-2{,}95$) и КЧ = 10 ($Pb-O_{10} = 2{,}58-3{,}02$). Эти полиэдры, соединяясь ребрами с радикалами VO_4, скрепляют всю кристаллическую постройку. Гамагарит, вероятно, гомеоструктурен с бракебушитом.

Хим. Состав изучен плохо. В бракебушите между Mn и Fe существует, очевидно, совершенный изоморфизм, что позволяет говорить о двух подвидах—*манганобракебушите* и *ферробракебушите*. Атомы Fe и Mn замещаются Zn (1,3%) и Cu (0,4%), а V замещается P (0,2%).

Физ. Облик индивидов бракебушита игольчатый (по оси *b*). Сп. не замечена.

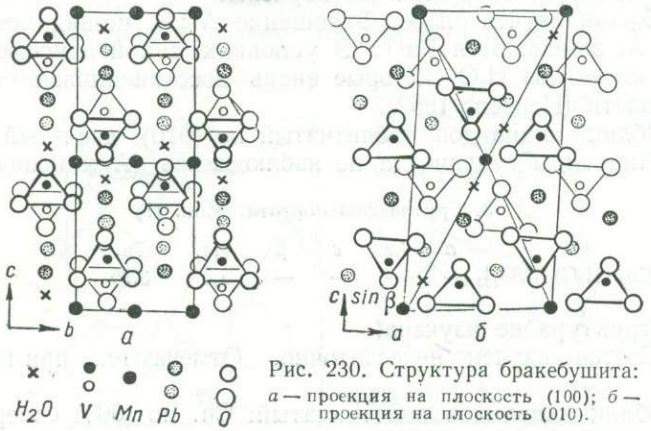


Рис. 230. Структура бракебушита:
а — проекция на плоскость (100); *б* — проекция на плоскость (010).

II. Диортованадаты (с радикалом V_2O_7)

1. Группа шерветита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Шерветит $Pb_2[V_2O_7]$	13,30	7,14	7,08	106° 00′	6,5	3—3,5

Стр. Структура не изучена. Предполагается, что радикалы в виде сдвоенных тетраэдров VO_4 связываются в структуре атомами Pb, которые, судя по плотности минерала, находятся в восьмерной координации (Bariand, Chantret, Pouget, Rimsky, 1963). Параметры ячейки взяты из работы Ф. Сесброна (Cesbron, 1965).

Хим. Изменчивость состава не изучена.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый. Сп. по (100) и (010) несовершенная.

Подкласс 2. Цепные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа пухерита. Ромб. $D_{2h}^{14} - Pnca$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Пухерит $Bi[VO_4]$	5,33	5,06	12,02	6,6	4

Стр. В основе структуры находятся зигзагообразные цепочки из связанных ребрами октаэдров VO_6, простирающихся вдоль оси *a* (рис. 231, *а* и *б*). Атомы Bi^{3+} находятся в искаженной восьмерной координации и связывают цепочки, образуя достаточно прочную (твердость 4) постройку. Наислабейшие связи перпендикулярны плоскости (001). Межатомные расстояния: $V-O_6 = 1{,}76\,(2)$; 1,94 (2) и 2,69 (2); $Bi-O_8 = 2{,}19\,(2)$; 2,31 (2); 2,53 (2) и 2,73 (2) (Fischer, Kleber, Sommer, 1958).

Хим. Состав достаточно постоянен, V замещается отчасти P и As (до 3,7%).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый, уплощенный по (001) и вытянутый по (100). Сп. по (001) совершенная, по (210) средняя.

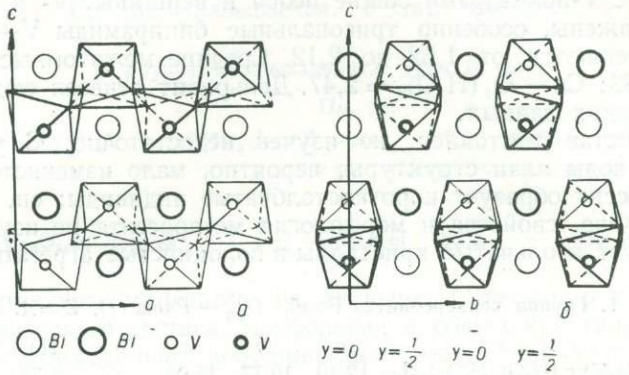


Рис. 231. Структура пухерита в двух проекциях:
зигзагообразные цепочки из октаэдров VO_6 связываются атомами Bi, находящимися на разных высотах.

Отдел Б. Водные

1. Группа метароссита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	b	c	α	β	γ	Пл.	Тв.
Россит $Ca(H_2O)_4[VO_3]_2\,{}^1_\infty$	8,53	7,02	8,56	78° 28′	103° 23′	65° 02′	2,45	2,5—3,5
Метароссит $Ca(H_2O)_2[VO_3]_2\,{}^1_\infty$	6,22	7,07	7,77	92° 58′	96° 38′	105° 47′	—	—
Дельриоит $SrCa(H_2O)_2[VO_3]_2(OH)_2\,{}^1_\infty$	—	—	—	—	—	—	3,1	2,5

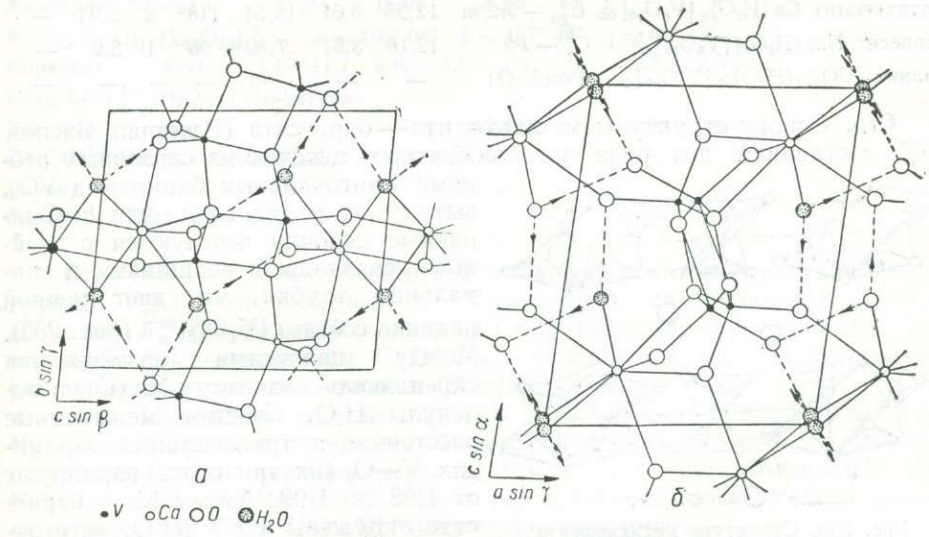


Рис. 232. Структура метароссита:
сдвоенные цепочки из V-бипирамид простираются вдоль оси b.

Стр. Изучены структуры метароссита (Kelsey, Barnes, 1957) и россита (Ahmed, Barnes, 1963), которые по общему плану являются близкими. Основу структуры составляют сдвоенные цепочки из четырех V-полиэдров, которые простираются вдоль оси b (рис. 232, *а* и *б*). V-по-

лиэдры представляют собой тригональные бипирамиды и соединяются одна с другой через общие ребра, что дает бесконечный радикал состава $[VO_3]_n^{n-}$. Цепочки скрепляются вместе с помощью атомов Ca, находящихся в восьмерной координации $5O + 3H_2O$ (квадратная антипризма) и имеющих с V-полиэдрами общие ребра и вершины. V- и Ca-полиэдры заметно искажены, особенно тригональные бипирамиды $V—O_5$, где расстояния изменяются от 1,62 до 2,12. Средние межатомные расстояния: $V — O_5 = 1{,}83$; $Ca — O_5(H_2O)_3 = 2{,}47$. Дельриоит отнесен сюда на основе морфологических данных.

Хим. Состав постоянен, но изучен недостаточно. С уменьшением содержания воды план структуры, вероятно, мало изменяется.

Физ. Россит образует короткостолбчатые индивиды; сп. по (010) совершенная. Физ. свойства и морфология метароссита не изучены. Дельриоит образует игольчатые кристаллы и волокнистые агрегаты.

1. Группа хендерсонита. Ромб. $D_{2h}^{16} — Pnma$ (?), $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Хендерсонит	$Ca_2V^{4+}(H_2O)_8[VO_3]_8\,\frac{1}{\infty}$	12,40	10,77	18,92	—	2,78	~3
Ферванит	$Fe^{3+}]VO_3](OH)_2\,\frac{1}{\infty}$ (?)	9,02	?	6,65	103° 20′	—	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к цепным на основе химического состава и морфологических данных.

Хим. В хендерсоните Ca замещается Sr (до 1,3%).

Физ. Облик индивидов волосовидный, игольчатый. Сп. хендерсонита по (100) совершенная.

3. Группа метахьюэтита. Мон. → ромб. (?)

		Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Хьюэтит	$Ca(H_2O)_9[V_6O_{16}]\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^1 — P2/m$	12,56	3,61	11,47	97°	1	2,62	—
Метахьюэтит	$Ca(H_2O)_3[V_6O_{16}]\,\frac{1}{\infty}$	$C_{2h}^3 — A2/m$	12,25	3,61	18,54	118°	2	2,94	—
Барнесит	$Na_2(H_2O)_3[V_6O_{16}]\,\frac{1}{\infty}$	$C_2^1 — P2$	12,18	3,61	7,80	95°	1	3,2	—
Уванит	$(UO_2)_2(H_2O)_{15}[V_6O_{17}]\,\frac{1}{\infty}$	Ромб. (?)	—	—	—	—	—	—	—

Стр. Основу структуры метахьюэтита — барнесита (Bachman, Barnes, 1962) составляют два рода зигзагообразных цепочек из связанных ребрами тригональных бипирамид VO_5, вытянутых параллельно оси b. Одинарные цепочки чередуются с двойными, связанными вершинами в спиральные трубки, что дает цепной радикал состава $[V_6O_{16}]_n^{2n-}$ (рис. 233). Между цепочками размещаются скрепляющие их атомы Na (Ca) и молекулы H_2O. Средние межатомные расстояния в тригональных пирамидах $V—O_5$ (их три сорта) варьируют от 1,92 до 1,99. Атомы Na в барнесите окружены $4O + 2H_2O$; расстояние $Na — (O, H_2O)_6 = 2{,}38$. Структуры метахьюэтита, а также более водного хьюэтита совершенно аналогичны описанной. Уванит не изучен, но близок по некоторым свойствам.

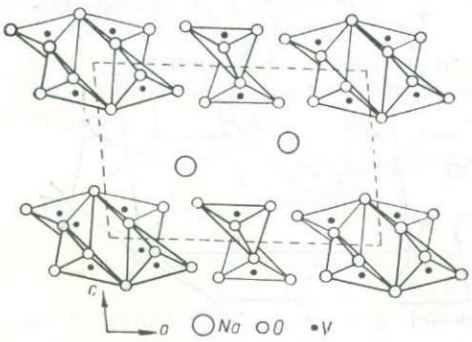


Рис. 233. Структура метахьюэтита; проекция на плоскость (010), перпендикулярно которой простираются одинарные и двойные цепочки из V-бипирамид.

Хим. Изменения состава изучены недостаточно. В хьюэтите V^{5+} замещается Mo^{6+} (до 1,6%) и V^{4+} (до 1,2%). В метахьюэтите Ca в значи-

тельной степени замещается Na (до 3,7%). Хьюэтит легко теряет воду в сухой атмосфере.

Разновидности: Na-метахьюэтит; Mo-хьюэтит.

Физ. Облик индивидов игольчатый по оси *b*. Иголочки сильно уплощены по (001). Сп. не указывается. Уванит имеет сп. в двух направлениях.

4. Группа меланованадита. Трик. → тетр.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Меланованадит $Ca_2V_4^{4+}[V_6O_{16}](OH)_{18}\frac{1}{\infty}$	$C_1^1 - P1$	7,97	16,86	9,81	2	3,5	3
	$\alpha = 87°\,55'$	$\beta = 90°\,45'$	$\gamma = 92°\,30'$				
Шервудит							
$Ca_3V_2^{4+}(H_2O)_9[V_6O_{16}](OH)_{12}\frac{1}{\infty}$	$D_{4h}^{19} - I4_1/amd$	27,8	—	13,8	16	2,8	2—2,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к цепным на основании химического состава, морфологии и общих кристаллохимических соображений относительно координации атомов V^{5+} и V^{4+}.

Хим. Состав довольно постоянен; V^{4+} частично замещается Fe и Al, а Ca — Mg.

Физ. Меланованадит встречается в лучистых массах и столбчатых индивидах с продольной по (010) совершенной спайностью. Шервудит образует изометрические индивиды (?).

5. Группа паскоита. Мон. → трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Паскоит	$C_2^3 - I2$	16,83	10,16	10,92	2	1,87	3
$Ca_3(H_2O)_{17}[V_{10}O_{28}]\frac{1}{\infty}$		$\beta = 93°\,08'$					
Хаммерит	$C_i^1 - P\bar{1}$	10,81	11,01	8,85	1	—	—
$K_2Mg_2(H_2O)_{16}[V_{10}O_{28}]\frac{1}{\infty}$		$\alpha = 106°\,04'$	$\beta = 107°\,49'$	$\gamma = 65°\,40'$			
Корвусит	Мон.	11,6—11,7	3,65—3,67	(?)	—	2,8	2,5—3
$(Na_2, Ca)V_2^{4+}(H_2O)_{14}[V_{10}O_{28}]O_2\frac{1}{\infty}$							
Грантсит	Мон.	17,54	3,60	12,45	1	2,94	—
$Na_4CaV_2^{4+}(H_2O)_8[V_{10}O_{28}]O_4\frac{1}{\infty}$		$\beta = 95°\,15'$					
Раувит	—	—	—	—	—	—	—
$Ca(UO_2)_2(H_2O)_{16}[V_{10}O_{28}]\frac{1}{\infty}$							

Стр. Изучена только структура паскоита, в которой декаванадатные группы $V_{10}O_{28}$, составленные из V-октаэдров, связываются в цепочки атомами Ca, образующими полиэдры $CaO_2(H_2O)_5$. Между цепочками расположены семивершинники $Ca(H_2O)_7$, соединяющие цепочки вместе гидроксильно-водородными связями (Swallow, 1966).

Хим. Изменения состава изучены недостаточно. В корвусите между Na и Ca существует совершенный изоморфизм и выделяется два подвида: *натрокорвусит* и *кальциокорвусит*. Кроме того V^{5+} замещается V^{4+}, Fe^{3+} (до 12%) и Mo (до 1,6%), а Na и Ca — K (до 2%). В грантсите отношения Na : Ca и $V^{4+} : V^{5+}$ несколько вариируют.

Физ. Морфология индивидов изучена слабо, так как доминируют коллоидно-дисперсные агрегаты. В большинстве это волокнистые массы, состоящие из игольчатых индивидов, иногда уплощенных, ножевидных. У некоторых отмечается сп. по одному направлению.

Подкласс 3. Слоистые

1. Группа карнотита — калькурванита. Мон. → ромб.

Подгруппа карнотита. Мон., $Z = 4; 2$

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Вануралит $Al\{(UO_2)_2[V_2O_8]OH\} \cdot 8H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	C_{2h}^6 — A2/a	10,44	8,56	20,35 $\beta = 103°$	3,6	2,5 (?)
Сенжьерит $Cu\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 9H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	C_{2h}^5 — $P2_1/a$	10,62	8,10	10,11 $\beta = 103° 40'$	4,0	3
Карнотит $K_2\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 3H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	C_{2h}^5 — $P2_1/a$	10,47	8,41	6,91 $\beta = 103° 40'$	(5,0)	2,5—3

Подгруппа калькурванита. Ромб., $Z = 4$

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Калькурванит (тюямуюнит) $Ca\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 8H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	Не опр.	10,63	8,36	20,40	3,6	2—2,5
Метакалькурванит (метатюямуюнит) $Ca\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 5H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	D_{2h}^{16} — *Pnam* (?)	10,63	8,36	16,96	3,9	2,5—3
Франсвиллит $Ba\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 5H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	D_{2h}^{16} — *Pbmn* (?)	10,59	8,44	16,60	4,6	3,5
Ферганит $\{(UO_2)_3[V_2O_8]\} \cdot 6H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	—	—	—	—	3,3 (?)	~ 3
Оксурванит (вануранилит) $(H_3O)_2\{(UO_2)_2[V_2O_8]\} \cdot 4H_2O$ $\frac{2}{\infty}\frac{\infty}{\infty}$	Не опр.	10,49	8,37	20,30	3,6	2—2,5

Стр. Слоистый мотив в структуре минералов создается, как можно судить по безводному карнотиту (см. рис. 55), за счет прочной связи между сдвоенными радикалами V_2O_8 и полиэдрами $(UO_2)O_5$, образующими бесконечные сетки состава $\{(UO_2)_2[V_2O_8]\}_n^{2n-}$ (Appleman, Evans, 1957). Сетки удерживаются вместе (расстояние между ними около 2,65) гидроксильно-водородными связями молекул воды и атомами K, Ca, Ba, Cu, Al, которые помещаются между слоями. Количество молекул H_2O зависит как от размеров атомов, так и от внешних условий; под влиянием последних содержание H_2O может измениться. Понижение симметрии U, V-сетки по сравнению с U, P-сетками обусловлено сложной формой диванадатной группы V_2O_8 (состоящей из связанных общим ребром двух тригональных бипирамид VO_5) и пятерной координацией U^{6+} по экватору, дающих в сочетании менее симметричный узор сетки.

Хим. Состав минеральных видов в общем довольно постоянен. Наиболее существенные изоморфные примеси отмечаются в карнотите, калькурваните и франсвиллите. В карнотите K замещается Ca (до 3,3%); в калькурваните Ca замещается Mg (до 1%), K и Na (до 2,5% K+Na) и Cu (до 4,1% ?); в франсвиллите Ba замещается Pb (до 7,4%). В оксурваните H_3O замещается Ba (3,2%), Ca (0,6%) и K (0,4) (Бурьянова, Строкова, Шитов, 1965).

Разновидности: Ca-карнотит; K, Na-калькурванит; Pb-франсвиллит.

Физ. Для всех минеральных видов характерен таблитчатый или пластинчатый облик. Сп. по базису (001) совершенная; кроме того, для калькурванита отмечается средняя сп. по (010) и (100), для ферганита по (100). Франсвиллит имеет сп. по (110).

Недостаточно изученные и сомнительные

Бокит $KAl_2Fe_6V_6^{4+}V_{50}^{5+}O_{76} \cdot 30H_2O$, *ваналит* $NaAl_8V_{10}O_{38} \cdot 30H_2O$, *коловратит* — водный ванадат Ni и Zn (?), *пинтадоит* $Ca(H_2O)_9V_2O_7$, *русаковит* $(Fe, Al)_5[(V, P)O_4]_2(OH)_9 \cdot 3H_2O$, *сапаевит* $6Al_2O_3 \cdot V_2O_4 \cdot 3V_2O_5 \cdot 30H_2O$.

Класс VI. Арсенаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения.																H 83	
2		Be 1	Класс 6. Арсенаты.													O 96	F 3	
3	Na 4	Mg 11											Al 9		P 2	S 3	Cl 4	
4	K 2	Ca 24					Mn 17	Fe 10	Co 4	Ni 3	Cu 20	Zn 8			As 96			
5																		
6		Ba 4												Pb 11	Bi 5			
7					U 16	Ce 1												

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
		3				25	30	7	5	22	4

Подкласс 1. Каркасные

1. Группа фармакосидерита $(K, H_3O)\{Fe_4[AsO_4]_3(OH)_4\} \cdot 6H_2O$ $\frac{3}{cc}$
2. Группа скородита $Fe(H_2O)_2[AsO_4]$ $\frac{3}{cc}$

Подкласс 2. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа рузвельтита $Bi[AsO_4]$
2. Группа ксантиозита $Ni_3[AsO_4]_1$

Подотдел II. Сложные

1. Группа странскита $Zn_2Cu[AsO_4]_2$
2. Группа берцелита $NaCa_2(Mg,Mn)_2[AsO_4]_3$

Отдел Б. С добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа анхелелита $Fe_4[AsO_4]_2O_3$
2. Группа оливенита $CuCu[AsO_4]OH$
3. Группа эринита $Cu_5[AsO_1](OH)_4$
4. Группа клиноклаза $Cu_3[AsO_4](OH)_3$
5. Группа аллактита $Mn_7[AsO_4]_2(OH)_8$
6. Группа миметезита $Pb_2Pb_3[(As, P)O_4]_3Cl$

Подотдел II. Сложные

1. Группа бёдантита $PbFe_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$
2. Группа карминита $PbFe_2[AsO_4]_2(OH)_2$
3. Группа флинкита $Mn_2Mn[AsO_4](OH)_4$
4. Группа дурангита $NaAl[AsO_4]F$
5. Группа дуфтита $PbCu[AsO_4]OH$
6. Группа ретциана $Ca_5Mn_6Ce[AsO_4]_3(OH)_{16}$

Отдел В. Водные арсенаты без добавочных анионов

1. Группа калькгексагиарсенита $Ca_3(H_2O)_6[AsO_4]_2$
2. Группа линдакерита $H_2Cu_5(H_2O)_9[AsO_4]_4$

Отдел Г. Водные арсенаты с добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа эвхроита $Cu_2(H_2O)_3[AsO_4]OH$
2. Группа леграндита $Zn_2(H_2O)[AsO_4]OH$
3. Группа гемафибрита $Mn_3(H_2O)[AsO_4](OH)_3$

Подотдел II. Сложные

1. Группа артурита $Cu_2Fe_4(H_2O)_6[AsO_4]_3(OH)_7$
2. Группа лироконита $Cu_2Al(H_2O)_4[AsO_4](OH)_4$
3. Группа тиролита $Ca_2Cu_9(H_2O)_{10}[AsO_4]_4(OH)_{10}$
4. Группа лавендулита $NaCaCu_5(H_2O)_5[AsO_4]_4Cl$

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. Безводные

1. Группа вейлита $Ca\{H[AsO_4]\}\,^1_\infty$

Отдел Б. Водные

1. Группа миксита $Cu_{12}Bi(H_2O)_9[AsO_4]_6(OH)_9\,^1_\infty$
2. Группа беарсенита $Be_2(H_2O)_4[AsO_4]OH\,^1_\infty$
3. Группа розелита $Ca_2Co(H_2O)_2[AsO_4]_2\,^1_\infty$
4. Группа владимирита $H_2Ca_5(H_2O)_5[AsO_4]_4\,^1_\infty$

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа халимондита $Pb_2[(UO_2)(AsO_4)_2]\,^2_\infty$
2. Группа шультенита $HPb[AsO_4]\,^2_\infty$

Отдел Б. Водные без добавочных анионов

1. Группа урановых слюдок $R(H_2O)_n[UO_2(AsO_4)_2]\,^2_\infty$
2. Группа эритрина $(Co, Ni)_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\,^2_\infty$
3. Группа фармаколита $HCa(H_2O)_2[AsO_4]\,^2_\infty$

Отдел В. Водные с добавочными анионами

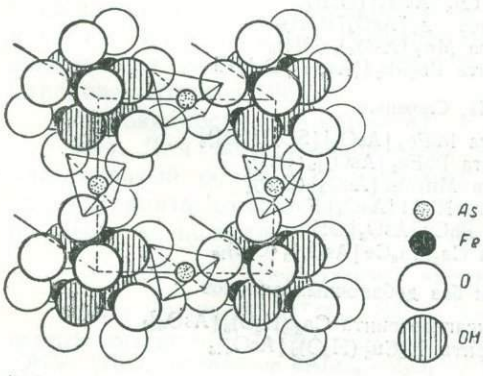
1. Группа вальпургита $Bi_4(H_2O)_3[(UO_2)(AsO_4)_2O_4]\,^2_\infty$
2. Группа арсенуранилита $Ca(H_2O)_6[(UO_2)_4(AsO_4)_2(OH)_4]\,^2_\infty$
3. Группа халькофиллита $\{Cu_6Al(H_2O)_3[AsO_4][SO_4](OH_{10})\}\cdot 8H_2O\,^2_\infty$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Каркасные

1. Группа фармакосидерита. Куб. $T_d^1 - P\bar{4}3m$, $Z = 1$.

		a	Пл.	Тв.
Фармакосидерит	$(K, H_3O)\{Fe_4[AsO_4]_3(OH)_4\}\cdot 6H_2O\,^3_\infty$	7,98	2,90	3



Стр. Основу структуры составляет каркас, сложенный группами из четырех октаэдров $FeO_3(OH)_3$ (центры групп расположены в вершинах кубической ячейки), связанных тетраэдрами AsO_4 (расположены в середине ребер ячейки) (рис. 234). Октаэдры связаны друг с другом ребрами, а с тетраэдрами

Рис. 234. Структура фармакосидерита; схематическое изображение, показывающее характер связи атомов в каркасе.

AsO_4 — вершинами. В крупных полостях размещаются молекулы воды цеолитного характера и ионы K, которые легко выщелачиваются, замещаясь на оксоний. Поэтому в формуле минерала обязательно следует отражать этот непрерывный изоморфизм: $K \rightarrow H_3O$. Средние межатомные расстояния: $K - O_{12} = 3{,}3$ (?); $Fe - O_3(OH)_3 = 1{,}94$ (3); 2,11 (3); $As - O_4 = 1{,}71$; OH—OH и O—OH = 2,80; H_2O—OH = 3,04; H_2O—O = 3,32 (Zemann, 1948).

Хим. В связи с непрерывным изоморфным замещением $K \rightarrow H_3O$ выделяются два подвида — *калиофармакосидерит* и *оксониофармакосидерит*. Кроме того, As частично замещается P (до 2,1%).

Физ. Сп. по кубу (100) несовершенная.

2. Группа скородита. Ромб. $D_{2h}^{15} - Pcab$, $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Мансфильдит $Al(H_2O)_2[AsO_4]$	10,10	9,80	8,79	3,0	3,5—4
Скородит $Fe(H_2O)_2[AsO_4]$	10,28	10,00	8,90	3,3	3,5—4

Стр. Структура минералов (изучен скородит) представлена сближенными попарно AsO_4-тетраэдрами двух ориентаций и двумя типами октаэдров $FeO_4(H_2O)_2$. Эти Fe-октаэдры соединяются с As-тетраэдрами посредством общих кислородных вершин в каркас, причем из шести вершин каждого Fe-октаэдра две оказываются свободными и заняты молекулами H_2O. Средние межатомные расстояния: $Fe_I - O_4(H_2O)_2 = 1{,}94$ (4); 2,15 (2); $Fe_{II} - O_4(H_2O)_2 = 1{,}95$ (4); 2,19 (2); $As_I - O_4 = 1{,}68$; $As_{II} - O_4 = 1{,}69$ (Hiriyana, Sakurai, 1949).

Хим. Поскольку непрерывный изоморфный ряд Al—Fe по имеющимся анализам не устанавливается, объединять скородит и мансфильдит в один вид нельзя (Dana, 1951). Содержание Al в скородите достигает 5,8%, в мансфильдите примеси Fe^{3+} незначительны. Атомы As замещаются в скородите атомами P (до 16%).

Разновидности: Al-скородит, PO_4-скородит.

Физ. Облик индивидов изометрический до толстотаблитчатого; сп. по (201), (001) и (100) несовершенная.

Подкласс 2. Островные

Отдел А. Без добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа рузвельтита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$ (?)

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Рузвельтит $Bi[AsO_4]$	—	—	—	—	6,9	4—5

Стр. Структура не изучена; порошкограмма аналогична порошкограмме монацита (Dana, 1951). Химически и физически изучен слабо; образует натечные агрегаты.

2. Группа ксантиозита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Ксантиозит $Ni_3[AsO_4]_2$	10,17	9,55	5,77	92° 59′	5,4	(5)

Стр. Структура не изучена.

Хим. Атомы Ni замещаются Co (до 1,5%), Cu (до 0,7%) и Fe (до 0,7%).

Физ. Облик индивидов не изучен; сп. не отмечается.

Подотдел II. Сложные

1. Группа странскита. Трик. Пр. гр. не опр., $Z = 1$

		a	b	c	Пл.	Тв.
Странскит	$Zn_2Cu[AsO_4]_2$	5,07	6,77	5,28	5,2	4
		$\alpha = 111°$	$\beta = 113°30'$	$\gamma = 86°$		

Стр. Структура не изучена. Облик индивидов не наблюдался. Сп. по (010) совершенная, по (100) средняя.

2. Группа берцелита. Куб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Берцелит	$O_h^{10} - Ia3d$	2,37—2,48	—	—	8	4,1—4,5	5,5—5
$NaCa_2(Mg, Mn)_2[AsO_4]_3$							
Кариинит	$C_{2h}^6 - C2/c$	12,42	13,17	6,87	4	4,3	4 (?)
$NaCaMn_3[AsO_4]_3$			$\beta = 114°05'$				

Стр. Берцелит изоструктурен с гранатами (см. рис. 166), КЧ Na и Ca = 8, а Mg и Mn = 6. Кариинит, вероятно, изоструктурен с хагендорфитом (Strunz, 1957).

Хим. В составе берцелита наблюдается совершенный изоморфизм между Mg и Mn, в связи с чем выделяется два подвида — *магнезиоберцелит* и *манганоберцелит*. Кроме того, Mg(Mn) замещается Fe (до 1%), As — Sb (до 6,5%), Si (до 9%) и V (до 4,5%). В кариините Ca замещен Pb (до 11,7%), а Mn — Mg (до 4,7%).

Разновидности: Na-берцелит, Sb-берцелит; SiO_4-берцелит; Pb-кариинит, Mg-кариинит.

Физ. Берцелит не имеет спайности; сп. кариинита по (100) и (010) средняя.

Отдел Б. С добавочными анионами.

Подотдел I. Простые

1. Группа анхелелита. Трик. → мон.

		Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Анхелелит	$Fe_4[AsO_4]_2O_3$	$C_i^1 - P\bar{1}$ (?)	5,03	6,49	7,11	1	4,9	5,5—6
		$\alpha = 114°24'$	$\beta = 116°24'$	$\gamma = 81°54'$				
Ателестит	$Bi_2[AsO]_4O(OH)$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	7,01	7,46	11,03	4	6,8	5—5,5
				$\beta = 109°57'$				

Стр. Структуры минералов не изучены. Для ателестита предлагается другая формула — $Bi_8[AsO_4]_3O_5(OH)_5$ и пр. гр. $C_{2h}^5 - P2_1/a$; $a = 10,88$, $b = 7,42$, $c = 6,98$, $\beta = 107°13'$, $Z = 1$ (Culver, Berry, 1963).

Хим. Изменения состава изучены недостаточно.

Физ. Сп. по (001) средняя до несовершенной (ателестит).

2. Группа оливенита. Ромб → трик. → мон.

		Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Оливенит	$CuCu[AsO_4]OH$	$D_{2h}^{13} - Pnmm$	8,64	8,22	5,95	4	4,6	3,5
Адамит	$ZnZn[AsO_4]OH$	$D_{2h}^{12} - Pnnm$	8,34	8,56	6,09	4	4,4	3,75
Триклиноадамит	$Zn_2[AsO_4]OH$	$C_i^1 - P\bar{1}$	5,81	6,67	5,63	2	4,5	(3,75)
			$\alpha = 104°15'$	$\beta = 87°52'$	$\gamma = 103°12'$			
Саркинит	$Mn_2[AsO_4]OH$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	12,68	13,54	10,17	16	4,1	4 (?)
				$\beta = 108°44'$				
Аэругит	$Ni_6[AsO_4]_2O_3$ (?)	$C_{2h}^6 - C2/c$ (?)	10,29	5,95	9,79	3	5,9	(4—4,5)
				$\beta = 110°19'$				

Стр. Адамит изоструктурен, оливенит гомеоструктурен с андалузитом. КЧ атомов Cu и Zn 5 и 6. Межатомные расстояния: в адамите Zn—O_4OH = 1,84 (2); 1,99; 2,19; 1,91; Zn—$O_4(OH)_2$ = 2,08 (2); 2,29 (2); 2,08 (2); As—O_4 = 1,59 (2); 1,81 (2) (Kokkoros, 1937); в оливените Cu—O_4OH = 1,92; 2,16 (2); 2,03 и 1,99; Cu—$O_4(OH)_2$ = 2,12 (2); 2,34 (2) и 1,96 (2); As—O_4 = 1,64 (Heritsch, 1938). Структуры триклиноадамита и саркинита не изучены. Саркинит изоструктурен с триплоидитом (Strunz, 1957).

Хим. Состав минералов изменчив. В оливените Cu замещается Zn (до 22,5%) и Fe (до 2,8%), As замещается P (до 6%). В адамите Zn замещается Cu (до 23,5%), Co (до 5,2%), Fe (до 1,5%). В саркините Mn замещается Mg (до 6,1%), Fe (до 3,1%) и Ca (до 2,9%), а As — на Sb (до 3%). В аэругите отмечаются примеси Fe, Co и Cu. Состав его трактуется также в виде $Ni_{18}[AsO_4]_5[AsO_3]O_9$, $Z = 1$ (Davis, Hey, Kingsbury, 1965).

Разновидности: Zn-оливенит, Fe-оливенит, PO_4-оливенит; Cu-адамит; Co-адамит; Fe-адамит; Mg-саркинит, Fe-саркинит, Ca-саркинит.

3. Группа эринита. Мон. → трик → ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Эринит $Cu_5[AsO_4]_2(OH)_4$	$C^5_{2h} - P2_1/a$	17,61	5,81	4,60	92° 15′	2	(4,7)	5
Триклиноэринит $Cu_5[AsO_4]_2(OH)_4$ (корнубит)	Не опр.	—	—	—	—		4,6	(5)
Арсеноклазит $Mn_5[AsO_4]_2(OH)_4$	Не опр.	18,05	5,81	9,21	—	4	4,3	5,5—6

Стр. Эринит изоструктурен с псевдомалахитом. Структура субслоистая, состоит из связанных цепочек октаэдров Cu (O, $OH)_6$. Арсеноклазит отличается удвоенным параметром *c*. Триклиноэринит резко отличается (по порошкограмме) от эринита.

Хим. В составе эринита Cu замещается Zn (до 1%), а As—P (до 2,7%). В арсеноклазите примеси незначительны.

Разновидности: PO_4-эринит.

Физ. Сп. по (010) совершенная.

4. Группа клиноклаза. Мон. $C^5_{2h} - P2_1/a$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Клиноклаз $Cu_3[AsO_4](OH)_3$	12,38	6,46	7,24	99° 30′	4,4	3—3,5
Георгиадезит $Pb_3[AsO_4]Cl_3$	—	—	—	102° 34′	7,1	3,75
Салинит $Pb_{14}[AsO_4]_2O_9Cl_4$	—	—	—	—	8,0	2,5—3,5

Стр. Изучена структура клиноклаза, с которым два других минеральных вида, вероятно, имеют мало общего. В основе структуры клиноклаза находятся тетрагональные пирамиды Cu (O, $OH)_5$ — одиночные и спаренные. Последние связаны по ребру — основания пирамиды со взаимно противоположной ориентацией вершин (точно так же, как в структуре безводного карнотита (см. рис. 55) и образуют димерные группы состава $Cu_2O_4(OH)_4$. Эти димерные группы связываются одиночными пирамидами Cu (O, $OH)_5$ и тетраэдрами AsO_4 в слои, параллельные (001). Однако эти слои связаны друг с другом теми же O, OH-связями, которые являются почти столь же прочными, так что структура субслоистая. Средние межатомные расстояния: Cu_I—$O_3(OH)_2$ = 2,08; Cu_{II}—$O_2(OH)_3$ = = 2,14; Cu_{III}—$O_3(OH)_2$=2,09; As—O_4 = 1,71 (Ghose, Fehlmann, Sundaralingam, 1965). Георгиадезит и салинит могут оказаться слоистыми.

Физ. Клиноклаз столбчатый до таблитчатого; облик кристаллов георгиадезита и салинита толстотаблитчатый, изучен слабо. Сп. клиноклаза по (001), салинита по (010) совершенная; у георгиадезита сп. не замечена.

5. Группа аллактита. Мон. → трик. (псевдоромб.).

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Аллактит $Mn_7[AsO_4]_2(OH)_8$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	11,03	12,12	5,51	114° 04′	2	3,9	5
Синадельфит $Mn_4[AsO_4](OH)_5$	Не опр.	9,93	18,74	10,67	90°	10	3,6	5
		$\alpha = \gamma = 90°$						

Стр. Структуры не изучены.

Хим. В аллактите отмечается изоморфная примесь Mg (до 2%), в синадельфите Mn замещается Mg (до 6,2%), Pb (до 3,2%) и Ca (до 1,6%), а As—Si (до 1,5%).

Разновидности: Mg-синадельфит, Pb-синадельфит, SiO_4-синадельфит.

Физ. Облик короткостолбчатый до таблитчатого; сп. аллактита по (001), синадельфита по (010) средняя до несовершенной.

6. Группа миметезита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Миметезит $Pb_2Pb_3[(As, P)O_4]_3Cl$	10,38—9,97	7,54—7,33	7,3—7,1	3,5—4	$(10\bar{1}0)$ нс
Свабит $Ca_2Ca_3[AsO_4]_3(OH, F)$	9,72	6,96	3,5	4,5—5,5	$(10\bar{1}0)$ нс

Стр. Структурный тип апатита; КЧ Pb и Ca равно 7 и 9 (см. рис. 243).

Хим. В миметезите между As и P существует совершенный изоморфизм, благодаря чему пироморфит как самостоятельный минеральный вид исчезает, а выделяется два подвида — *арсениомиметезит* и *фосфоромиметезит*. Остальные изоморфные примеси: Ca (до 15%), Ba (до 8,3%), V^{5+} (до 4,1%). В свабите установлены примеси Mg (до 3,9%), Pb (до 4,5%), Mn (до 1,2%) и P^{5+} (до 12,5%). Между F и OH изоморфизм совершенный, обусловливающий выделение подвидов — *гидроксилосвабит* и *фторосвабит*. Примеси Cl ничтожны.

Разновидности: Ca-фосфоромиметезит, Ca-арсениомиметезит, Ca, Ba-арсениомиметезит, VO_4-миметезит; PO_4-свабит, Pb-свабит, Mg-свабит, Mn-свабит.

Подотдел II. Сложные

1. Группа бёдантита. Триг. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, $Z = 1; 3$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Идальгоит $PbAl_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$	6,97	60° 40′	7,04	16,99	(4,3)	4,5—5
Бёдантит $PbFe_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$	—	91° 16′	—	—	4,4	3,75—4,5
Вейлерит $BaAl_3[AsO_4][SO_4](OH)_6$	—	—	—	—	(3,6)	(4,5—5)
Дюсертит $BaFe_3[AsO_4]_2(OH)_5(H_2O)$	—	—	—	—	3,8	3,75—4

Стр. Структурный тип алунита; КЧ Pb (Ba) равно 12, Al (Fe) — 6 (см. рис. 258).

Хим. Изоморфные примеси несущественны. Состав вейлерита и дюсертита изучен недостаточно полно.

Физ. Обычно встречаются в сплошных, скрытокристаллических агрегатах.

2. Группа карминита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Карминит $PbFe_2[AsO_4]_2(OH)_2$	$D_{2h}^{20} - Cccm$ (?)	12,29	16,59	7,58	—	8	5,2	(4,5—5)
Бейлдонит $PbCu_3[AsO_4]_2(OH)_2$	Не опр.	5,03	5,97	6,93	103°	1	5,5	5

Стр. Изучена структура только карминита, для которой установлена тесная связь со структурой бракебушита $Pb_2(Mn, Fe)(H_2O)[VO_4]_2$ (Finney, 1963). В структуре выделяется два типа AsO_4-тетраэдров со сред-

ними межатомными расстояниями As—O_4, соответственно, 1,64 и 1,74. Атомы Fe имеют почти правильное октаэдрическое окружение из 4O+2 OH с расстоянием 2,06 (4) и 1,95 (2). Атомы Pb также двух типов находятся в восьмерной координации; средние расстояния Pb—O_8 равны 2,67 и 2,69.

Хим. Состав карминита постоянен, в бейлдоните Cu замещается Fe (до 5,75%).

Разновидности: Fe-бейлдонит.

3. Группа флинкита. Ромб. → триг. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Флинкит $Mn_2Mn[AsO_4](OH)_4$	$D_{2h}^6 - Pnna$	9,55	13,11	5,25	—	4	(3,7)	5
Гематолит $Mn_4Al[AsO_4](OH)_8$	$C_{3i}^2 - R\bar{3}$ (?)	8,29	—	36,58	—	3	3,5	3,75
Хлорофёниците $Mn_3Zn_2[AsO_4](OH)_7$	Не опр.	—	—	—	105° 34′	—	3,5	3,75
Магхлорофёниците $Mg_3Mn_2[AsO_4](OH)_7$	Не опр.	—	—	—	—	—	3,4	(3,5)
Холденит $Mn_4Zn_2[AsO_4]O_2(OH)_5$	$D_{2h}^{21} - Bmam$	11,99	31,21	8,60	—	2	4,1	4

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В минералах отмечаются следующие примеси: во флинките — Mg (1,7%), Fe^{3+} (1,5%), Sb^{5+} (2,5%); в гематолите — Mg (7,1%), Fe^{3+} (1,5%); в хлорофёниците — Ca (3,4%), Mg (1,3%); в магхлорофёниците — Zn (8,9%), Fe^{3+} (3,85%), Si (3,4%); в холдените — Ca (3%), Fe (2%), Mg (1,6%).

Разновидности и разности: Sb-флинкит, Fe-флинкит; Mg-гематолит; Ca-хлорофёницит; Zn-магхлорофёницит, Fe-магхлорофёницит; Ca-холденит; Fe-холденит.

4. Группа дурангита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Дурангит $NaAl[AsO_4]F$	6,54	8,48	7,31	119° 22′	4	5,5
Тилазит $CaMg[AsO_4]F$	6,67	8,97	7,58	121° 00′	3,8	5—5,5

Стр. Изоструктурны с титанитом $CaTi[SiO_4]O$; КЧ атомов Na (Ca) и Al (Mg) равны соответственно 7 и 6. Структура субслоистая.

Хим. В дурангите Na замещается Li (до 0,7%), а Al — Fe^{3+} (до 9,2%) и Mn^{3+} (до 2,1%); в тилазите существенных примесей нет.

Разновидности: Fe^{3+}-дурангит.

Физ. Сп. по одному направлению средняя.

5. Группа дуфтита. Ромб. $D_2^4 - P2_12_12_1$; $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Дуфтит $PbCu[AsO_4]OH$	5,91	9,14	7,52	6,4	4,5—5	Нет
Конихальцит $CaCu[AsO_4]OH$	5,85	9,23	7,43	4,3	5	Нет
Аустинит $CaZn[AsO_4]OH$	5,91	9,02	7,44	4,4	4—5	(011) ср.
Аделит $CaMg[AsO_4]OH$	5,89	8,87	7,44	3,8	5,5	Нет

Стр. Структурный тип деклуазита (см. ванадаты IБ). Атомы Ca (Pb) имеют КЧ 8, атомы Cu (Zn, Mg) — КЧ 6. Средние межатомные расстояния в конихальците: Ca—O_7OH = 2,51; Cu—$O_4(OH)_2$ = 2,20 (4) и 1,95 (2); As—O_4 = 1,69 (Qurashi, Barnes, 1963).

Хим. Изоморфные примеси в общем незначительны. В составе конихальцита отмечаются Zn (до 7,3%) и Mg (до 1,9%); атомы As^{5+} замещаются P^{5+} (8,8%) и V^{5+} (2,1%). В аустините обнаруживается незначительное содержание Cu. В аделите Ca замещается Pb (до 2,8%) и Mn (до 4,4%), As—P (до 3%) и OH—F (до 1,4%).

Разновидности: Zn-конихальцит, PO_4-конихальцит, VO_4-конихальцит; Cu-аустинит; Mn-аделит, Pb-аделит, PO_4-аделит, F-аделит.

6. Группа ретциана. Ромб.

	a	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Ретциан $Ca_5Mn_6Ce[AsO_4]_3(OH)_{16}$	—	—	—	—	4,2	4

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав установлен по одному анализу. Имеются примеси Mg (2,7%) и Fe^{2+} (1,7%).

Физ. Облик толстотаблитчатый; сп. нет.

Отдел В. Водные арсенаты без добавочных анионов

1. Группа калькгексагиарсенита. Мон. Пр. гр. не опр., $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Калькгексагиарсенит $Ca_3(H_2O)_6[AsO_4]_2$ (пикрофармаколит)	6,74	21,0	13,5	140°	2,62	—

Стр. Структура не изучена. Параметры определены приблизительно (Pierrot, 1961). Название пикрофармаколит заменено, как вводящее в заблуждение.

Хим. Атомы Ca замещаются Mg (6,6%).

Физ. Облик индивидов игольчатый; сп. в одном направлении.

3. Группа линдакерита. Мон. → трик.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Линдакерит $H_2Cu_5(H_2O)_9[AsO_4]_4$	3,95	8,02	6,28	100° 30′	1	3,3	2,5—3,5
Рёслерит $HMg(H_2O)_7[AsO_4]$	6,73	25,92	11,61	95° 23′	8	1,93	2,5—3,5
Худобаит $NaHMg_2(H_2O)_4[AsO_4]_2$	7,69	11,37	6,59	95° 54′	2	2,94	3—3,5
		$\alpha = 115°\,10'$		$\gamma = 94°\,06'$			

Стр. Структуры минералов не изучены; объединены в одну группу по химическому составу. Пр. гр. рёслерита $C_{2h}^6 - C2/c$ (Fisher, 1960).

Хим. Состав изучен недостаточно. В линдакерите Cu замещается Co (2,3%) и Ni (1,5%); в худобаите Na замещается K (2%), а Mg — Zn (11,5%) и Mn (2%).

Физ. Облик индивидов линдакерита таблитчатый, рёслерита столбчатый, худобаита изометрический. Сп. по (010) совершенная, по (100) и (001) (линдакерит) средняя. У рёслерита сп. по (111) несовершенная.

Отдел Г. Водные арсенаты с добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа эвхроита. Ромб. $D_2^4 - P2_12_12_1$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эвхроит $Cu_2(H_2O)_3[AsO_4]OH$	10,07	10,52	6,12	3,4	3,5—4

Стр. Структура представлена цепочками искаженных Cu-октаэдров, вытянутых вдоль оси *c*, которые связываются вместе тетраэдрами AsO_4, образуя неровные стенки, параллельные (100). Межатомные расстояния:

$Cu_I—O_2(OH)_2(H_2O)_2 = 2{,}00\,(2)$; $1{,}98\,(2)$; $2{,}47\,(2)$; $Cu_{II}—O_3(OH)(H_2O)_2 = 2{,}12\,(3)$; $2{,}01$; $2{,}36\,(2)$; $As—O_4 = 1{,}67$ (Giuseppetti, 1963).

Физ. Облик изометрический, сп. весьма несовершенная.

2. Группа леграндита. Мон. $C_{2h}^5 — P2_1/c$, $Z = 8$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Леграндит $Zn_2(H_2O)[AsO_4]OH$	12,80	7,94	10,22	104° 12′	4,0	(4,5—5)

Стр. Структура не изучена. Новая формула и пространственная группа недавно уточнены (Finney, Desaults, Clarke, 1963).

Хим. Атомы Zn замещаются Mn (1,7%) и Fe (1,4%).

Физ. Облик индивидов столбчатый; сп. по (100) средняя.

3. Группа гемафибрита. Ромб. (?)

	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Гемафибрит $Mn_3(H_2O)[AsO_4](OH)_3$	—	—	—	—	3,7	3,5
Лискирдит $Al_3(H_2O)_5[AsO_4](OH)_6$	—	—	—	—	3,0	4
Арсенобисмит $Bi_4(H_2O)[AsO_4]_3(OH)_3$ (?)	—	—	—	—	5,7	3

Стр. Структуры не изучены. Гемафибрит образует столбчатые индивиды; сп. по (100) средняя. Лискирдит и арсенобисмит встречаются в скрытокристаллических агрегатах.

Подотдел II. Сложные

1. Группа артурита. Мон. Пр. гр. не опр., $Z = 1$

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Артурит $Cu_2Fe_4(H_2O)_6[AsO_4]_3(OH)_7$	10,09	9,62	5,55	92° 12′	3,1	—

Стр. Структура не изучена. Встречен в скрытокристаллических массах, корках и налетах.

2. Группа лироконита. Мон. $C_{2h}^6 — I2/a$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Лироконит $Cu_2Al(H_2O)_4[AsO_4](OH)_4$	12,70	7,57	9,88	91° 23′	3,1	2,5—3
Церулеит $CuAl_4(H_2O)_4[AsO_4]_2(OH)_8$	—	—	—	—	2,80	(3,5)

Стр. Изучена структура только у лироконита. В ней тетраэдры AsO_4 чередуются с октаэдрами $AlO_2(OH)_4$, образуя цепочки, которые связываются атомами Cu, обладающими сильно искаженной октаэдрической координацией из атомов O, OH и молекул H_2O. Межатомные расстояния: $Cu—O_2(OH)_2(H_2O)_2 = 1{,}98\,(2)$; $1{,}98\,(2)$ и $2{,}61\,(2)$; $Al—O_2(OH)_4 = 1{,}89\,(2)$ и $1{,}92\,(4)$; $As—O_4 = 1{,}65$ (Giuseppetti a. o., 1962).

Хим. В лироконите атомы As замещаются P (до 3,7%), а Al—Fe (до 1%).

Разновидности: PO_4-лироконит.

Физ. Облик таблитчатый до изометрического; сп. по (110) и (011) несовершенная.

3. Группа тиролита. Ромб. → мон.

	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Шеневиксит $Cu_2Fe_2(H_2O)[AsO_4]_2(OH)_4$	12,3	15,4	10,7	—	8	3,9	4
Тиролит $Ca_2Cu_9(H_2O)_{10}[AsO_4]_4(OH)_{10}$	10,50	54,71	5,59	—	4	3,3	2—2,5
Акрохордит $MgMn_4(H_2O)_4[AsO_4]_2(OH)_4$	—	—	—	—	—	3,2	3,75

Стр. Структуры минералов (объединенных лишь по составу) не изучены. Пр. группа тиролита $D_{2h}^5 - Pmma$ (?)

Хим. В шеневиксите Fe замещается Al (до 2,3%), а As—P (до 2,3%). В тиролите As замещается S (до 2,45%).

Разновидности: PO_4-шеневиксит, SO_4-тиролит.

Физ. Индивиды шеневиксита и тиролита имеют досчатый и таблитчатый облик. Тиролит имеет совершенную сп. по (001) и низкую твердость и, возможно, обладает слоистой структурой.

4. Группа лавендулита. Ромб. Пр. гр. не опр., $Z = 8$

	a	b	c	Пл.	Тв.
Лавендулит $NaCaCu_5(H_2O)_5[AsO_4]_4Cl$	9,73	41,0	9,85	3,5	(4—5) (?)

Стр. Структура не изучена, изоструктурен с самплеитом — фосфатом аналогичного состава (Strunz, 1957).

Физ. Встречен в пластинчатых агрегатах; сп. по (010) совершенная.

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. Безводные

1. Группа вейлита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 4$.

	a	b	c	α	β	γ	Пл.	Тв.
Вейлит $H\{Ca[AsO_4]\}\frac{1}{\infty}$	7,11	6,94	7,15	94° 19′	101° 35′	87° 22′	3,5	(3,5)

Стр. Изоструктурен с монетитом $CaHPO_4$. Морфология индивидов не изучена (развивается по фармаколиту, образуя псевдоморфозы). Искусственные кристаллы таблитчаты (Pierrot, 1964).

Отдел Б. Водные

1. Группа миксита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$ или $C_6^6 - P6_3$, $Z = 1$.

	a	c	Пл.	Тв.
Миксит $Cu_{12}Bi(H_2O)_9[AsO_4]_6(OH)_9\frac{1}{\infty}$	13,84	5,96	3,7	3—4
Хлоротил $Cu_{12}(H_2O)_{24}[AsO_4]_8\frac{1}{\infty}$	13,61	5,90	(4,0)	3—4

Стр. Структуры минералов не изучены. Весьма любопытно, что минералы с заметно различным составом обладают почти тождественными структурами (Walenta, 1960). Ранее считались тождественными видами (синонимами).

Хим. В миксите Cu замещается Zn (2,7%) и Fe (1,5%).

Физ. Индивиды тонкоигольчаты и волосовидны, вытянутые по оси c и продольно исштрихованы. Сп. несовершенная по пирамиде.

2. Группа беарсенита. Мон. $C_s^4 - Cc$ или $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 12$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Беарсенит $Be_2(H_2O)_4[AsO_4]OH\frac{1}{\infty}$ (беарсит)	8,55	36,90	7,13	97° 49′	2,20	—

Стр. Строение не изучено; изоструктурен с мораэситом $Be_2(H_2O)_4[PO_4]OH$, параметры которого тождественны с параметрами беарсенита (Копченова, Сидоренко, 1962).

Физ. Облик индивидов игольчатый и волосовидный (по оси c); образуют спутанноволокнистые агрегаты.

3. Группа розелита. Мон. → трик., Z = 2; 1.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Розелит	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	5,61	12,83	5,61	100° 45′	3,8	3,5—4
$Ca_2\{Co(H_2O)_2[AsO_4]_2\}^1_\infty$							
Брандтит	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	5,66	12,83	5,66	99° 30′	3,7	3,5—4
$Ca_2\{Mn(H_2O)_2[AsO_4]_2\}^1_\infty$							
Триклинорозелит	Трик.	—	—	—	—	3,7	3,5—4
$Ca_2\{Co(H_2O)_2[AsO_4]_2\}^1_\infty$							
Тальмесит	$C_i^1 - P\bar{1}$	5,89	7,69	5,56	70° 49′	3,4	3,5—4
$Ca_2\{Mg(H_2O)_2[AsO_4]_2\}^1_\infty$							

$\alpha = 112°\,38'$ $\gamma = 119°\,25'$

Стр. Розелит и брандтит изоструктурны с цепным крёнкитом $Na_2\{Cu(H_2O)_2[SO_4]_2\}^1_\infty$. Триклинорозелит и тальмесит в структурном от-

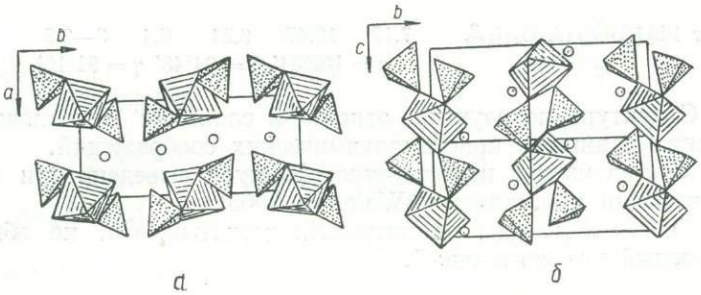


Рис. 235. Структура розелита в двух проекциях. Хорошо выявляются цепочки из Co-октаэдров (*а*) и двойного числа As-тетраэдров (*б*); атомы Ca показаны кружками.

ношении тесно связаны с первыми (ср. параметры ячейки). Цепной мотив структуры создается октаэдрами $Co(Mn, Mg) - O_4(H_2O)_2$, связывающимися через общие атомы O с тетраэдрами AsO_4 в цепочки, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 235). Эти цепочки скрепляются вместе с помощью атомов Ca, находящихся в семерной координации и связанных в сетки, параллельные оси *a*. Межатомные расстояния: в брандтите — $Ca - O_6(H_2O) = 2{,}46\,(6)$ и 2,37; $Mn - O_4(H_2O)_2 = 2{,}19\,(2)$, 2,27 (2) и 2,11 (2); $As - O_4 = 1{,}67$ (Dahlman, 1952); в розелите — $Ca - O_6(H_2O) = 2{,}17 - 2{,}78$; $Co - O_4(H_2O)_2 = 2{,}03\,(4)$, 2,12 (2); $As - O_4 = 1{,}72$ (Мустафаев, Ильюхин, Белов, 1964).

Хим. В розелите Co в значительном масштабе (до отношения 1 : 1) замещается Mg; в брандтите отмечаются примеси Mg (1%) и Pb (1%); в триклинорозелите Co замещается Ni (1,4%) и Mg (8,6%); в тальмесите Ca замещается Ba (3,2%).

Разновидности: Mg-розелит, Mg-триклинорозелит, Ni-триклинорозелит, Ba-тальмесит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый (также в радиальнолучистых агрегатах). Сп. по (010) совершенная.

4. Группа владимирита. Мон.→ трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Сенфельдит $H_2Ca_5(H_2O)_4[AsO_4]_4^1_\infty$	$C_{2h}^6 - C2/c$	18,64	9,81	10,12	97°	3,0	—
Владимирит $H_2Ca_5(H_2O)_5[AsO_4]_4^1_\infty$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	5,81	10,19	22,7	82°41′	3,2	—
Геренит $H_2Ca_5(H_2O)_9[AsO_4]_4^1_\infty$	Не опр.	—	—	—	—	2,68	—
Рауенталит $Ca_3(H_2O)_{10}[AsO_4]_2^1_\infty$	Трик. (?)	—	—	—	—	2,36	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к цепным условно на основании морфологических и кристаллохимических соображений. Параметры ячейки приведены по данным R. Pierrot (1964).

Хим. Состав весьма постоянен.

Физ. Индивиды имеют шестоватый и игольчатый облик, образуют радиальнолучистые сферические агрегаты. Сп. и твердость не изучены.

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа халимондита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Халимондит $Pb_2[(UO_2)(AsO_4)]_2 \overset{2}{\infty}\infty$	7,12	10,47	6,84	6,4	3—3,5
	$\alpha = 100°34'$	$\beta = 94°48'$	$\gamma = 91°16'$		

Стр. Структура не изучена; отнесен к слоистым на основании морфологических данных и кристаллохимических соображений.

Хим. Состав изучен недостаточно; формула выведена при сравнении с синтетическими кристаллами (Walenta, 1965).

Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый. Сп. не обнаруживается. Двуосный положительный.

2. Группа шультенита. Мон. $C_{2h}^4 - P2/a$ ($C_s^2 - Pa$), $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Шультенит $HPb[AsO_4]\overset{2}{\infty}\infty$	5,83	6,76	4,85	95°24′	6,1	2,5—3

Стр. В отличие от монетита $HCa[PO_4]$ обладает преимущественным распределением связей в плоскости, параллельной (010). Атомы Pb находятся в координации 8. Средние межатомные расстояния: Pb — O_8 = 2,72 As—O_4 = 1,76 (SR — 13, стр. 309).

Физ. Облик индивидов таблитчатый по оси b; сп. по (010) средняя.

Отдел Б. Водные без добавочных анионов

1. Группа урановых слюдок.

По особенностям строения и соответственно содержанию воды, часть которой имеет цеолитный характер, разделяются на три подгруппы: *цейнерита* ($H_2O > 8$), *метацейнерита* ($8H_2O$) и *абернатиита* ($3H_2O$).

Подгруппа цейнерита. Тетр. $D_{4h}^{17} - I4/mmm$ или $C_{4h}^4 - P4_2/n$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Цейнерит	7,18	21,06	3,5	2—3
$Cu(H_2O)_8[UO_2(AsO_4)]_2 \cdot n H_2O \overset{2}{\infty}\infty$				
Магурасфиллит	7,16—7,02	20,19—19,81	3,7—3,2	2—3
$Mg(H_2O)_8[UO_2(As, P)O_4]_2 \cdot n H_2O \overset{2}{\infty}\infty$				
Хейнрихит	—	—	—	2—3
$Ba(H_2O)_7[UO_2(AsO_4)]_2 \cdot n H_2O \overset{2}{\infty}\infty$ (?)				

Подгруппа метацейнерита. Тетр.

	Пр. гр.	*a*	*c*	Z	Пл.	Тв.
Метацейнерит $Cu(H_2O)_8[UO_2(AsO_4)]_2\frac{2}{\infty}$	$C_{4h}^3 - P4/n$ (?)	7,12	17,45	2	3,8	2—3
Кирхеймерит $Co(H_2O)_8[UO_2(AsO_4)]_2\frac{2}{\infty}$	Не опр.	—	—	—	3,3	2—3
Калерит $Fe(H_2O)_8[UO_2(AsO_4)]_2\frac{2}{\infty}$	Не опр.	—	—	—	—	2—3
Метановачекит $Mg(H_2O)_4[UO_2(AsO_4)]_2\frac{2}{\infty}$	$C_{4h}^3 - P4/n$	7,12	8,60	1	3,5	2—3
Ураноспинит $Ca(H_2O)_8[UO_2(AsO_4)]_2\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^7 - P4/nmm$	7,19	8,81	1	3,7	2—3

Подгруппа абернатиита. Тетр.

	Пр. гр.	*a*	*c*	Z	Пл.	Тв.
Метахейнрихит $Ba(H_2O)_7[UO_2(AsO_4)]_2\frac{2}{\infty}$ (?)	$C_4^3 - P4_2$	7,07	17,74	2	4,1	2—3
Наурасфиллит $Na(H_2O)_3[UO_2(AsO_4)]\frac{2}{\infty}$	Не опр.	7,12	8,61	2	3,8	2—3
Абернатиит $K(H_2O)_3[UO_2(AsO_4)]\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^8 - P4/ncc$	7,18	18,13	4	3,6	2—3
Трегерит $H_3O(H_2O)_3[UO_2(AsO_4)]\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^7 - P4/nmm$	7,16	8,80	2	3,6	2—3

Стр. Слоистый мотив структуры обусловлен прочными связями между радикалами AsO_4 и полиэдрами $(UO_2)O_4$, образующими тетрагональные гофрированные сетки состава $[UO_2(AsO_4)]_n^{n-}$ (рис. 236), простирающиеся параллельно (001). Эти сетки удерживаются вместе преимущественно гидроксильно-водородными связями молекул воды, расположенных по квадрату (рис. 56, *б*), причем в минералах подгруппы метацейнерита центры половины квадратов заняты атомами Cu (Mg, Ca), которые связываются, кроме того, с атомами O уранильных групп. В минералах подгруппы абернатиита центры квадратов остаются пустыми, а место одной из четырех молекул H_2O занимают атомы Na, K или H_3O. Межатомные расстояния в метацейнерите: $Cu-(H_2O)_4O_2 = 2{,}14\,(4)$, 2,55 и 2,58; $U-O_2O_4 = 1{,}94$; 1,78 и 2,18 (4); $As-O_4 = 1{,}77$ (Hanic, 1960); в абернатиите: $K-(H_2O)_3O = 2{,}80\,(3)$ и 3,25; $U-O_2O_4 = 1{,}81$; 1,71 и 2,35(4); $As-O_4 = 1{,}68$ (Ross, Evans, 1964).

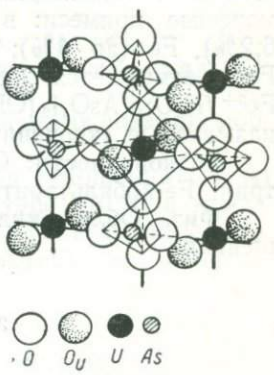


Рис. 236. Строение сетки состава $[UO_2(AsO_4)]_n^{n-}$ в цейнерите.

Хим. Состав минералов изменяется лишь за счет изоморфных замещений As — P, которые достигают для магурасфиллита полного совершенства и превращения старых видов новачекита и салеита в подвиды — *арсениомагурасфиллит* и *фосфоромагурасфиллит*. В остальных минералах содержание P не превышает 3—5%. Содержание воды в минералах подгруппы цейнерита зависит от влажности атмосферы ($n = 2$—4).

Разновидности: Fe-цейнерит, PO_4-трёгерит, PO_4-метахейнрихит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый. Сп. по (001) совершенная, по (100) и (010) средняя до несовершенной.

2. Группа эритрина. Мон.→ трик,

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Z	Пл.	Тв.
Эритрин $(Co, Ni)_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^3 - C2/m$	10,20—10,14	13,37—13,13	4,74—4,71	105°01′—104°45′	2	3,18—3,23	2—3
Кёттигит $Zn_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^3 - C2/m$	10,13	13,34	4,71	103°51′	2	3,3	2—3
Клиносимплезит $Fe_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^3 - C2/m$	10,25	13,48	4,71	103°50′	2	3,1	2—3
Манхёрнесит $Mn_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	10,38	28,09	4,77	105°40′	4	2,90	2—3
Хёрнесит $Mg_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	—	—	—	104°25′	—	2,61	2—3
Симплезит $Fe_3(H_2O)_8[AsO_4]_2\overset{2}{\infty}$	$C_i^1 - P\bar{1}$	7,87	9,41	4,72	97°23′	1	3,0	2—3

$\alpha = 99°55'$ $\gamma = 105°58'$

Стр. Структурный тип вивианита — $Fe_3(H_2O)_8[PO_4]_2$. Слоистый мотив структуры создается прочными связями между тетраэдрами AsO_4 (PO_4) и октаэдрами $Fe(O, H_2O)_6$, которые соединяются через общие кислородные вершины (см. рис. 249). Слои простираются параллельно (010), причем в их составе чередуются одиночные и спаренные октаэдры. Слои скрепляются гидроксильно-водородными связями между противостоящими друг другу молекулами воды, координирующими атомы Fe. Межатомные расстояния в симплезите: $Fe - (O, H_2O)_6 = 2{,}01$; $As - O_4 = 1{,}65$ (Mori, Ito, 1950).

Хим. В эритрине совершенный изоморфизм между Co и Ni позволяет слить старые виды в один новый с двумя подвидами — *кобальтэритрином* и *никельэритрином*. Кроме того, отмечаются следующие изоморфные примеси: в эритрине — Ca (до 9,3%), Zn (до 8,5%), Mg (до 6,2%), Fe (до 4%); в кёттигите — Co (6,9%), Ni (2%); в симплезите Fe^{2+} замещается Fe^{3+} непрерывно до образования *феррисимплезита* $Fe^{3+}(H_2O)_5[AsO_4]_2(OH)_3\overset{2}{\infty}$, аналогично ряду ферро-феррививианита (так называемые «керчениты»). Детально не изучен.

Разновидности: Ca-никельэритрин, Zn-никельэритрин, Mg-никельэритрин, Fe-кобальтэритрин; Co-кёттигит, Ni-кёттигит, Fe^{3+}-симплезит.

Физ. Облик индивидов досчатый, таблитчатый; сп. по (010) совершенная.

3. Группа фармаколита. Мон.→ ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Z	Пл.	Тв.
Фармаколит $HCa(H_2O)_2[AsO_4]\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^6 - C2/c$ $\beta = 114°43'$	6,01	15,58	6,32	4	2,70	2—3
Гайдингерит $HCa(H_2O)[AsO_4]\overset{2}{\infty}$	$D_{2h}^{14} - Pcnb$	6,95	16,14	7,93	8	2,93	2—3

Стр. Фармаколит гомеоструктурен с гипсом; слоистый мотив, как и в структуре последнего, создается симметричным распределением слабых гидроксильно-водородных связей, перпендикулярно плоскости (010). В структуре гайдингерита тетраэдры AsO_4, связанные в цепочки водородными связями, вместе с Ca-семивершинниками образуют слои, параллельные (010), соединяющиеся молекулами H_2O (Binas, 1966). Параметры ячейки даны по Э. Фишеру (Fischer, 1960).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый или толстотаблитчатый; сп. по (010) совершенная.

Отдел В. Водные с добавочными анионами

1. Группа вальпургита. Трик. $C_1^1 - P\bar{1}(?)$, $Z = 1$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Вальпургит $Bi_4(H_2O)_3[(UO_2)(AsO_4)_2O_4]^{2}_{\infty}$	7,13	10,44	5,49	6,7	3—3,5

$\alpha = 101°40'$ $\beta = 110°49'$ $\gamma = 88°17'$

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании свойств и кристаллохимических соображений.

Хим. Атомы As замещаются P (до 5,9%).

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый; сп. по (010) совершенная.

2. Группа арсенуранилита. Ромб. $D_{2h}^{17} - Bmmb$ (?), $Z = 6$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Арсенуранилит $Ca(H_2O)_6[(UO_2)_4(AsO_4)_2(OH)_4]^{2}_{\infty}$	15,40	17,40	13,77	(4,2)	(2—3)
Хюгелит $Pb_2(H_2O)_3[(UO_2)_3(AsO_4)_2(OH)_4]^{2}_{\infty}$	Мон.	$\beta = 119°48'$		5,1	3

Стр. Структуры не изучены. Арсенуранилит изоструктурен с фосфуранилитом, который обладает пластинчатым обликом и совершенной сп. по (001). Хюгелит должно быть изоструктурен с дюмонтитом (Hey, 1963); у него сп. по (100) совершенная.

3. Группа халькофиллита. Триг. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, $Z = 3$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Халькофиллит $\{Cu_6Al(H_2O)_3[AsO_4][SO_4](OH)_{10}\} \cdot 8H_2O^{2}_{\infty}$	10,77	57,51	2,67	2—2,5

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании морфологических признаков и свойств.

Хим. В составе отмечаются некоторые колебания отношений Cu : Al и $AsO_4 : SO_4$. Половина H_2O удаляется при температуре 110° С и может вновь входить в решетку минерала, помещенного во влажную атмосферу.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, пластинчатый. Сп. по (0001) совершенная.

Недостаточно изученные и сомнительные

Арсениоплеит $(Ca, Mn)_4(Fe, Mn)_3[AsO_4]_4(OH)_5 \cdot 2H_2O$ (?),
арсениосидерит $Ca_3Fe_4[AsO_4](OH)_4 \cdot 4H_2O$,
керстенин $Fe_2[AsO_4](OH)_3 \cdot 4{,}5H_2O$ (?),
питтицит $Fe_{20}^{3+}[AsO_4, PO_4, SO_4]_{13}(OH)_{24} \cdot 9H_2O$,
смольяниновит $(Fe, Al)_2(Co, Ni, Mg, Ca)_4[AsO_4]_4O \cdot 11H_2O$ (?),
форбесит $H(Co, Ni)[AsO_4] \cdot 4H_2O$ (?),
юконит $Ca_3Fe_7[AsO_4]_6(OH)_9 \cdot 18H_2O$ (?).

Класс VII. Фосфаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 149	
2	Li 5	Be 9	Класс 7. Фосфаты											C 1	N 5	O 165	F 10	
3	Na 19	Mg 13											Al 47	Si 1	P 165	S 4	Cl 2	
4	K 5	Ca 47	Sc 1				Mn 30	Fe 49			Cu 11	Zn 10						
5		Sr 6	Y 2															
6		Ba 4												Pb 10	Bi 1			
7				Th 4	U 24	Ce 4												

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
		8	12			32	64	6	3	29	11

Подкласс 1. Каркасные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов.

1. Группа берлинита $Al[PO_4]$ 3
2. Группа хёрлбатита $Ca\{Be_2[PO_4]_2\}$ 3
3. Группа бериллонита $Na\{Be[PO_4]\}$ 3

Отдел Б. С добавочными анионами

1. Группа амблигонита $Li\{Al[PO_4](OH, F)\}$ 3

Отдел В. Водные без добавочных анионов

1. Группа варисцита $(Al, Fe)(H_2O)_2[PO_4]$ 3
2. Группа кихоуита $Ca\,Zn_3[(H_3AlP)_8O_{48}] \cdot 16H_2O$ 3
3. Группа хоупита $ZnZn_2(H_2O)_4[PO_4]_2$ 3
4. Группа анапаита $Ca_2\,Fe(H_2O)_4[PO_4]_2$ 3

Отдел Г. Водные с добавочными анионами

1. Группа эосфорита $(Mn, Fe)\,Al(H_2O)[PO_4](OH)_2$ 3
2. Группа куалферфосфита $Cu(Al, Fe)_6(H_2O)_4[PO_4]_4(OH)_8$ 3

Подкласс 2. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа гетерозита $(Mn; Fe)[PO_4]$
2. Группа ксенотима $Y[PO_4]$
3. Группа монацита $Ce[PO_4]$
4. Группа уитлокита $Ca_3[PO_4]_2$
5. Группа литиофосфита $Li_3[PO_4]$

Подотдел II. Сложные

1. Группа графтонита $CaMn_2Fe_3[PO_4]_4$
2. Группа арожадита $Na_2(Mn, Fe)_5[PO_4]_4$
3. Группа хагендорфита $Na_2(Mn, Fe)_2Fe[PO_4]_3$
4. Группа трифилина $Li(Mn, Fe)[PO_4]$

Отдел Б. С добавочными анионами и радикалами

Подотдел I. Простые

1. Группа аугелита $Al_2[PO_4](OH)_3$
2. Группа либетенита $CuCu[PO_4]OH$
3. Группа псевдомалахита $Cu_5[PO_4]_2(OH)_4$
4. Группа корнетита $Cu_3[PO_4](OH)_3$
5. Группа триплита $(Mn, Fe)_2[PO_4]F$
6. Группа апатита $Ca_2Ca_3[PO_4]_3(OH, F)$

Подотдел II. Сложные

1. Группа крандаллита $CaAl_3[PO_4]_2[(OH)_5H_2O]$
2. Группа дюфренита $Fe_3Fe_6[PO_4]_4(OH)_{12}$
3. Группа рокбриджита $(Mn, Fe)Fe_4[PO_4]_3(OH)_5$
4. Группа лазулита $(Mg, Fe)Al_2[PO_4]_2(OH)_2$
5. Группа палермоита $SrAl_2[PO_4]_2(OH)_2$
6. Группа бразилианита $NaAl_3[PO_4]_2(OH)_4$
7. Группа грифита $Na_3CaMn_4Al_2[PO_4]_5(OH)_4$
8. Группа беловита $NaSr_3Ce[PO_4]OH$
9. Группа изокита $CaMg[PO_4]F$

Отдел В. Водные фосфаты без добавочных анионов

1. Группа рабдофанита $Ce(H_2O)[PO_4]$
2. Группа фосфоферрита $(Mn, Fe)_3(H_2O)_3[PO_4]_2$
3. Группа гюролита $H_2Mn_5(H_2O)_4[PO_4]_4$
4. Группа струвита $NH_4Mg(H_2O)_6[PO_4]$

Отдел Г. Водные фосфаты с добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа бераунита $Fe_3(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_3$
2. Группа вавеллита $Al_3(H_2O)_5[PO_4]_2(OH)_3$
3. Группа весейита $(Zn; Cu)_3(H_2O)_2[PO_4](OH)_3$

Подотдел II. Сложные

1. Группа оувёрита $Ca_3Al_8(H_2O)_{15}[PO_4]_8(OH)_6$
2. Группа моринита $Na_2Ca_4Al_4(H_2O)_5[PO_4]_4O_2F_6$
3. Группа уордита $NaAl_3(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_4$
4. Группа миньюлита $KAl_2(H_2O)_4[PO_4]_2OH$
5. Группа рошерита $CaMnFeBe_3(H_2O)_2[PO_4]_3(OH)_3$

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. Безводные

1. Группа вяюрюненита $Mn\{Be[PO_4]OH\}^1_\infty$
2. Группа монетита $Ca\{H[PO_4]\}^1_\infty$

Отдел Б. Водные

1. Группа мораэсита $Be_2(H_2O)_4[PO_4]OH^1_\infty$
2. Группа ладламита $Fe_2(H_2O)_2\{Fe(H_2O)_2[PO_4]_2\}^1_\infty$
3. Группа фэрфилдита $Ca_2\{(Mn, Fe)(H_2O)_2[PO_4]_2\}^1_\infty$

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа парсонсита $Pb[(UO_2)(PO_4)_2]^2_\infty$

Отдел Б. Безводные с добавочными анионами

1. Группа гердерита $Ca\{Be[PO_4](OH, F)\}^2_\infty$

Отдел В. Водные без добавочных анионов

1. Группа урановых слюдок $R(H_2O)_n\ UO_2(PO_4)]_2^2\infty$
2. Группа чёрчита $Y(H_2O)_2[PO_4]^2_\infty$
3. Группа вивианита $Fe^{2+}_{3-x}Fe^{3+}_x(H_2O)_{8-x}[PO_4]_2(OH)_x^2\infty$
4. Группа таранакита $K_3H_6Al_5(H_2O)_8[PO_4]_8^2\infty$

Отдел Г. Водные с добавочными анионами

1. Группа фосфуранилита $Ca(H_2O)_8[(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4]\,\frac{2}{\infty}$
2. Группа дюмонтита $Pb_2(H_2O)_3[(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4]\,\frac{2}{\infty}$
3. Группа клиновоксита—лауэита $Fe(H_2O)_4\{Al_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O\ \frac{2}{\infty}$
   $Mn(H_2O)_4\{Fe^{3+}(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O\,\frac{2}{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Каркасные (частично алюмо- и бериллофосфаты)

1. Группа берлинита. Триг. $D_3^4 - P3_121$, $Z = 3$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Берлинит $Al[PO_4]\,\frac{3}{\infty}$	4,94	10,96	2,62	~6,75	Нет

Стр. Гомеоструктурен с кварцем (параметр c_h в 2 раза больше). Основу структуры составляют чередующиеся в пространстве PO_4- и AlO_4-тетраэдры, связанные вершинами. Межатомные расстояния P—O_4 и Al—O_4, очевидно, близки к стандартным, т. е. 1,54 и 1,75 соответственно. Параметры и пр. группа минерала недавно уточнены (Sharan, Dutta, 1964).

Хим. Состав постоянен.

2. Группа хёрлбатита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Хёрлбатит $Ca\{Be_2[PO_4]_2\}\,\frac{3}{\infty}$	8,29	8,80	7,81	≈90°	2,88	6,5

Стр. Изотипен с парацельзианом и данбуритом. Каркас образован PO_4- и BeO_4-тетраэдрами, каждый из которых соединен вершинами с четырьмя тетраэдрами другого сорта (рис. 237). Вязь тетраэдров в плоскости xy образует правильные четверные и вытянутые восьмерные кольца. Атомы Ca расположены в координационных семивершинниках (тригональная призма плюс полуоктаэдр). Межатомные расстояния: Ca—O_7 = = 2,47; Be — O_4 = 1,61; P — O_4 = 1,54 (Бакакин, 1963).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов близок к изометрическому. Сп. не замечена.

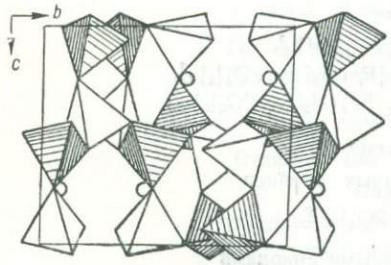


Рис. 237. Расположение тетраэдров BeO_4 и PO_4 в каркасе хёрлбатита.

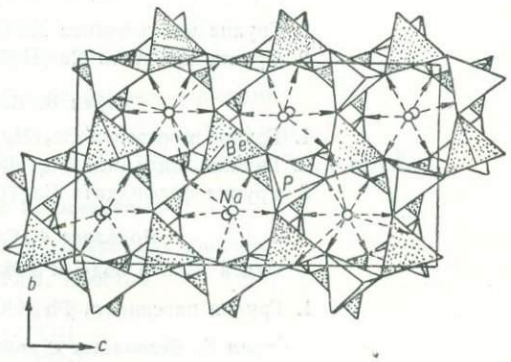


Рис. 238. Структура бериллонита в проекции на плоскость (100).

3. Группа бериллонита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 12$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Бериллонит $Na\{Be[PO_4]\}\,\frac{3}{\infty}$	8,16	7,79	14,08	90°	2,81	6—6,5

Стр. Каркас структуры образован несколько искаженными тетраэдрами PO_4 и BeO_4, которые соединяются вершинами в шестерные кольца. В октаэдрических и девятивершинных промежутках между ними расположены атомы Na (рис. 238). Na-девятивершинники, соединяясь ребрами, вытягиваются в колонки, параллельные оси *c*. В этом же направлении ориентированы пары соединенных ребрами Na-октаэдров. Межатомные расстояния: $Na - O_6 = 2{,}68 - 2{,}22$; $Na - O_9 = 2{,}51 - 2{,}82$; $Be - O_4 = 1{,}58 - 1{,}66$; $P - O_4 = 1{,}48 - 1{,}56$ (Головастиков, 1961).

Хим. Атомы Na замещаются Ca (0,4%) и K (0,9%).

Физ. Облик индивидов близок к изометрическому. Сп. по (010) совершенная, по (100) средняя.

Отдел Б. С добавочными анионами

1. Группа амблигонита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Амблигонит Li {Al [PO_4] (OH, F)} $\frac{3}{\infty}$	5,06	5,16	7,08	2,98—3,11	6—6,5
	$\alpha = 109°52'$		$\beta = 107°30'$	$\gamma = 97°54'$	
Натмонтебразит Na {Al [PO_4] OH} $\frac{3}{\infty}$	—	—	—	3,1	6—6,5
Таворит Li {Fe [PO_4] OH} $\frac{3}{\infty}$	—	—	—	3,3	(5,5—6)

Стр. Каркасный мотив структуры создается в амблигоните благодаря сцеплению вершинами Al-октаэдров и PO_4-тетраэдров (рис. 239, *а*). Структура не содержит крупных полостей и поэтому достаточно ком-

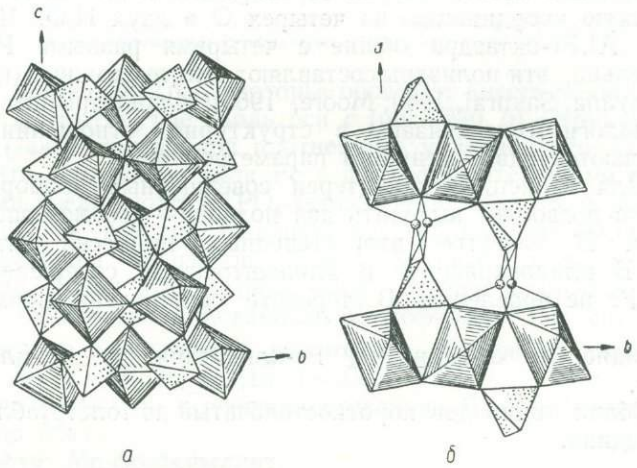


Рис. 239. Структура амблигонита:
а — каркас из Al-октаэдров и P-тетраэдров; *б* — цепочки из Al-октаэдров, параллельные оси *b*.

пактна, что проявляется в относительно высокой плотности минералов. Атомы Li обладают КЧ 5 и размещаются в небольших пустотах структуры между PO_4-тетраэдрами и ближайшими Al-октаэдрами (рис. 239, *б*), где два пятивершинника $Li(O; OH, F)_5$, соединенные общей гранью, образуют искаженный октаэдр, в каждой половине которого вероятность нахождения атома Li равна 1/2 (Симонов, Белов, 1958). В структуре можно выделить (условно) два сорта цепочек; вдоль оси *b* непрерывные, состоящие из одних Al-октаэдров, и вдоль оси *c*, состоящие из чередующихся Al-октаэдров и P-тетраэдров. Межатомные расстояния:

$Li-O_4(OH, F) = 2{,}1\,(2)$; 2,3; 2,0 (2); $Al-O_4(OH, F)_2 = 1{,}88$; $P-O_4 = 1{,}54$.

Хим. Совершенный изоморфизм между F и OH в составе амблигонита позволяет выделить два подвида — *фторамблигонит* и *гидроксиламблигонит*. Атомы Li замещаются Na в ограниченных масштабах (до 5,3%); часто отмечается наличие незначительного количества (до 2 на ячейку) молекул H_2O. В натмонтебразите Li замещает Na — 1/3. В таворите Fe^{3+} замещается Fe^{2+} (до 2,4%) и Mn (до 1,5%).

Разновидности: Na-фторамблигонит; Li-натмонтебразит; Fe^{2+}-таворит.

Физ. Облик индивидов изометрический или короткостолбчатый по оси *b*. Сп. по (100) и (110) совершенная (обе не рассекают самых прочных связей в структуре P — O).

Отдел В. Водные без добавочных анионов

1. Группа варисцита. Ромб. $D_{2h}^{15} - Pcab \rightarrow$ мон. $C_{2h}^{2} - P2_1/m$.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Варисцит $(Al, Fe)(H_2O)_2[PO_4]\,\frac{3}{\infty}$	9,87— 10,08	9,57— 9,87	8,52— 8,67	—	8	2,61— 2,90	5—4
Клиноварисцит $Al(H_2O)_2[PO_4]\,\frac{3}{\infty}$	5,16	9,47	8,47	~90°	4	2,53	4—4,5
Клиноштренгит $Fe(H_2O)_2[PO_4]\,\frac{3}{\infty}$	5,29	9,77	8,73	90°36′	4	2,76	3,75—4
Стеретит $Sc(H_2O)_2[PO_4]\,\frac{3}{\infty}$	5,45	10,25	8,93	90°45′	4	2,35	5—5,5
Конинкит $Fe(H_2O)_3[PO_4]\,\frac{3}{\infty}$	—	—	—	—	—	2,30	3,75

Стр. Варисцит изоструктурен со скородитом. Атомы Al и Fe имеют октаэдрическую координацию из четырех O и двух H_2O. Четыре атома O каждого Al,Fe-октаэдра общие с четырьмя разными P-тетраэдрами и следовательно, эти полиэдры составляют вместе сложный (гетерогенный) каркас (Hiriyana, Sakurai, 1949; Moore, 1965). Клиноварисцит и его моноклинные аналоги тесно связаны в структурном отношении с варисцитом и отличаются вдвое меньшим параметром *a*.

Хим. Для варисцита характерен совершенный изоморфизм между Al и Fe, что позволяет выделить два подвида — *алюмоварисцит* и *ферриварисцит*. В качестве второстепенных примесей отмечается Cr (до 0,7%). В клиноварисците и клиноштренгите совершенный изоморфизм Al — Fe не прослежен. В стеретите обнаружены примеси Be и Si (~9%).

Разновидности: Cr-варисцит, Fe-клиноварисцит, Al-клиноварисцит, Be-стеретит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый до толстотаблитчатого; сп. по (010) средняя.

2. Группа кихоуита. Куб. Пр. гр. не опр., Z=2.

	a	Пл.	Тв.
Кихоуит $CaZn_3[(H_3AlP)_8O_{48}] \cdot 16H_2O\,\frac{3}{\infty}$	13,70	2,34	(3,5—4,5)
Визеит $NaCa_5\{[(H_3)_6Al_{10}Si_3P_5]O_{48}\} \cdot 8H_2O\,\frac{3}{\infty}$	13,65	2,20	(3,5—4,5)

Стр. Гомеоструктурны с анальцимом $Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O\,\frac{3}{\infty}$; обладают тождественными с ним параметрами и плотностью. Изучавший эти минералы Д. Мак Конел (McConnell, 1952, 1964) допускает, что радикалы PO_4 и AlO_4 замещаются в их структурах тетраэдрами H_3O_4 (вместо H_4O_4 в островных структурах). Это при соединении через общие вершины приводит к тетраэдрам $[H_3O_2]^-$.

Хим. Изоморфные замещения несущественны.

Физ. Встречены в сплошных массах.

3. Группа хоупита. Ромб. → мон. → трик.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Хоупит	$ZnZn_2(H_2O)_4[PO_4]_2\,^3_\infty$	D_{2h}^{16} — $Pnma$	10,64	18,36	5,04	—	4	3,1	3,5—3,75
Фосфофиллит	$FeZn_2(H_2O)_4[PO_4]_2\,^3_\infty$	C_{2h}^5 — $P2_1/c$	10,23	5,08	10,49	120°15′	2	3,1	3,5—3,75
Триклинохоупит (парахоупит)	$ZnZn_2(H_2O)_4[PO_4]_2\,^3_\infty$	C_i^1 — $P\bar{1}$	5,77	7,55	5,30	91°55′	1	3,3	4

$\alpha = 93°18'$ $\gamma = 91°19'$

Стр. В структурах хоупита (Гамидов, Головачев, Мамедов, Белов, 1963) и фосфофиллита (Kleber, Liebau, Piatkowiak, 1961) по 2 атома Zn находятся в четверной координации, а один атом Zn (соответственно Fe в фосфофиллите) имеет шестерную координацию $2O + 4H_2O$ (рис. 240, *а*). Каждый атом O, окружающий атомы Zn_I, принадлежит также одному из четырех различных тетраэдров PO_4. В двух вершинах ZnO_4, кроме того,

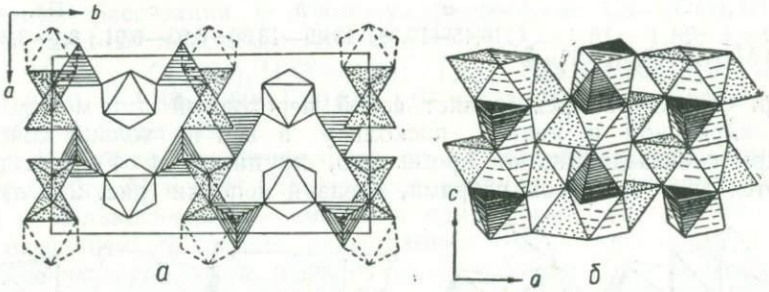


Рис. 240. Структура хоупита:

а — каркас из Zn-полиэдров и P-тетраэдров; *б* — полярные метацепочки $[Zn_2O_6]\,^1_\infty$, инкрустированные P-тетраэдрами (заштрихованы).

сходятся еще 2 тетраэдра ZnO_4, которые образуют вместе полярные метацепочки $[Zn_2O_6]\,^1_\infty$, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 240, *б*). Структура имеет общее подобие (закон двуслойной плотнейшей упаковки) со структурой диаспора — гётита. Атомы Zn_{II} (или Fe в фосфофиллите) двумя кислородными вершинами соединяются с PO_4-тетраэдрами, образуя в целом каркасную постройку, в которой большую часть (70%) составляют двухвершинные сочленения полиэдров. Между хоупитом и фосфофиллитом существует самая тесная структурная связь, причем хоупит можно рассматривать как «микросдвойникованный» фосфофиллит, так что параметр $b_x \approx a_ф\sqrt{3}$. Средние межатомные расстояния близки к стандартным: $Zn—O_4 \approx 1{,}96$; $Zn—O_2(H_2O)_4 \approx 2{,}15$; $P—O_4 \approx 1{,}54$.

Хим. Состав минералов в основном постоянен. В фосфофиллите Fe замещается Mn (до 5%).

Разновидности: Mn-фосфофиллит.

Физ. Облик индивидов хоупита и триклинохоупита досчатый, вытянутый по оси *c* и уплощенный по оси *b* (*а* — для второго); фосфофиллит таблитчатый по оси *a*. Сп. триклинохоупита и хоупита по (010), а у фосфофиллита по (100) совершенная; у двух последних отмечается также средняя сп. по (100) и (010) соответственно.

4. Группа анапаита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 1$.

		a	b	c	α	β	γ	Пл.	Тв.
Анапаит	$Ca_2Fe(H_2O)_4[PO_4]_2\,^3_\infty$	6,42	6,89	5,87	101°35′	104°06′	71°04′	2,81	3,75

Стр. В структуре анапаита атомы Ca находятся в координации 7, атомы Fe — в октаэдрической координации. Все Fe-октаэдры и P-тетраэдры связываются в структуре через вершины, и только Ca-полиэдры

связаны попарно через общее ребро. В целом двухвершинные связи в структуре преобладают (88%), так что она близка к подлинно каркасной (ср. плотность 2,81). Пары Ca-семивершинников с Fe-октаэдрами связываются в слои, параллельные (010), которые соединяются вместе с помощью PO_4-тетраэдров (субслоистый мотив). Межатомные расстояния: Ca—$O_5(H_2O)_2$ = 2,42 (5) и 2,51 (2); Fe—$O_2(H_2O)_4$ = 2,00 (2); 2,21 (2) и 2,31 (2); P—O_4 = 1,55 (Руманова, Знаменская, 1960).

Хим. Состав постоянен; примеси Mg и Fe^{3+} составляют менее 1%.

Физ. Облик индивидов таблитчатый, сп. по (001) совершенная, по (010) средняя.

Отдел Г. Водные с добавочными анионами

1. Группа эосфорита. Ромб. D_{2h}^{18} — *Bbam* (?), Z = 8.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эосфорит $(Mn, Fe)Al(H_2O)[PO_4](OH)_2$ $\frac{3}{\infty}$	10,45—10,38	13,49—13,36	6,93—6,91	3,1—3,2	5,5—5

Стр. Структура представляет собой переходный тип между гетерогенной каркасной и цепной, поскольку в ней не только сочетаются тетраэдры с октаэдрами, но, кроме того, крупные Mn, Fe-октаэдры соединяются друг с другом ребрами, образуя цепочки (рис. 241, *а*). Окта-

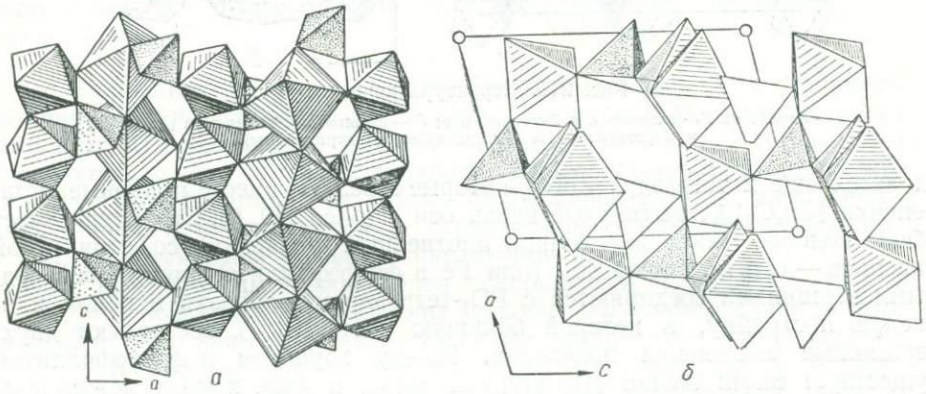


Рис. 241. Структуры эосфорита и куалферфосфита в полиэдрическом изображении:
а — структура эосфорита в проекции на плоскость (010); *б* — структура куалферфосфита в проекции на плоскость (010); кружками показаны атомы Cu, расположенные в центрах инверсии.

эдры $AlO_2(OH)_2(H_2O)_2$ соединяются друг с другом H_2O-вершинами, с (Mn, Fe)-октаэдрами — OH-вершинами, а с PO_4-тетраэдрами — через кислородные вершины. Таким образом, преимущественная связь полиэдров через общие вершины (68% таких связей) позволяет отнести эосфорит в подкласс каркасных. Межатомные расстояния: (Mn, Fe)—$O_4(OH)_2$ = = 2,25 (2); 2,23 (2); 2,24 (2); Al—$O_2(OH)_2(H_2O)_2$ = 1,87 (2); 1,97 (2); 1,90 (2); P—O_4 = 1,55 (Hanson, 1960).

Хим. Совершенный изоморфизм между Mn и Fe допускает объединение эосфорита и чильдренита под общим видовым названием с двумя подвидами — *манганоэосфоритом* и *ферроэосфоритом*. Атомы Fe^{2+} и Mn^{2+} могут замещаться Fe^{3+} (до 18,5%) и Mn^{3+} (до 8,7%) (с одновременным замещением $OH \rightarrow O$).

Разновидности: Fe^{3+}-ферроэосфорит, Mn^{3+}-манганоэосфорит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (100) несовершенная.

2. Группа куалферфосфита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 1$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Куалферфосфит (бирюза)	7,42—7,68	7,63—7,82	9,91—10,21	2,8—3,2	6—5
$Cu(Al, Fe)_6(H_2O)_4[PO_4]_4(OH)_8$ $\overset{3}{\infty}$	$\alpha = 68°37'—67°30'$	$\beta = 69°43'—69°06'$	$\gamma = 65°04'—64°48'$		
Фостит	—	—	—	2,92	6
$ZnAl_6(H_2O)_4[PO_4]_4(OH)_8$ $\overset{3}{\infty}$					

Стр. Структура минералов представлена каркасом из тетраэдров PO_4 и (Al, Fe)-октаэдров, связанных друг с другом общими вершинами, причем одна треть этих октаэдров представлена одиночными, а две трети — спаренными (по ребру) октаэдрами (рис. 241, *б*). Это соединение происходит через общие OH-вершины. В довольно крупных полостях этого гетерогенного каркаса (в центросимметрических положениях) располагаются атомы Cu (Zn), окруженные октаэдрически 4OH и $2H_2O$. Межатомные расстояния в алюмокуалферфосфите: $Cu—(OH)_4(H_2O)_2 = 1{,}92\,(2)$; 2,11 (2) и 2,42 (2); $Al_I—O_2(OH)_3H_2O = 1{,}81$; 1,82; 1,86; 1,96; 2,01 и 1,94; $Al_{II}—O_2(OH)_3H_2O = 1{,}81$; 1,83; 1,84; 1,90; 1,96 и 2,08; $Al_{III}—O_4(OH)_2 = 1{,}88$; 1,89; 1,90 (2); 1,91 и 2,16; $P_I—O_4 = 1{,}54$; $P_{II}—O_4 = 1{,}54$ (Cid-Dresdner, 1965).

Хим. В составе куалферфосфита осуществляется совершенный изоморфизм между Al и Fe^{3+}, что требует слияния двух старых видов — бирюзы и халькосидерита — вместе в один новый вид (естественно, с новым названием), а старые виды замены соответствующими подвидами — *алюмокуалферфосфит* и *феррикуалферфосфит*. В фостите Zn замещается Cu (1,6%), а $Al — Fe^{3+}$ (1,7%).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (010) совершенная, по (001) средняя.

Подкласс 2. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа гетерозита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbmn$, $Z = 4$

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Гетерозит (Mn; Fe)$[PO_4]$	4,77	9,77	5,83	3,3	4,5—5

Стр. Структура близка к структуре оливина; вероятно, дефектная, так как минерал образуется в результате окисления трифилина и сиклерита (с выносом Li), сохраняя при этом почти те же параметры решетки.

Хим. Состав изменяется в узких пределах в связи с изоморфными замещениями в ряду Mn—Fe. Соотношение $Mn : Fe \approx 1 : 1$ колеблется примерно от 1 : 2 до 2 : 1. Постоянное наличие H_2O в составе минерала является следствием дефектности его структуры.

Разновидности: Mn-гетерозит, Fe-гетерозит.

Физ. Сп. по (010) средняя, по (001) несовершенная.

2. Группа ксенотима. Тетр. $D_{4h}^{19} - I4_1/amd$, $Z = 4$.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Ксенотим $Y[PO_4]$	6,89	6,04	4,25	5,25—6

Стр. Изоструктурен с $Ca[CrO_4]$ и цирконом (см. рис. 165); КЧ $Y = 8$. Межатомные расстояния: $Y—O_8 = 2{,}27\,(4)$; 2,56 (4); $P—O_4 = 1{,}50$ (Krstanović 1965).

Хим. В составе ксенотима Y замещается *TR* иттровой группы (Yb, Dy, Er, Ho, Lu, Sm), Ce и La (до 3—4%), U (до 4,1%), Th (до 2,8%), Zr (до 2,7%), Al (до 4,8%). Замещение Y—U, Th и Zr сопровождается замещением P—Si (до 4,3%).

Разновидности: Yb-ксенотим, Dy-ксенотим, Er-ксенотим (и другие *TR*-ксенотимы), Ce-ксенотим, Zr-ксенотим, U-ксенотим, Th-ксенотим, Al-ксенотим, SiO_4-ксенотим.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый до изометрического. Сп. по (100) средняя.

3. Группа монацита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Монацит $Ce[PO_4]$	6,76	7,00	6,44	103° 38′	5,2	5—5,75

Стр. В структуре монацита атомы Ce находятся в координации 9, связывая одновременно шесть PO_4-тетраэдров (рис. 242). Межатомные расстояния: Ce—O_9 = 2,60; P—O_4 = 1,52 (Kokkoros, 1942), по Р. Муни (Mooney, 1948) — 2,55 и 1,56; по Т. Уеда (Ueda, 1953) — 2,53 и 1,64 соответственно. Изоструктурен с крокоитом и клиноторитом.

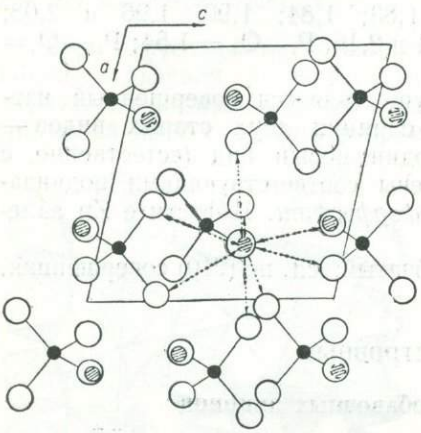


Рис. 242. Структура монацита; проекция на плоскость (010). Черные кружки — атомы P, пустые — атомы O, заштрихованные — атомы Ce.

Хим. Состав изменчив. В качестве постоянных изоморфных компонентов содержит лантаноиды (La > Nd > Pr > > Sm > Gd) до отношения 1 : 1. В существенных количествах обнаружены также Th (до 32%), Si (до 6,1%), Y (до 5,1%), U (до 6,6%), Ca (до 6%), S (до 3%). Th и U замещают Ce по схемам $ThCa \rightarrow 2Ce$ и $ThSi \rightarrow CeP$.

Разновидности: La-монацит, Th-монацит, U-монацит, Y-монацит; Ca, Th, U-монацит, SO_4-монацит.

Физ. Изоморфные замещения сказываются на параметрах ячейки и плотности. Облик индивидов толстотаблитчатый (по оси *a*). Сп. по (100) средняя, по (010) несовершенная.

4. Группа уитлокита. Триг. $D_{3d}^5 - R\bar{3}m$, $Z = 7$; 2.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Уитлокит $Ca_3[PO_4]_2$	13,65	44° 21′	10,34	36,9	3,2	5,5

Стр. Структура, вероятно, близка к структуре пальмьерита (Strunz, 1942). Указывается также на гомеотипию с рокбриджитом (Keppler, 1963).

Хим. Атомы Ca замещаются Mg (до 3,5%) и Fe (до 2,3%).

Физ. Облик индивидов изометрический до таблитчатого (по оси *c*). Сп. отсутствует.

5. Группа литиофосфита. Ромб. Пр. гр. не опр., $Z = 4$

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Литиофосфит $Li_3[PO_4]$	4,93	10,53	6,12	2,46	4—4,5

Стр. Имеет некоторое (по параметрам) структурное сходство с оливином, а по типу сцепления тетраэдров LiO_4 и PO_4 близок к энаргиту.

Средние межатомные расстояния: Li—O_4 = 1,97; P—O_4 = 1,55 (Zemann, 1960). Параметры ячейки получены для искусственного кристалла.

Физ. Сп. по двум направлениям средняя.

Подотдел II. Сложные

1. Группа графтонита. Мон., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Саркопсид $MnFe_2[PO_4]_2$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	10,46	4,80	6,05	90° 30′	3,7	(5,5—6)
Графтонит $CaMn_2Fe_3[PO_4]_4$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	8,87	11,57	9,17	99° 12′	3,7	5,5
Магниофилит $MgFe_2Mn_3[PO_4]_4$ (?)	Не опр.	—	—	—	—	(3,6)	(5,5)

Стр. Саркопсид, вероятно, близок по структуре к оливину (ср. параметры ячейки). Графтонит отличен от него.

Хим. В саркопсиде Mn замещается Ca (до 5%), а Fe^{2+}—Fe^{3+} (до 9%). Количественные отношения Ca, Mn и Fe в графтоните несколько варьируют благодаря изоморфным замещениям. Состав магниофилита известен лишь по одному анализу (Беус, 1950).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (010) и (100) средняя.

2. Группа арожадита. Мон → триг., $Z = 12$; 24.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Арожадит $Na_2(Mn,Fe)_5[PO_4]_4$	$C_{2h}^3 - C2/m$ (?)	16,68—16,51	10,11—10,05	24,89—24,78	105°41′—105°41′(?)	3,4—3,5	5—5,5
Филловит $Na_2Mn_5[PO_4]_4$ (?)	$C_3^4 - R3$ или $C_{3i}^2 - R\bar{3}$	15,25	—	43,32	—	3,4	5

Стр. Структуры минералов не изучены. Параметры арожадита и тригонального филловита даны по Д. Фишеру (Fischer, 1965); для последнего он указывает следующую ромбоэдрическую ячейку: $a_{rh} = 16{,}91$; $\alpha = 53° 36'$.

Хим. На основе близости параметров арожадита и дикинсонита они объединены в один вид с совершенным изоморфизмом Fe и Mn, что, однако, требует подтверждения, особенно при различии пространственных групп (и углов β) у этих минералов. В арожадите атомы Na замещаются K (до 1,8%), а Fe и Mn — Mg (до 2%) и Ca (до 5,7%). В филловите отмечаются примеси Ca (до 4,1%) и Fe (до 9,7%). Подвиды: *манганоарожадит и ферроарожадит.*

Разновидности: Ca-арожадит; Fe-филловит.

Физ. Сп. по (001) совершенная.

3. Группа хагендорфита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z=4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Хагендорфит $Na_2(Mn, Fe)_2Fe[PO_4]_3$	10,93	12,59	6,52	97° 59′	3,5—3,6	5—5,5
Аллюодит $Na_2(Mn, Fe^{3+})_3[PO_4]_3$	11,03	12,53	6,40	97° 34′	3,5—3,6	5—5,5

Стр. Структура не изучена; по-видимому, заметно отличается от структур графтонита и арожадита. Параметры хагендорфита и аллюодита относятся к железистым подвидам. Формула аллюодита дана в упрощенном виде.

Хим. В связи с изоморфизмом Mn—Fe в хагендорфите и Mn—Fe^{3+} в аллюодите выделяются в каждом по два подвида — *манганохагендорфит* и *феррохагендорфит*, *манганоаллюодит* и *ферриаллюодит*. Кроме того, важнейшими изоморфными примесями являются: в хагендорфите — Ca (до 9,7%), Mg (до 2,6%) и Li (до 1,7%), в аллюодите — Ca (до 4,6%) и Fe^{2+} (до 3,2%).

Разновидности: Ca-феррохагендорфит, Mg-феррохагендорфит, Ca-манганоаллюодит, Fe^{2+}-аллюодит.

Физ. Сп. по (100) и (010) средняя.

4. **Группа трифилина.** Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Трифилин $Li(Mn, Fe)[PO_4]$	4,74—4,68	10,46—10,36	6,10—6,01	3,3—3,6	4,5—5,5
Натрофилит $NaMn[PO_4]$	4,98	10,54	6,33	3,5	5—5,5
Сиклерит $Li_{1-x}(Mn_{1-x}, Fe_x^{3+})[PO_4]$	4,78—4,80	10,24—10,11	6,01—5,95	3,2—3,4	(4,5—5)

Стр. Структура близка к структуре оливина (см. рис. 168). Атомы Li (Na) и (Mn, Fe) находятся в октаэдрической координации, связываясь ребрами в зигзагообразные цепочки, которые скрепляются PO_4-тетраэдрами. Межатомные расстояния: в трифилине — $Li—O_6 = 2{,}10\,(2)$; $2{,}16\,(2)$; $2{,}20\,(2)$; $Fe — O_6 = 2{,}08\,(2)$; $2{,}16\,(2)$; $2{,}28\,(2)$; $P—O_4 = 1{,}54$ (Destenay, 1950); в натрофилите — $(Na, Mn)_I — O_6 = 2{,}26\,(4)$; $2{,}27\,(2)$; $(Na, Mn)_{II} — O_6 = 2{,}17\,(2)$; $2{,}23\,(2)$; $2{,}31\,(2)$; $P_I — O_4 = 1{,}64$; $P_{II} — O_4 = 1{,}59\,(2)$; $1{,}66\,(2)$ (Bystrom, 1943). В последнем атомы Na и Mn распределены по октаэдрическим позициям в структуре статистически. В сиклерите, являющемся промежуточным продуктом окисления трифилина (причем x не превышает значения 2/3), по-видимому, также существует статистическое распределение атомов по октаэдрическим позициям, часть которых с увеличением содержания Fe^{3+} остается вакантной и допускает вхождение H_2O.

Хим. Совершенный изоморфизм Mn и Fe, для сиклерита несколько ограниченный в объеме, позволяет выделить для каждого вида следующие подвиды: *манганотрифилин* и *ферротрифилин*, *манганосиклерит* и *феррисиклерит*. Важнейшими изоморфными примесями являются: в трифилине — Ca (до 9,7%), Mg (до 7,4%) и Na (до 2,7%), в натрофилите — Fe (до 3,1%), в сиклерите — Ca (до 3,4%), Mg (до 1,7%) и Na (до 1,2%).

Разновидности: Ca-трифилин, Mg-трифилин и др.

Физ. Все минералы обладают средней сп. по (010) и несовершенной сп. по (001).

Отдел Б. С добавочными анионами и радикалами

Подотдел I. Простые

1. **Группа аугелита.** Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Аугелит $Al_2[PO_4](OH)_3$	13.13	7,98	5,07	112° 27′	2,70	5—5,5
Троллеит $Al_{5.33}[PO_4]_4(OH)_4$	—	—	—	—	3,1	6—6,5

Стр. Структуры минералов не изучены, но судя по величинам плотности и твердости, вероятно, относятся к гетерогенным каркасным. ИК спектры указывают КЧ Al и P 6 и 4 соответственно.

Хим. Изоморфные примеси несущественны; для синтетического продукта дается формула $Al_{5.33}[PO_4]_4(OH)_4$ (Sclar, Carrison, Schwartz, 1964).

Физ. Облик индивидов аугелита толстотаблитчатый; сп. по (110) совершенная, по $(\bar{2}01)$ средняя. У троллеита сп. в двух направлениях под углом около 111°.

2. **Группа либетенита.** Ромб. → трик

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Либетенит $CuCu[PO_4]OH$	$D_{2h}^{12} - Pmnm$	8,45	8,10	5,91	4	3,9	4
Тарбутит $Zn_2[PO]_4OH$	$C_i^1 - P\bar{1}$	8,11	12,93	7,70	8	4,1	4

$\alpha = 89° 38′$ $\beta = 91° 29′$ $\gamma = 107° 41′$

Стр. Либетенит изоструктурен с андалузитом и адамитом. Координация атомов Cu — 5 и 6. Октаэдры $CuO_4(OH)_2$ связаны ребрами в колонки вдоль оси *c* и соединяются вместе PO_4-тетраэдрами и пятивершинниками CuO_4OH. Межатомные расстояния: $Cu-O_4OH = 2{,}07$ (3), 1,99; 1,96; $Cu-O_4(OH)_2 = 2{,}06$ (2), 2,01 (2); 2,39 (2); $P-O_4 = 1{,}61$; 1,58; 1,49 (2) (Walitzi, 1963). Структура тарбутита не изучена.

Хим. В составе либетенита P частично замещается As (до 2,3%).

Разновидности: AsO_4-либетенит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый до изометрического. Сп. либетенита по (100) и (010) несовершенная; у тарбутита сп. по второму пинакоиду совершенная.

3. **Группа псевдомалахита.** Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Псевдомалахит $Cu_5[PO_4]_2(OH)_4$	17,08	5,75	4,47	91° 07′	4,4	5—5,5

Стр. Структура псевдомалахита состоит из тетраэдров PO_4 и трех сортов искаженных Cu-октаэдров. Последние соединяются ребрами и образуют два типа параллельных цепочек, вытянутых вдоль оси *b*. Цепочки чередуются и, соприкасаясь общими ребрами, образуют слои параллельно (001). Эти слои скрепляются вместе PO_4-тетраэдрами, так что можно говорить лишь о субслоистости структуры минерала, как это подтверждается и отсутствием спайности по (001). Межатомные расстояния: $Cu_I-O_4(OH)_2 = 1{,}94$ (2); 2,69 (2) и 2,02 (2); $Cu_{II}-O_3(OH)_3 = 1{,}91$; 2,39; 2,70; 2,00 (3); $Cu_{III}-O_4(OH)_2 = 1{,}94$; 2,00; 2,36; 2,51 и 1,96 (2); $P-O_4 = 1{,}55$ (Ghose, 1963).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (010) средняя.

4. **Группа корнетита.** Ромб. $D_{2h}^{15} - Pbca$, $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Корнетит $Cu_3[PO_4](OH)_3$	10,88	14,08	7,12	4,1	5

Стр. Структура корнетита оказывается существенно отличной от структуры клиноклаза (несмотря на тождество их формул). Предварительное определение структуры (Fehlmaun, Ghose, Finney, 1964) показало, что в основе ее лежат цепочки из искаженных Cu-октаэдров (образующих звенья в виде Cu-димеров), связанных (как в эвхроите) в трехмерную постройку.

Хим. Состав постоянен (образцы из Катанги содержат изоморфную примесь Co).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. отсутствует.

5. **Группа триплита.** Мон. $C_{2h}^3 - I2/m$, $C_{2h}^5 - P2_1/a$.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Триплит $(Mn, Fe)_2[PO_4]F$	12,05—12,02	6,47—6,45	10,05—10,01	105°42′—~108°	8	3,8—3,9	5,5—6
Триплоидит $(Mn, Fe)_2[PO_4]OH$	12,26—12,12	13,38—13,16	9,90—9,73	108°04′—108°18′	16	3,7—3,8	5—5,5
Вагнерит $Mg_2[PO_4]F$	11,92	12,53	9,65	108°07′	16	3,2	5,5—6

Стр. Структуры минералов не изучены. Триплит отличается от триплоидита и вагнерита пространственной группой и в два раза меньшей величиной параметра *b*.

Хим. В составе триплита и триплоидита изоморфизм между Mn и Fe совершенный, что дает возможность выделить по два подвида для

каждого — *манганотриплит* и *ферротриплит*, *манганотриплоидит* и *ферротриплоидит*. Наиболее существенными изоморфными примесями являются: в триплите — Mg (до 17,4%), Ca (до 14,9%), OH (до 3%); в триплоидите — Mg (до 4,7%), Fe^{3+} (до 7,8%), Ca (до 2%), F (до 0,9%); в вагнерите — Ca (до 13,5%?), Fe (до 4,3%).

Разновидности: Mg-триплит, Ca-триплит, OH-триплит; Mg-триплоидит, Fe^{3+}-триплоидит; Ca-вагнерит.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый до изометрического. Сп. триплита по (001) и (010) средняя, по (100) несовершенная; сп. триплоидита и вагнерита по (100) и (120) средняя до несовершенной (у вагнерита).

6. Группа апатита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$, $Z = 2$ (1).

	a	*c*	Пл.	Тв.
Апатит $Ca_2Ca_3[PO_4]_3(OH, F)$	9,43—9,38	6,88—6,86	3,1—3,2	5,5—6
Хлорапатит $Ca_2Ca_3[PO_4]_3Cl$	9,54	6,86	3,2	5,25—5,75
Оксиапатит $Ca_4Ca_6[PO_4]_6O$	9,40	6,94	3,2	(5,5)
Карбонатапатит $Ca_4Ca_6[PO_4]_6CO_3$	9,36	6,90	3,1	(5,5)
Стронапатит $Sr_3Ca_2[PO_4]_3F$	9,63	7,22	3,8	(5—5,5)
Плюмапатит $Pb_2Pb_3[PO_4]_3OH$	(9,83)	(7,42)	(7,1)	(5)

Стр. В структуре апатита атомы Ca занимают два рода позиций: Ca_I — на тройных осях, Ca_{II} — в зеркальной плоскости симметрии (рис. 243). Координация Ca_I — 9O (точнее 6O + 3O), координация Ca_{II} — 6O + + 1F (или 6O + Cl). Отношение $Ca_I : Ca_{II} = 2 : 3$. Полиэдры Ca_I представляют собой несколько скрученные тригональные призмы с «центрированными» гранями (последние три расстояния заметно больше других), «стоящие» одна на другой (рис. 243, *а*). Полиэдры Ca_{II}, ближайшие

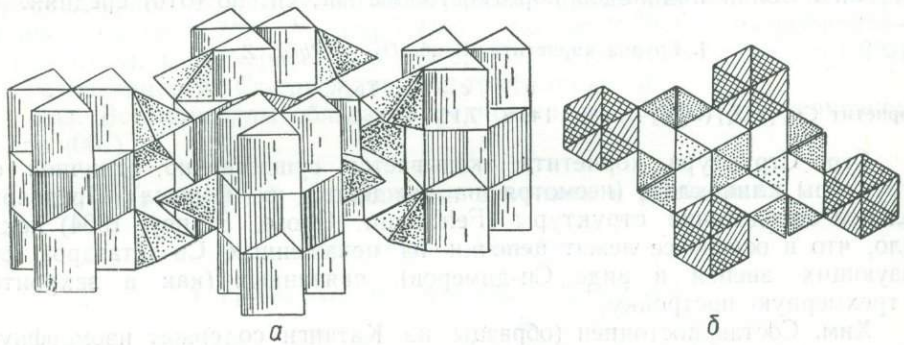


Рис. 243. Структура апатита в полиэдрическом изображении:
а — общий вид; *б* — проекция на базис (0001).

6 атомов которых (5O + F) также составляют вершины тригональной призмы, собраны в звездчатые тройники (рис. 243, *а* и *б*), соединяющиеся в колонки вдоль оси *c* ребрами. Колонки из двух сортов призм связываются PO_4-тетраэдрами. Атомы F, OH, Cl, O помещаются на оси звездчатых призм. В стронапатите атомы Sr и Ca упорядоченно размещаются по двум катионным позициям, что снижает напряжения в структуре и приводит к следующей его формуле: (Sr, Ca) (Sr_2Ca) $[PO_4]F$ и снижает симметрию до C_6^6—$P6_3$ (Борисов, Клевцова, 1964). Межатомные расстояния: в гидроксилапатите $Ca_I - O_9 = 2{,}42$ (3); 2,45 (3) и 2,80 (3); $Ca_{II} - O_6OH = 2{,}37$ (2); 2,51 (2); 2,36; 2,71 и 2,35; $P - O_4 = 1{,}52$ (Posner, Perloff, Diorio, 1958); в стронапатите $Sr - O_9 = 2{,}59$ (3); 2,48 (3) и 2,69(3); $Ca - O_9 = 2{,}39$ (3); 2,41 (3) и 3,03 (3); $Sr - O_6F = 2{,}64(6)$ и 2,39; $P - O_4 = 1{,}56$ (Клевцова, 1964).

Хим. Совершенный изоморфизм в апатите установлен, по-видимому, лишь для OH и F, в связи с чем выделяется два подвида — *гидроксилапатит* и *фторапатит*. Изоморфные примеси богаты и разнообразны благодаря замещению атомов как в катионной, так и в анионной части, чему способствует также различная координация атомов Ca в структуре и возможность удаления из структуры ионов F, OH (Cl) или, наоборот, замещения их ионами кислорода. Во фторапатите установлены изоморфные примеси *TR* (до 12%), Sr (до 11,5%), Y (до 10,6%), Mn (до 10%); Cl (до 2%), S^{6+} (до 12%), As^{5+} (до 25%), Si (до 11%); в гидроксилапатите — Mn (до 7,5%), Na (до 7,1%), K (до 3,7%), Al (до 3,7%); в хлорапатите — Mn (до 1,5%) и F (до 1,2%). Атомы *TR* и Sr часто замещают позиции Ca_{II}, а не Ca_I (Борисов и Клевцова, 1963). Радикалы PO_4 могут замещаться не только тетраэдрическими радикалами — AsO_4, SO_4, SiO_4, а также плоскими радикалами CO_3 (Белов, 1939) или $CO_3 + F$ (OH), но последние, конечно, в структурно различных позициях (Wihand, 1963). Соотношение $PO_4 : SiO_4$ достигает 1 : 1 (с соответствующим замещением Ca на Ce (Lindberg, Ingram, 1964).

Разновидности: *TR*-фторапатит, Sr-фторапатит, Y-фторапатит, Mn-фторапатит, SO_4-фторапатит, AsO_4-фторапатит, SiO_4-фторапатит; Mn-гидроксилапатит, Na-гидроксилапатит, K-гидроксилапатит и др.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (0001) и $(10\bar{1}0)$ несовершенная.

Подотдел II. Сложные.

1. Группа крандаллита. Триг. $D^5_{3d} - R\bar{3}m$, $Z = 1; 3$.

Подгруппа плюбогуммита

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Флоренсит $CeAl_3[PO_4]_2(OH)_6$	—	—	6,76	16,55	3,7	6—6,5
Вейлэндит $BiAl_3[PO_4]_2(OH)_6$	—	—	6,96	16,26	3,9	5—5,5
Плюмбогуммит $PbAl_3[PO_4]_2(OH)_5 H_2O$	—	—	—	—	4,1	5—5,5
Крандаллит $CaAl_3[PO_4]_2(OH)_5 H_2O$	6,72	62° 40′	6,99	16,13	2,9	5,5—6
Гойяцит $SrAl_3[PO_4]_2(OH)_5 H_2O$	6,83	61° 28′	6,98	16,54	3,3	5—5,5
Горсейксит $BaAl_3[PO_4]_2(OH)_5 H_2O$	—	—	—	—	3,2?	5
Лузунгит $SrFe_3[PO_4]_2(OH)_5 H_2O$	6,92	61° 12′	7,04	16,80	—	(4,5—5)

Подгруппа вудхаузита

Гинсдалит $PbAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	—	89° 40′	—	—	3,7	4,5—5
Вудхаузит $CaAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	6,76	62° 04′	6,97	16,30	3,0	5—5,5
Сванбергит $SrAl_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	6,90	60° 38′	6,97	16,80	3,2	5
Коркит $PbFe_3[PO_4][SO_4](OH)_6$	—	—	—	—	4,3	4—4,5

Стр. Структурный тип алунита (см. рис. 258); КЧ атомов 12 и 6. В подгруппе плюмбогумита 1/6 OH замещена H_2O. Пр. группа крандаллита $C^5_{3v} - R3m$. Изучены минералы неодинаково, так как некоторые встречены только в коллоидно-дисперсном состоянии. Для сванбергита и вудхаузита указываются следующие межатомные расстояния: Sr — (O, OH)$_{12}$ = 2,90; Al — (O, OH)$_6$ = 1,71 и 1,90; P — O_4 = 1,57; S — O_4 = 1,51; Ca — (O, OH)$_{12}$ = 2,74; Al — (O, OH)$_6$ = 1,88 и 1,93; P — O_4 = 1,55; S — O_4 = 1,53 (Pabst, 1947).

Хим. В составе минералов отмечаются довольно существенные изоморфные примеси: во флоренсите — La (2—3%) и Sr (до 9%), в вейлендите — Si (4,7%) и Ca (3%); в крандаллите — Sr (до 2,2%); в гойяците — Ce (до 14%), Ba (до 4%) и F (до 1,9%); в горсейксите — Ce (до 7%) и Ca (до 3,6%); в лазунгите — Pb (до 3,5%); в гинсдалите — Sr (до 3,1%);

в вудхаузите — Ba (до 1%); в сванбергите — Ca (до 3,3%); в корките — Cu (до 2,5%).

Разновидности: Sr-флоренсит; SiO_4-вейлэндит; Ce-гойяцит; Ce-горсейксит; Pb-лузунгит; Sr-гинсдалит, Cu-коркит.

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый до изометрического. Сп. по (0001) совершенная.

2. Группа дюфренита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Дюфренит $Fe_3Fe_6[PO_4]_4(OH)_{12}$	24,6	5,14	13,87	100° 25′	3,2	4—5
Эндрьюсит $(Fe; Cu)_3Fe_6[PO_4]_4(OH)_{12}$	—	—	—	—	3,5	4

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав дюфренита изменяется за счет окисления Fe^{2+}, в эндрьюсите отношение $Fe : Cu \approx 1 : 1$ довольно постоянно.

Физ. Встречаются в натечных формах с радиальнолучистым строением. Сп. в двух направлениях.

3. Группа рокбриджита. Ромб. $D_2^5 - B22_12$ (?), $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Рокбриджит $(Mn, Fe)Fe_4[PO_4]_3(OH)_5$	13,89—13,76	17,01—16,94	5,21—5,19	3,3—3,5	4,5—5
Цинрокбриджит $ZnFe_4[PO_4]_3(OH)_5$	13,97	16,88	5,19	3,5	4.5—5

Стр. Структура не изучена. Отмечается гомеотипия с уитлокитом (Keppler, 1963).

Хим. В рокбриджите проявляется совершенный изоморфизм Mn—Fe и выделяются два подвида — *манганорокбриджит* и *ферророкбриджит*. Примеси других изоморфных элементов несущественны, например Mg (до 2,2%). В цинрокбриджите Zn замещается Mn и Fe (по 2—3%).

Физ. Сп. по трем пинакоидам от совершенной до средней.

4. Группа лазулита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Лазулит $(Mg, Fe)Al_2[PO_4]_2(OH)_2$	7,16—7,15	7,26—7,31	7,24—7,25	120°40′—120°35′	3,1—3,4	6,5—6
Барбосалит $FeFe_2[PO_4]_2(OH)_2$	7,25	7,46	7,49	120°15′	3,6	(5,5)

Стр. В структуре минералов Mg, Fe-октаэдры связаны через общие ребра и грани с Al (Fe)-октаэдрами, образуя группы, которые сцеплены вершинами друг с другом и с PO_4-тетраэдрами. Средние межатомные $Mg — (O, OH)_6 = 2{,}03$; $Fe — (O, OH)_6 = 2{,}09$; $Al — (O, OH)_6 = 1{,}95$; $P — O_4 = 1{,}55$ (Katz, Lipscomb, 1951; Lindberg, Christ, 1959).

Хим. В связи с совершенным изоморфизмом Mg и Fe в лазулите выделяются два подвида — *магнезиолазулит* и *ферролазулит*. Среди изоморфных примесей отмечается Ca (до 3,5%), а в барбосалите Mn (2,8%).

Разновидности: Ca-лазулит, Mn-барбосалит.

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый до изометрического (дипирамидального габитуса). Сп. по (110) средняя.

5. Группа палермоита. Ромб. $D_{2h}^{25} - Immm$, $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	Пл	Тв.
Кирролит $Ca_3Al_2[PO_4]_3(OH)_3$	—	—	—	3,1	5,5—6,5
Тавистокит $Ca_3Al_2[PO_4]_2(OH)_6$	—	—	—	(3,0)	(5—6)
Палермоит $SrAl_2[PO_4]_2(OH)_2$	11,53	15,79	7,31	3,2	6

Стр. Палермоит изоструктурен с карминитом, хотя пр. группы у них разные (Strunz, 1960). Атомы Sr находятся в координации 8, а Al — в координации 6. Типичная островная структура с высокой плотностью упаковки электроположительных атомов. Кирролит и тавистокит не изучены.

Хим. В составе кирролита отмечается примесь Mn (2,2%); в палермоите, согласно анализу (Mrose, 1953), Li (и Na) преобладают над Sr, так что правильная его формула будет $Li_2SrAl_4[PO_4]_4(OH)_4$. Формула тавистокита у Дана (Dana, 1951) приведена ошибочная.

Физ. Облик индивидов тавистокита и палермоита столбчатый; сп. первого по (100), второго по (100) и (001) совершенная.

6. Группа бразилианита. Мон. $C_{2_h}^5 - P2_1/n$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Бразилианит $NaAl_3[PO_4]_2(OH)_4$	11,19	10,08	7,06	97° 22′	3,0	6
Лякруаксит $Na_4Ca_3MnAl_3[PO_4]_3(OH)_6F_3$	—	—	—	—	3,1	5

Стр. Структуры не изучены.

Физ. Облик индивидов столбчатый. Сп. в одном направлении совершенная или средняя.

7. Группа грифита. Куб. $O_h^{10} - Ia3d$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Грифит $Na_3CaMn_4Al_2[PO_4]_5(OH)_4$	12,28	3,4	6	Нет

Стр. Гомеоструктурен с гранатом, точнее с гибшитом $Ca_3Al_2[(SiO_4)_2(OH)_4]$ (McConnell, 1942), причем около 1/6 части PO_4-тетраэдров замещено $(OH)_4$. По-видимому, только половина атомов Mn имеет восьмерную координацию, другая же половина имеет октаэдрическую координацию и занимает эквивалентные Al позиции. Отсюда гранатоподобная формула грифита будет $(Na; Ca; Mn)_3(Mn; Al)_2[(PO_4); (OH)_4]_3$.

Хим. Атомы Mn^{2+} замещаются Fe^{2+} (до 11%), а Al — Fe^{3+} (до 7%); OH замещается F (до 3%).

Разновидности: Fe^{2+}-грифит; Fe^{3+}-грифит, F-грифит.

8. Группа беловита. Триг. $C_{3i}^1 - P\bar{3}$, $Z = 2$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Беловит $NaSr_3Ce[PO_4]_3OH$	9,63	7,22	4,2	5,5	$(10\bar{1}0)$ нс.

Стр. Структура в основных чертах соответствует структуре апатита, но отличается от нее по координации атомов и симметрии, которая понижена благодаря упорядоченному распределению различных атомов по разным позициям. Атомы Na находятся в координации 6 (тригональная призма), атомы Sr — в координации 7, а атомы Ce — в координации 9. Полиэдры NaO_6 и CeO_9 закономерно чередуются в вертикальных колонках. Межатомные расстояния: Na — O_6 = 2,48 (3) и 2,56 (3); Sr — O_6OH = = 2,41 (2); 2,62 (2); 2,73; 2,80 и 2,39 (восьмое расстояние — 2,92); Ce — — O_9 = 2,35 (3); 2,52 (3) и 2,60 (3); P — O_4 = 1,56 (1,50—1,62) (Клевцова, Борисов, 1964).

Хим. Состав изменчив (в узких пределах) в связи с разнообразием возможностей изоморфизма. Атомы Na и Sr замещаются Ca (до 5,2%), K и Mg (0,2—0,3%); Sr — Ba (до 1%), Ce — Th (до 1%) и P — S (до 1,2%).

Разновидности: Ca-беловит, SO_4-беловит.

9. Группа изокита. Мон. $C^6_{2h} - C2/c$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Изокит $CaMg[PO_4]F$	6,52	8,75	7,51	121° 28′	3,2	5,5—6

Стр. Изоструктурен с титанитом $CaTi[SiO_4]O$; КЧ Ca и Mg равны соответственно 7 и 6. Структура субслоистая.

Хим. Атомы Ca замещаются Sr (1,65%), Ba (0,2%) и TR (0,2%); атомы Mg — Fe (0,5%) и Mn (0,2%), атомы F — OH (0,5%).

Отдел В. Водные фосфаты без добавочных анионов

1. Группа рабдофанита. Гекс. → ромб., $Z = 3$; 6.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Рабдофанит $Ce(H_2O)[PO_4]$	$D^4_6 - P6_222$	7,06	—	6,44	4,0	(4,5—5)
Брокит $(Ca; Th)(H_2O)[PO_4]$	$D^4_6 - P6_222$	6,98	—	6,40	4,0	(5—5,5)
Нингьоит $(Ca; U)(H_2O)[PO_4]$	$D^1_2 - P222$	6,73	12,13	6,36	(4,1)	(5—5,5)
Смирновскит $Th_3(H_2O)_4[PO_4]_4$(?)	Тетр.	—	—	—	4,6	~5,5

Стр. В структуре рабдофанита атомы Ce находятся в координации 8 (рис. 224), причем восьмивершинники Ce так соединяются с PO_4-тетраэдрами, что параллельно оси *c* образуются открытые каналы, куда входят молекулы H_2O. Межатомные расстояния в рабдофаните: $Ce - O_8 = 2{,}34\,(4)$ и $2{,}65\,(4)$; $H_2O - O_8 = 2{,}93\,(4)$; $3{,}05\,(4)$; $P - O_4 = 1{,}56$ (Rose, Mooney, 1950). Параметры нингьоита даны для синтетического вещества (Seeliger, Strunz, 1965).

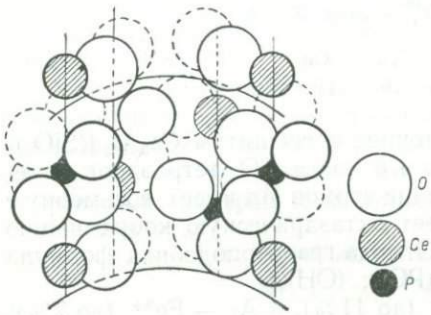


Рис. 244. Схема структуры рабдофанита.

Хим. В рабдофаните Ce замещается La (до 30%), Nd (до 20%), Y (до 8%), Ca (до 4%) и Th (до 4,4%), а P — соответственно Si (до 5—10%) и C (до 3,6%). В броките Ca замещается Y, а Th — Ce и Nd ($TR = 6{,}6\%$). В нингьоите примесь *TR* составляет 1,7%. В смирновските Th замещается *TR* (7,9%) и Ca (3,9%), а P — Si (6,5%). Легко подвержены изменению, благодаря чему сильно меняется состав.

Разновидности: La-рабдофанит, Nd, La-рабдофанит, Y-рабдофанит, Th-рабдофанит, SiO_4-рабдофанит, SiO_4-смирновскит.

3. Группа фосфоферрита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Шольцит $CaZn_2(H_2O)_2[PO_4]_2$	D^5_{2h}—*Pbmm*	17,14	22,19	6,61	12	(3,1)	(4)
Фосфоферрит $(Mn, Fe)_3(H_2O)_3[PO_4]_2$	D^7_{2h} — *Pcnm*	8,71—8,66	10,08—10,02	9,49—9,41	4	3,0—3,2	3,5—3,75

Стр. Структура шольцита не изучена. В структуре фосфоферрита атомы Mn (Fe) имеют координицию 6 ($4O + 2H_2O$), причем 4 атома O принадлежат четырем разным PO_4-тетраэдрам. Между собой Mn, Fe-октаэдры (их три сорта) соединяются частью через вершины, частью через ребра (структура субкаркасная). Средние межатомные расстояния: $Fe - O_4(H_2O)_2 = 2{,}24\,(4)$ и $2{,}20\,(2)$; $P - O_4 = 1{,}57$ (Flachsbart, 1963).

Хим. Изменения состава шольцита не изучены. В фосфоферрите благодаря совершенному изоморфизму между Mn и Fe выделяются два подвида — *манганофосфоферрит и феррофосфоферрит*. Остальные примеси несущественны, за исключением Fe^{3+}, которое получается за счет окисления части Fe^{2+} в манганофосфоферрите, но, по-видимому, без возникновения дефектов в структуре, поскольку одна из двух координирующих Fe молекул H_2O замещается OH, что компенсирует повышение заряда. Формула такого манганофосфоферрита (в прошлом — ландезита) следующая: $[Mn^{2+}_{1-x}(Fe^{3+}OH)_x]_3(H_2O)_{3-3x}[PO_4]_2$ (Moore, 1964).

Разновидности: Fe^{3+}-манганофосфоферрит.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. по (010) несовершенная

4. Группа гюролита. Мон. $C^4_{2h} - P2/c$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гюролит $H_2Mn_5(H_2O)_4[PO_4]_4$	17,42	9,12	9,50	96° 40′	3,2	3,75
Калькгюролит $CaMn_5(H_2O)_4[PO_4]_4$	—	—	—	—	—	(4)

Стр. Структура не изучена.

Хим. Атомы H замещаются Li (до 2,1%), а атомы $Mn - Fe^{2+}$ (до 11%) и Fe^{3+} (до 10%), в последнем случае с одновременным вытеснением H.

Разновидности: Li-гюролит, Fe^{2+}-гюролит, Fe^{3+}-гюролит.

Физ. Облик короткостолбчатый; сп. по (100) средняя.

5. Группа струвита. Ромб. → мон. → трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Ньюберит $HMg(H_2O)_3[PO_4]$	$D^{15}_{2h} - Pbca$	10,06	10,56	9,83	8	2,12	3,5—3,75
Фосрёслерит $HMg(H_2O)_7[PO_4]$	$C^6_{2h} - C2/c$	6,61	25,41	11,37	8	1,73	3
				β = 94° 56′			
Струвит $NH_4Mg(H_2O)_6[PO_4]$	$C^2_{2v} - Pmc\,2_1$	6,98	6,10	11,20	2	1,71	2—3
Шертелит $(NH_4)_2H_2Mg(H_2O)_4[PO_4]_2$	$D^{15}_{2h} - Pbca$	11,47	23,63	8,62	8	1,83	(2,5—3)
Стеркорит $NH_4NaH(H_2O)_8[PO_4]$	Не опр.	—	—	—	—	1,57	2
				β = 99° 18′			
Ханеит $(NH_4)_2H_4Mg_3(H_2O)_8[PO_4]_4$	$C^1_i - P\bar{1}$	7,70	11,51	6,70	1	2,03	(2,5)
		α = 76° 00′		β = 99° 08′		γ = 115° 08′	

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. Состав в основном постоянен. В струвите Mg замещается Fe (до 3,1%) и Mn (до 2%).

Физ. Облик индивидов в основном короткостолбчатый до изометрического и толстотаблитчатого. Сп. для фосрёслерита, шертелита и стеркорита не наблюдается; струвит и ханеит имеют среднюю сп. по (001), ньюберит — совершенную по (010).

Отдел Г. Водные фосфаты с добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа бераунита. Мон. → гекс.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Бераунит $Fe_3(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_3$	$C^6_{2h} - C2/c$	20,59	5,15	19,23	94° 06′	8	3,0	3,5—4
Какоксенит $Fe_4(H_2O)_{12}[PO_4]_3(OH)_3$	Не опр.	7,92	—	10,5	—	1	2,26	3—3,5
Тинтикит $Fe_3(H_2O)_3[PO_4]_2(OH)_3$	Ромб. (?)	—	—	—	—	—	~2,8	(3—3,5)

Стр. Структуры минералов не изучены; возможно, относятся к гетерогенным каркасным или субкаркасным структурам.

Хим. Атомы Fe замещаются Al (до 3—5%).

Физ. Облик индивидов бераунита таблитчатый, какоксенита — игольчатый. Сп. бераунита по (100) средняя, у какоксенита сп. нет.

2. Группа вавеллита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Вавеллит $Al_3(H_2O)_5[PO_4]_2(OH)_3$	D_{2h}^{16} — *Pcmn*	9,62	17,34	6,99	4	2,37	3,5—4
Флюеллит $Al_2(H_2O)_7[PO_4]F_3$	D_{2h}^{24} — *Fddd* (?)	11,42	21,18	8,54	8	2,13	3,5
Церулеолактит $Al_3(H_2O)_4[PO_4]_2(OH]_3$	Не уст.	—	—	—	—	2,57	4,5
Эвансит $Al_3(H_2O)_6[PO_4](OH)_6$	Не уст.	—	—	—	—	2,2	3,5—4

Стр. Структуры минералов не изучены; скорее всего они относятся к гетерогенным каркасным.

Хим. В составе вавеллита Al замещается Fe^{3+} (до 3,2%), а OH — F (до 2,8%). Примеси в коллоидно-дисперсных церулеолактите и эвансите нельзя с уверенностью считать изоморфными. В флюеллите F замещается OH (до 3,1%).

Физ. Облик индивидов вавеллита столбчатый, игольчатый; сп. по (110) совершенная, по (101) и (010) средняя.

3. Группа весейита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Весейит $(Zn; Cu)_3(H_2O)_2[PO_4](OH)_3$	9,84	10,17	7,48	103° 25′	3,4	3,75
Тагилит $Cu_2(H_2O)[PO_4]OH$ (?)	—	—	—	—	~3,5	3,5
Спенсерит $Zn_4(H_2O)_3[PO_4]_2(OH)_2$	—	—	—	116° 47′	3,1	3,5
Изоклазит $Ca_2(H_2O)_2[PO_4]OH$	—	—	—	—	2,92	(3)

Стр. Структуры не изучены.

Хим. В составе весейита соотношение Zn : Cu довольно постоянно и равно 2 : 3; P замещается As (до 10%). Состав остальных минералов постоянен.

Разновидности: AsO_4-весейит.

Физ. Сп. весейита по (001) и (110) средняя, спенсерита по (100) совершенная, по (010) и (001) средняя, изоклазита по (010) средняя.

Подотдел II. Сложные

1. Группа оувёрита. Ромб. → Мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Берманит $Mn_5Mn_8^{3+}(H_2O)_{15}[PO_4]_8(OH)_{10}$	Не опр.	6,26	8,94	19,65	—	1	2,83	3,75
Оувёрит $Ca_3Al_8(H_2O)_{15}[PO_4]_8(OH)_6$	D_{2h}^{21} — *Bmam*	14,78	18,78	7,13	—	2	2,47	3,5—4
Монтгомерит $Ca_4Al_5(H_2O)_{11}[PO_4]_6(OH)_5$	C_{2h}^6 — *C2/c*	10,01	24,15	6,26	91° 28′	2	2,51	4
Кальциоферрит $Ca_3Fe_3(H_2O)_8[PO_4]_4(OH)_3$	Гекс. (?)	—	—	—	—	—	2.53	3
Ксантоксенит $Ca_2Fe(H_2O)[PO_4]_2OH$	Мон. (?)	—	—	—	—	—	2,97	3

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. Отмечаются следующие изоморфные примеси: в берманите — Mg (2,4%), Fe^{3+} (3%); в кальциоферрите — Mg (2,7%), Al (2,9%); в ксантоксените — Mn (4,6%).

Физ. Облик индивидов берманита таблитчатый (по оси *c*), у остальных — досчатый или ножевидный, вытянутый по оси *c* и уплощенный по оси *b*. Сп. берманита по (001), у остальных по (010) совершенная.

2. Группа моринита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/m$ (?), $Z = 1$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Моринит $Na_2Ca_4Al_4(H_2O)_5[PO_4]_4O_2F_6$	9,46	10,69	5,45	105° 28′	2,94	4,5—5
Лейхиит $Na_2Ca_5Al_8(H_2O)_6[PO_4]_8(OH)_{12}$	—	—	—	—	2,89	5,5—6

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В морините Ca замещается Mn (2,4%), а в лейхиите Na — K (2,3%).

Физ. Облик индивидов досчатый; сп. моринита по (100) совершенная.

3. Группа уордита. Тетр. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Авелиноит $NaFe_3(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_4$	$D_4^4 - P4_12_12$	7,32	19,40	4	3,1	5—5,5
Уордит $NaAl_3(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_4$	$D_4^4 - P4_12_12$	7,04	18.88	4	2,87	5,5—6
Паллит $CaAl_3(H_2O)_2[PO_4]_2O(OH)_3$	Не опр.	7,0	19,2	4	(3,0)	(5,5—6)
Сузалит $Mg_3Al_4(H_2O)_2[PO_4]_4(OH)_6$	Мон. (?)	—	—	—	3,1	6—6,5

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В авелиноите Fe замещается Al (1,4%), в уордите Na — Ca (до 7%), в сузалите Mg — Fe (до 11,6%), а Al — Fe^{3+} (до 2,7%).

Разновидности: Ca-уордит; Fe-сузалит.

Физ. Облик индивидов первых трех минералов толстотаблитчатый по оси *c*, сп. по (001) совершенная. Сузалит шестоватый со сп. по двум направлениям.

4. Группа миньюлита. Ромб. → мон. $Z = 2; 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Миньюлит $KAl_2(H_2O)_4[PO_4]_2OH$	$C_{2v}^1 - Pmm2$	9,37	9,76	5,53	—	2,45	(4—4,5)
Лейкофосфит $KFe_2(H_2O)_2[PO_4]_2OH$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	9,76	9,65	9,70	102° 54′	2,92	(4,5)

Стр. Структуры минералов не изучены. Параметры лейкофосфита получены на искусственном соединении.

Хим. Состав миньюлита постоянен, в лейкофосфите Fe в существенном количестве (до 12,7%) замещается Al.

5. Группа рошерита. Мон. → ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Рошерит $CaMnFeBe_3(H_2O)_2[PO_4]_3(OH)_3$	$C_{2h}^6 - C2/c$	15,95	11,95	6,62	4	2,92	5
			β = 94° 50′				
Тсумебит $Pb_2Cu(H_2O)_3[PO_4](OH)_3$	Мон.	7,86	15,81	8,63	2	6,1	3,75
				β = 112°			
Самплеит $NaCaCu_5(H_2O)_5[PO_4]_4Cl$	Не опр.	9,72	38,48	9,67	8	3,2	4

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В рошерите отношение Ca : Mn : Fe довольно существенно изменяется в результате изоморфного замещения. В самплеите Na замещается K (1,5%).

Физ. Облик индивидов рошерита (по оси *c*) и самплеита (по оси *b*) таблитчатый. Сп. первого по (001) и (010) средняя, второго по (010) совершенная, а по (100) и (001) средняя. Тсумебит встречен в двойниках и тройниках; сп. не замечена.

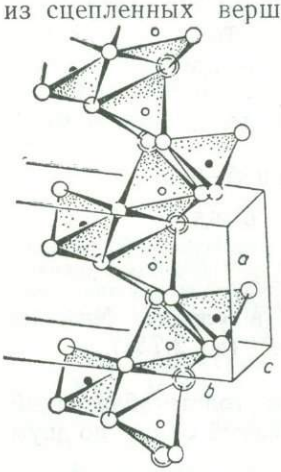
Подкласс 3. Цепные

Отдел А. Безводные

1. **Группа вяюрюненита.** Мон. $C_{2h}^5 - P2_{1/a}$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Вяюрюненит	$Mn\{Be[PO_4]OH\}$	5,41	14,49	4,73	102° 45′	3,2	5,5—6,5

Стр. Основу структуры составляют зигзагообразные цепи, состоящие из сцепленных вершинами тетраэдров $BeO_2(OH)_2$ и PO_4 и простирающиеся вдоль оси *a* (рис. 245). Эти цепи состава $[Be(PO_4)OH]_n^{2n-}$ связываются вместе атомами Mn, которые находятся в октаэдрической координации, причем два атома O и один OH принадлежат одной цепочке, а три остальных атома O — трем другим соседним цепочкам. Связь в цепи в среднем в два—три раза прочнее, чем между ними. Межатомные расстояния: $Mn - O_5OH = 2{,}17\,(5)$ и 2,37; $Be - O_2(OH)_2 = 1{,}64\,(2)$ и 1,66 (2); $P - O_4 = 1{,}54$ (Mrose, Appleman, 1962).



O O ◎ OH ○ Be ○ P

Рис. 245. Структура вяюрюненита:
цепочки составлены из тетраэдров PO_4 и $BeO_2(OH)_2$.

Хим. Атомы Mn замещаются Fe (4,6%), Ca (1,8%), Na (1,4%), K (1,1%) и Al (2,5%).

Физ. Облик индивидов досчатый; сп. по (001) средняя.

2. **Группа монетита.** Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Монетит	$Ca\{H[PO_4]\}$	6,90	6,65	7,00	96° 21′	103° 54′	88° 44′	2,93	3,75

Стр. В структуре цепной мотив создается за счет водородной связи; PO_4-тетраэдры соединяются через атомы H в изогнутые частью прерывистые цепочки, которые скрепляются атомами Ca, находящимися в координации 9. Межатомные расстояния: $Ca - O_9 = 2{,}38 - 2{,}82$; $H - O = 2{,}44 - 2{,}66$; $P - O_4 = 1{,}54$ (Jones, Kruickshank, 1961).

Физ. Облик индивидов толстотаблитчатый; сп. несовершенная.

Отдел Б. Водные

1. Группа мораэсита. Гекс. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Фейхиит $MnBe_2Fe_2^{3+}(H_2O)_6[PO_4]_4\,^1_\infty$	$D_6^4 - P6_222(?)$	9,43	—	16,00	3	2,67	—
Мораэсит $Be_2(H_2O)_4[PO_4]OH\,^1_\infty$	$C_{2h}^6 - C2/c(?)$	8,55	36,90	7,13 $\beta = 97°\,41'$	12	1,81	(3)
Глюцин $CaBe_4[PO_4]_2(OH)_4\,^1_\infty$	Не опр.	—	—	—	—	—	—
Уралолит $CaBe_3(H_2O)_4[PO_4]_2(OH)_2\,^1_\infty$	Не опр.	8,43	39,50	7,12 $\beta = 94°\,58'$	6	2,14	3

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к цепным на основании морфологии, свойств и общих кристаллохимических соображений. Близкий по составу к минералам этой группы рошерит обладает отличными свойствами и рассматривается в подклассе 2 (отдел Г, подотдел II).

Хим. Изоморфные замещения несущественны.

Физ. Облик индивидов шестоватый, игольчатый, волосовидный. Сп. фейхиита вдоль оси c $(10\bar{1}0)(?)$ совершенная, мораэсита по (010) и (001) (?) совершенная. Сп. глюцина и уралолита не выяснена (Григорьев, 1963, 1964).

2. Группа ладламита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Ладламит $Fe_2(H_2O)_2\{Fe(H_2O)_2[PO_4]_2\}\,^1_\infty$	9,25	4,65	10,45	100° 30′	3,2	3,75

Стр. В структуре имеется два типа Fe-октаэдров: $FeO_4(H_2O)_2$ и $FeO_3(H_2O)_3$. Октаэдры $FeO_4(H_2O)_2$ сочленяются по ребрам O—O с двумя тетраэдрами PO_4 в цепи, параллельные оси b. Между цепями помещаются атомы Fe_{II}, которые вместе с гидроксильно-водородными связями скрепляют эти цепочки одну с другой. Межатомные расстояния: $Fe_I - O_4(H_2O)_2 = 1{,}99\,(2)$; 2,06 (2) и 2,21 (2); $Fe_{II} - O_3(H_2O)_3 = 2{,}03\,(3)$ и 2,26 (3); $P - O_4 = 1{,}51$; 1,61 и 1,62 (2) (Ito, Mori, 1951).

Хим. Атомы Fe замещаются Mn (до 3,1%) и Mg (до 2,2%).

Физ. Индивиды толстотаблитчатые, уплощенные по оси c и вытянутые по оси b. Сп. по (001) совершенная, по (100) несовершенная.

3. Группа фэрфилдита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 1$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Фэрфилдит $Ca_2\{(Mn,Fe)(H_2O)_2[PO_4]_2\}\,^1_\infty$	5,78 $\alpha = 102°\,05'$	6,57 $\beta = 109°\,42'$	5,48 $\gamma = 90°\,06'$	3,0—3,1	3,75
Коллинсит $Ca_2\{Mg(H_2O)_2[PO_4]_2\}\,^1_\infty$	5,71 $\alpha = 96°\,48'$	6,73 $\beta = 107°\,17'$	5,39 $\gamma = 104°\,32'$	3,0	3,75

Стр. Минералы гомеоструктурны с розелитом и крёнкитом и изоструктурны с триклинорозелитом. Цепочки состава $\{(Mn, Fe)(H_2O)_2[PO_4]_2\}\,^1_\infty$ связываются атомами Ca в семерной координации (см. рис. 235).

Хим. В составе ферфилдита Mn и Fe обладают совершенным изоморфизмом, что дает два подвида — *манганофэрфилдит* и *феррофэрфилдит* (параметры ячейки относятся к первому). Примеси Mg и Na составляют 1—2%. В коллинсите Mg замещается Fe (до 7,3%).

Разновидности: Fe-коллинсит.

Физ. Облик индивидов столбчатый или досчатый. Сп. по (001) совершенная, по (010) средняя.

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа парсонсита. Трик. (?), пр. гр. не опр., $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Парсонсит	$Pb_2[(UO_2)(PO_4)_2]\frac{2}{\infty}$	(6,8)	(10,4)	6,8	5,7	3—3,5

Стр. Структура не изучена (изоструктурен с халимондитом). Отнесен к слоистым на основании морфологических данных и кристаллохимических соображений.

Хим. Состав изучен недостаточно. Формула выведена по данным К. Бигнана (Bignand, 1955).

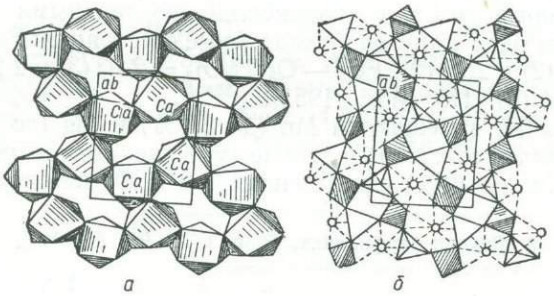
Физ. Облик индивидов таблитчатый, досчатый. Сп. не обнаруживается. Двуосный отрицательный.

Отдел Б. Безводные с добавочными анионами

1. Группа гердерита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 4$

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гердерит	$Ca\{Be[PO_4](OH, F)\}\frac{2}{\infty}$	9,82	7,70	4,81	90° 06′	3,0—3,1	5,5—6

Стр. Структура гердерита представлена бесконечными псевдотетрагональными слоями, перпендикулярными оси *c*, состоящими из тэтраэдров PO_4 и $BeO_3(OH, F)$ с различной ориентировкой (рис. 246, *б*), причем эти



а *б*

Рис. 246. Структура гердерита:
а — слои из восьмивершинников Ca, *б* — слои из Be- и P-тетраэдров.

тетраэдры образуют два разных типа колец — четырехугольные и восьмиугольные. Слои из тетраэдров удерживаются вместе атомами Ca в восьмерной координации, которые между собой также связаны в слои, состоящие из шестиугольных колец (рис. 246, *а*). Межатомные расстояния: $Ca—O_6F_2 = 2{,}50\,(6)$ и $2{,}65\,(2)$; $Be—O_3F = 1{,}62\,(3)$ и 1,67; $P—O_4 = 1{,}53$ (Павлов, Белов, 1959).

Хим. Между OH и F осуществляется совершенный изоморфизм, на основе которого выделяются два подвида — *гидроксилгердерит* и *фторгердерит*. Остальные примеси несущественны.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый или толстотаблитчатый по оси *c*. Сп. по (110) несовершенная; по базису (001) сп. не проявляется по причине неровности слоев из тетраэдров.

Отдел В. Водные без добавочных анионов

1. Группа урановых слюдок.

По особенностям строения и соответственно содержанию воды, часть которой имеет цеолитный характер, разделяются на три главные подгруппы: *торбернита* ($H_2O > 8$), *метаторбернита* ($8H_2O$) и *наурфосфиллита* ($3H_2O$).

Подгруппа торбернита. Тетр. $D_{4h}^{17} - I4/mmm$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Торбернит $Cu(H_2O)_8[UO_2(PO_4)]_2 \cdot nH_2O$ $\frac{2}{\infty}$	7,06	20,5	3,2	2—3
Отенит $Ca(H_2O)_8[UO_2(PO_4)]_2 \cdot nH_2O$ $\frac{2}{\infty}$	7,00	20,67	3,1	2—3

Подгруппа метаторбернита. Тетр. → псевдотетр. → ромб.

	Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Сабугалит $HAl(H_2O)_6[UO_2(PO_4)]_4$ $\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^{17} - I4/mmm$	6,96	19,30	1	3,2	2—3
Метаторбернит $Cu(H_2O)_8[UO_2(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	$C_{4h}^{3} - P4/n$	6,97	17,31	2	3,7	2—3
Бассетит $Fe(H_2O)_8[UO_2(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	Псевдотетр.	7,0	17,07	2	3,6	2—3
Фрицшеит $Mn(H_2O)_8[UO_2(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	Тетр. (?)	—	—	—	3,5	2—3
Пржевальскит $Pb(H_2O)_4[UO_2(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	Ромб.	—	—	—	—	2—3
Метаотенит $Ca(H_2O)_6[UO_2(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	$D_{4h}^{7} - P4/nmm$	6,99	8,44	1	3,6	2—3
Уранокиркит $Ba(H_2O)_8[UO_2(PO_4)]_4$ $\frac{1}{\infty}$	$D_{4}^{5} - P4_222$	6,98	16,85	2	4,1	2—3
Синкозит $Ca(H_2O)_5[UO(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	Тетр.	—	—	—	2,84	2—3

Подгруппа наурфосфиллита. Тетр. $D_{4h}^{7} - P4/nmm$, $Z = 1$.

	a	c	Пл.	Тв.
Метауранокиркит $Ba(H_2O)_6[UO_2(PO_4)]_2$ $\frac{2}{\infty}$	6,96	8,53	(4,4)	2—3
Наурфосфиллит $Na(H_2O)_3[UO_2(PO)_4]$ $\frac{2}{\infty}$ (натроотенит)	6,97	8,69	3,9	2—3
Метаанколеит $K(H_2O)_3[UO_2(PO_4)]$ $\frac{2}{\infty}$	6,99	8,89	3,9	2—3
Амурфосфиллит $NH_4(H_2O)_3[UO_2(PO)_4]$ $\frac{2}{\infty}$ (урамфит)	—	—	3,7	2—3
Оксурфосфиллит $H_3O(H_2O)_3[UO_2(PO_4)]$ $\frac{2}{\infty}$ (гидроген-отенит)	—	—	3,8	2—3

Подгруппа псевдоотенита. Мон. (?), $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Псевдоотенит $(H_3O)_2Ca(H_2O)_3[UO_2(PO_4)_2]$ $\frac{2}{\infty}$	6,96	6,96	12,90	—	3,3	2—3

Стр. Радикалы PO_4 и полиэдры $(UO_2)O_4$ связаны в тетрагональные гофрированные сетки состава $[UO_2(PO_4)]_n^{n-}$, простирающиеся параллельно базису (001) (см. рис. 236). Эти сетки удерживаются вместе главным образом гидроксильно-водородными связями молекул H_2O, расположенных между слоями по квадрату на двух уровнях. В минералах подгруппы метаторбернита центры половины квадратов заняты атомами Cu (и аналогами), которые связываются помимо четырех молекул H_2O еще с двумя атомами O уранильных групп (рис. 247). Минералы подгруппы торбер-

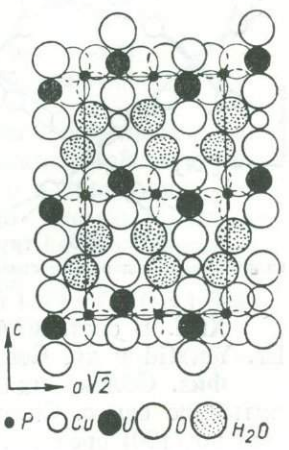


Рис. 247. Структура метаторбернита: расположение атомов Cu в межслоевом пространстве.

нита заключают дополнительные молекулы H_2O ($n = 2-4$), что увеличивает параметр c. В минералах подгруппы наурфосфиллита центры квадратов из молекул H_2O остаются свободными, а место одной из четырех молекул занимают атомы Ba, Na, K или группы NH_4 и H_3O, обладающие низкими значениями ЭО и, как правило, одновалентные. Межатомные расстояния в метаторберните: Cu — $(H_2O)_4O_2 = 1{,}91$ (4); 2,40 и 2,66; U — $O_2O_4 = 1{,}77$; 1,82 и 2,33 (4); P — $O_4 = 1{,}52$ (Ross, Evans, Appleman, 1964); в метаотените: Ca — $(H_2O)_4O_2 = 2{,}27$ (4) и 2,35 (2); U — $O_2O_4 = 1{,}79$; 1,99 и 2,32 (4); P — $O_4 = 1{,}47$ (Макаров, Иванов, 1960). Псевдоотенит, должно быть, моноклинный или триклинный (Сергеев, 1964); уранилфосфатный радикал у него, как у парсонсита.

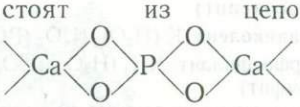
Хим. Состав минералов довольно постоянен; основной изоморфной примесью является As, содержание которого не превышает 3—4%. Во фрицшеите содержится V^{5+}. Состав псевдоотенита требует дополнительного изучения.

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый. Сп. по (001) совершенная; по (100) и (010) средняя.

2. Группа чёрчита. Мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Чёрчит $Y(H_2O)_2[PO_4]$	$C^6_{2h} - A2/a$	5,47	15,15	6,29	113° 24′	4	3,1	3—3,5
Брушит $HCa(H_2O)_2[PO_4]$	$C^3_2 - A2$	5,89	15,18	6,38	117° 28′	4	2,26	2,5—3
Ардилит $HCa_2(H_2O)_4[PO_4][SO_4]$	Не опр.	5,68	14,67	6,29	~113°	2	2,30	(2,5)

Стр. Чёрчит изоструктурен, а брушит и ардилит гомеоструктурны с гипсом. В изученном брушите гофрированные слои состава $Ca[PO_4]$, простирающиеся перпендикулярно оси b, состоят из цепочек



находящихся на разных уровнях и прочно связанных друг с другом через Ca—O ($d = 2{,}35$) (рис. 248). Слои оторочены молекулами H_2O, которые посредством гидроксильно-водородных связей (на рис. 248 показаны пунктиром) удерживаются вместе, являясь наиболее слабыми в структуре. Межатомные расстояния: Ca—$O_6(H_2O)_2$ = = 2,35(2); 2,44(2); 2,82(2); 2,54(2); P—$O_4 = 1{,}54$; O—$H_2O = 2{,}82$; O—H—O = = 2,63 (Beevers, 1958).

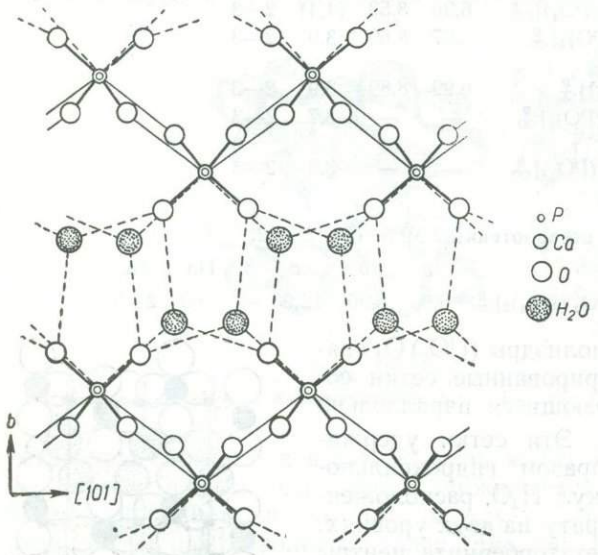


Рис. 248. Структура брушита, гидроксильно-водородные связи молекул H_2O показаны пунктиром

Хим. В составе чёрчита Y замещается Ca (до 5,4%), а также Dy, Er, Yb, Gd и др. Состав брушита и ардилита постоянен.

Физ. Облик индивидов таблитчатый (по оси b), ножевидный, вытянутый по оси c. Сп. по (010) весьма совершенная, по (001), а у чёрчита еще по (100) средняя.

3. Группа вивианита. Мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Вивианит	$C_{2h}^3 - C2/m$	10,08	13,43	4,70	2	2,71	2—3
$(Fe_{3-x}^{2+}, Fe_x^{3+})(H_2O)_{8-x}[PO_4]_2(OH)_x$ $\frac{2}{\infty}$		$\beta = 104°\,30'$					
Бобьерит $Mg_3(H_2O)_8[PO_4]_2$ $\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	9,97	27,71	4,65	4	2,17	2—3
		$\beta = 104°\,01'$					

Стр. В структуре вивианита имеется два сорта Fe-октаэдров — $FeO_2(H_2O)_4$ и $FeO_4(H_2O)_2$; последние по ребру O—O спарены (рис. 249). Одиночные и спаренные октаэдры связаны друг с другом тетраэдрами PO_4 в бесконечные неровные слои, параллельные (010), связанные друг с другом слабыми гидроксильными (H_2O—H_2O) связями. Межатомные расстояния: Fe—$O_2(H_2O)_4$ = 2,00(2) и 2,01(4); Fe—$O_4(H_2O)_2$ = 2,02(2); 2,01(2) и 2,02(2); P—O_4 = 1,64; H_2O—H_2O = 3,00 (Mori, Ito, 1950). Бобьерит имеет вдвое больший параметр b, чем у вивианита.

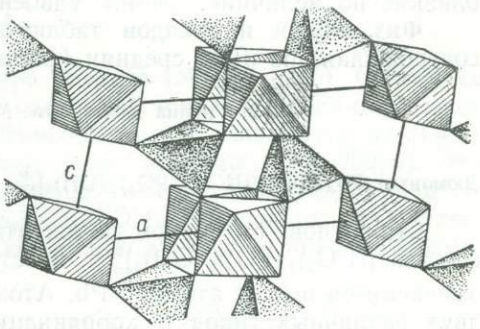


Рис. 249. Структура вивианита; связь полиэдров $FeO_2(H_2O)_4$ и PO_4 создает слои, параллельные плоскости (100).

Хим. Состав вивианита в процессе окисления изменяется непрерывно, причем Fe^{2+} изоморфно замещается Fe^{3+} с одновременной заменой (для компенсации валентностей) H_2O—OH. Доказанная идентичность структур всех продуктов окисления — так называемых керченитов (Гамидов, Мамедов, 1960) — позволяет выделить два подвида — *ферровивианит* и *феррививианит* (параметры известны лишь для первого). В качестве изоморфных примесей обнаруживаются Mn (до 2,6%) и Mg (до 1,9%). В бобьерите Mg замещается Fe (до 15%) и Mn (до 3%).

Разновидности: Mn-вивианит; Fe-бобьерит, Mn-бобьерит.

Физ. Облик индивидов досчатый, ножевидный, вытянутый по оси c и уплощенный по оси b. Сп. по (010) совершенная.

4. Группа таранакита. Триг. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, $Z = 6$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Таранакит $K_3H_6Al_5(H_2O)_8[PO_4]_8$ $\frac{2}{\infty}$	8,71	96,1	2,09	(2—2,5)
Инглишит $K_2Ca_4Al_8(H_2O)_9[PO_4]_8(OH)_{10}$ $\frac{2}{\infty}$	—	—	~2,65	2,5—3

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены в подкласс слоистых на основании морфологических данных, физических свойств и кристаллохимических соображений. Предполагается, что в таранаките слои состоят из атомов Al, PO_4-тетраэдров и, возможно, атомов K, между которыми помещаются молекулы воды. В элементарную ячейку, вероятно, входит шесть таких слоев (Smith, Brown, 1959).

Хим. В таранаките атомы K замещаются NH_4 (до 1%) и Ca (до 1,5%), Al—Fe (до 1,2%); в инглишите K замещает Na (1,6%).

Физ. Облик индивидов пластинчатый; у инглишита сп. по (001) совершенная.

Отдел Г. Водные с добавочными анионами

1. Группа фосфуранилита. Ромб. $D_{2h}^{1'} - Bmmb$, $Z = 6$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Кивуит $Th(H_2O)_8[(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_6]$ $\frac{2}{\infty}$	15,88	17,24	13,76	(4,5)	(2—3)
Ренардит $Pb(H_2O)_8[(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4]$ $\frac{2}{\infty}$	16,01	17,5	13,7	4,3	3—3,5
Фосфуранилит $Ca(H_2O)_8[(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4]$ $\frac{2}{\infty}$	15,85	17,72	13,76	4,1	2—3
Бергенит $Ba(H_2O)_8[(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4]$ $\frac{2}{\infty}$	16,2	17,7	13,9	4,2	(2—3)
Девиндтит $Pb_2(H_2O)_7[(UO_2)_4(PO_4)_3(OH)_3]$ $\frac{2}{\infty}$	16,00	17,62	13,66	5,0	(3—3,5)

Стр. Структура минералов не изучена, но судя по облику индивидов и параметрам ячейки близки к урановым слюдкам. Параметр *b* соответствует параметру *c* метаторбернита и его аналогов, а параметры *a* и *c*, близкие по величине, равны удвоенному параметру *a* метаторбернита.

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый. Сп. по (100) совершенная, по (010) средняя (фосфуранилит).

2. Группа дюмонтита. Мон. $C_{2h}^{2} - P2_1/m$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Дюмонтит $Pb(H_2O)_3[(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_2]$ $\frac{2}{\infty}$	8,16	16,73	7,02	110°	5,0	3,5

Стр. Основу структуры дюмонтита составляют уранилфосфатные слои состава $[(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_2]_n^{2n-}$, простирающиеся параллельно (100) и связывающиеся вместе атомами Pb. Атомы U занимают в структуре позиции двух различных типов с координацией 7 и 8 (Piret-Meunier, Leonard, Van Meersche, 1962).

Хим. Изменения состава изучены недостаточно. Большее содержание Pb в прежних формулах указывалось ошибочно.

Физ. Индивиды пластинчатого, ножевидного облика, вытянутые вдоль оси *c* и уплощенные вдоль оси *a*. Сп. по (100) средняя.

3. Группа клиновоксита — лауэита. Мон. → трик.

В этой группе проведено деление на подгруппы по сингониям и изменены (упорядочены) названия минеральных видов. Минеральные виды подгруппы клиновоксита отличаются удвоенным параметром *a* по сравнению с минеральными видами подгруппы лауэита, т. е. элементарная ячейка первых сдвойникована по оси *a*. Такое двойникование характерно для минеральных видов в каждой подгруппе: у штрунцита оно происходит по оси *b*, а у метавоксита и паралауэита — по оси *a*. Последние два минеральных вида близки по параметрам элементарной ячейки к клиновокситу и клинолауэиту, но имеют небольшое триклинное ее искажение, что требует (в соответствии с принципами систематики) отнесения их к подгруппе лауэита.

Подгруппа клиновоксита. Мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Клиновоксит (метавоксит) $Fe(H_2O)_4\{Al_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\} \cdot 2H_2O$ $\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^{5} - P2_1/c$	10,23	9,59	6,94	98° 02′	2	2,35	3,5
Клинолауэит (псевдолауэит) $Mn(H_2O)_4\{Fe_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\} \cdot 2H_2O$ $\frac{2}{\infty}$	Не опр.	9,57	7,45	10,16	104° 40′	2	2,46	3,5
Штрунцит $Mn(H_2O)_4\{Fe_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\} \cdot 2H_2O$ $\frac{2}{\infty}$	$C_{2h}^{6} - C2/c$	9,80	18,06	7,34	100° 10′	4	2,50	3,5

Подгруппа лауэита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 1; 2$.

	a	b	c	α	β	γ	Пл.	Тв.
Сиглоит	5,26	10,52	7,06	106° 58′	111° 30′	69° 30′	2,35	3,5
$Fe^{3+}(H_2O)_4\{Al_2(H_2O)_2[PO_4]_2O(OH)\}\cdot 2H_2O$ $\frac{2}{m}$								
Воксит (паравоксит)	5,24	10,54	6,97	107° 32′	110° 23′	72° 09′	2,38	3,5
$Fe(H_2O)_4\{Al_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O$ $\frac{2}{m}$								
Лауэит	5,28	10,66	7,14	107° 55′	110° 59′	71° 07′	2,49	3,5
$Mn(H_2O)_4\{Fe_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O$ $\frac{2}{m}$								
Гордонит	5,26	10,51	6,98	109° 27′	110° 58′	71° 41′	2,23	3,75
$Mg(H_2O)_4\{Al_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O$ $\frac{2}{m}$								
Метавоксит (воксит)	9,09	11,57	6,15	98° 52′	92° 22′	107° 43′	2,52	3,75
$Fe(H_2O)_4\{Al_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot H_2O$ $\frac{2}{m}$								
Паралауэит (стьюартит)	10,46	10,77	7,25	90° 35′	109° 58′	71° 21′	2,50	3,5
$Mn(H_2O)_4\{Fe_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}\cdot 2H_2O$ $\frac{2}{m}$								

Стр. Детально изучена структура лауэита (Mooge, 1965). Основу ее составляют цепочки, параллельные оси c, состоящие из Fe-октаэдров, связанных друг с другом общими OH-вершинами и дополнительно скрепляемые, через кислородные вершины, P-тетраэдрами (рис. 250, *б*). Эти цепочки в направлении оси a связываются теми же P-тетраэдрами в гетерогенные слои состава $\{Fe_2(H_2O)_2[PO_4]_2(OH)_2\}^{2-}$, параллельные плоскости (010) (рис. 250, *а*). Слои удерживаются вместе Mn-октаэдрами,

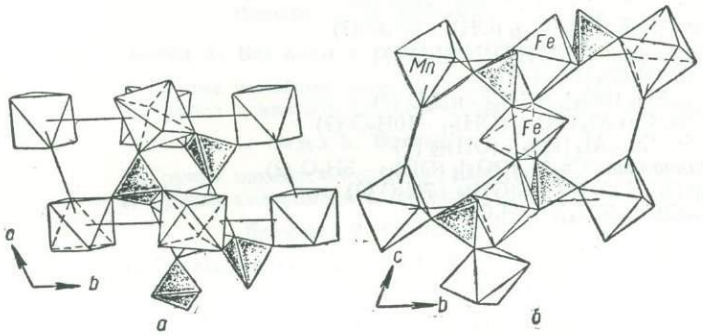


Рис. 250. Структура лауэита:

а — проекция на плоскость (001), из которой виден слой состава $[Fe_2(H_2O)_2(PO_4)_2(OH)_2]^{2-}$, параллельный плоскости (010); *б* — проекция на плоскость (100), показывающая строение цепочек из Fe-октаэдров и P-тетраэдров, входящих в состав слоев.

связанными двумя противоположными кислородными вершинами с четвертыми (наружными) кислородными вершинами P-тетраэдров. Эти связи, расположенные значительно дальше друг от друга в структуре, наиболее слабые. Остальные четыре вершины каждого Mn-октаэдра остаются несвязанными и заняты молекулами H_2O. Кроме того, две молекулы H_2O (на формулу) имеют цеолитный характер и расположены в полостях структуры. Спайность по (010) у большинства мин. видов этой группы обусловлена слоистым мотивом, тогда как в их облике сказывается больше влияние отдельных цепочек. По типу сцепления полиэдров структуру минералов можно отнести также и к каркасной с зоной ослабленных связей, как это обнаруживается у пластинчатых цеолитов. Для штрунцита и паралауэита предполагается стереоизомеризм с лауэитом (Mooge, 1965). Межатомные расстояния: $Mn—O_2(H_2O)_4 = 2{,}08(2)$; 2,07(2); 2,19(2); $Fe—O_2(OH)_2(H_2O)_2 = 1{,}98(2)$; 1,95(2); 2,10(2); $P—O_4 = 1{,}53$.

Хим. Состав большинства минеральных видов в основном постоянен. Почти у всех обнаруживаются незначительные изоморфные примеси Mg и Ca, не превышающие 0,5 — 1%. Отмечаются также гетеровалентные замещения типа $R^{2+} \rightarrow R^{3+}$ и наоборот. Так, в воксите Fe^{2+} замещается Fe^{3+} (до 1,5%), а в метавоксите — Al (до 1%); в клиновоксите, наоборот, Al замещается Fe^{2+} (до 4%), а в гордоните — Mg (до 2%). Для штрунцита из разных месторождений обычно наблюдается колебание отношения Mn: Fe (Frondel, 1957). В составе сиглоита, образующегося за счет воксита, половина ионов OH замещена кислородом (Hurlbut, Honea, 1962) и, кроме того, обычно отмечается содержание Fe_4^{2+} (до 2—3%).

Физ. Облик индивидов столбчатый, шестоватый, игольчатый. Сп. отмечается лишь у сиглоита, воксита, лауэита и гордонита по (010) — совершенная. Отсутствие сп. у метавоксита и паралауэита сближает их в структурном отношении с минералами подгруппы клиновоксита, также не имеющими заметной спайности.

Недостаточно изученные и сомнительные

Азовскит $Fe_3^{3+}[PO_4](OH)_6$ (?)
Боливарит $Al_2[PO_4](OH)_3 \cdot H_2O$ (?)
Боржицкит $CaFe_4[PO_4]_2(OH)_8 \cdot 3H_2O$ (?)
Дельвоксит $Fe_2[PO_4](OH)_3 \cdot nH_2O$ (?)
Дитмарит $(NH_4)HMg_3(H_2O)_8[PO_4]_3$ (?)
Кингит $Al_3[PO_4]_2(OH)_3 \cdot 9H_2O$ (?)
Кобокобит $(Mn, Fe)_2Fe^{3+}[PO_4]_3(OH)_4 \cdot nH_2O$ (?)
Крыжановскит $MnFe_2[PO_4]_2(OH)_2 \cdot H_2O$ (?)
Митридатит $Ca_3Fe_4^{3+}[PO_4]_4(OH)_6 \cdot nH_2O$ (?)
Нагидрогенгифосфит $Na_2H[PO_4] \cdot H_2O$ (?)
Ричмондит $Al(H_2O)_4[PO_4]$ (?)
Ришеллит $Ca_3Fe_{10}[PO_4]_8(OH)_{12} \cdot nH_2O$ (?)
Розьерзит $(Pb, Cu)Al_5[PO_4]_2(OH)_{11} \cdot 10H_2O$ (?)
Соколовит $(Sr, Ca)_2Al_8[PO_4]_2(OH)_{22}$ (?)
Триклинокрандаллит $Ca_2Al_7[PO_4]_3(OH)_{16} \cdot 3H_2O$ (?)
Фушерит $Ca(Al, Fe)_4[PO_4]_2(OH)_8 \cdot 7H_2O$ (?)
Хенвудит $H_{10}CuAl_4[PO_4]_8 \cdot 6H_2O$ (?)

Класс VIII. Теллуриты и селениты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 7	
2	Класс 8. Теллуриты и селениты															O 11		
3																		
4		Ca 1					Mn 2	Fe 2	Co 1	Ni 1	Cu 3	Zn 1				Se 5		
5																Te 6		
6		Ba 1												Pb 3				
7					U 3													

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
						6	2			2	1

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа молибдоменита $Pb[SeO_3]$
2. Группа денингита $CaMn[Te_2O_5]_2$

Отдел Б. Водные

1. Группа макейита $Fe_2(H_2O)_2[TeO_3]_3$
2. Группа халькоменита $Cu(H_2O)_2[SeO_3]$

Подкласс 2. Слоистые

1. Группа моктецумита $Pb[UO_2(TeO_3)_2]$ $^2_\infty$
2. Группа гийменита $Ba[(UO_2)_3(SeO_3)_2(OH)_4] \cdot 3H_2O$ $^2_\infty$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Островные

В подклассе островных теллуритов и селенитов наряду с простыми (ортоселенитами) заключаются также двойные (диорто-) и сложные (орто-диорто-) теллуриты. Форма радикалов $[TeO_3]$ и $[SeO_3]$ пирамидальная, характерная для всех элементов *b*-подгруппы (начиная с 4-ой группы), выступающих с неполностью использованными валентными электронами в соединениях (с электронной оболочкой типа 18+2). Подкласс делится на отделы безводных и водных теллуритов и селенитов.

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа молибдоменита. Мон. $C_2^2 - P2_1$ или $C_{2h}^2 - P2_1/m$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Молибдоменит	$Pb[SeO_3]$	6,86	5,48	4,50	112° 45′	7,1	(2,5—3)

Стр. Структура не изучена. Аналогичные параметры получены также для синтетического продукта (Mandarino, 1965).

Вероятно, близок по типу структуры к баритокальциту, но отличается от последнего противоположным расположением осей b и c (необходимо поменять местами параметры b и c).

Физ. Облик индивидов пластинчатый, ножевидный. Сп. по (001) совершенная, по другому направлению (hol) средняя.

2. Группа денингита. Тетр. → мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Денингит $CaMn[Te_2O_5]_2$	$D_{4h}^{11} - P4_2/nbc$	8,82	—	13,04	—	5,1	4
Спировит $MnZn[Te_2O_5][TeO_3]$	$C_s^4 - Cc$ или $C_{2h}^6 - C2/c$	13,00	5,38	12,12	98°	5,0	3,75

Стр. Изучена структура денингита, представляющего собой диметателлурит. Атомы Ca находятся в восьмерной, а атомы Mn — в шестерной координации. Полиэдры CaO_8 и MnO_6 соединяются двумя общими ребрами и, чередуясь, образуют в направлении, параллельном оси c, бесконечные колонки (рис. 251, *а*). Эти колонки связываются вместе с помощью тригональных пирамид TeO_3, которые образуют сдвоенные тригональные диметателлуритные группы Te_2O_5. Если принять четвертые атомы O вокруг Te за координирующие ($d = 2{,}36$), то радикалы Te_2O_5 сольются в ленты из Te-полиэдров, параллельные оси c, что обусловливает спайность по базису. Межатомные расстояния: $Ca—O_8 = 2{,}42(4)$ и 2,46(4); $Mn—O_6 = 2{,}04(4)$ и 2,39(2); $Te—O_{3+1} = 1{,}84$; 1,87; 2,04 и 2,36 (Walitzi, 1964).

Хим. В денингите часть Ca замещается Mn; последний же (в октаэдрических позициях) изоморфно замещается Zn (2,6%) и Mg (0,2%); в спировите Mn замещается Ca (0,2%).

Разновидности: Zn-денингит.

Физ. Индивиды минералов имеют тонкотаблитчатый и пластинчатый облик. Сп. денингита по (001) совершенная.

Отдел Б. Водные

1. Группа макеийта. Тетр. → мон. (?).

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Макеийт $Fe_2(H_2O)_2[TeO_3]_3$	$D_{4h}^{20} - I4_1/acd$	11,72	—	14,98	9	4,9	5
Эммонсит $Fe_2(H_2O)_2[TeO_3]_3$	Не опр.	—	—	—	—	4,5	3

Стр. Кристаллографически изучен лишь макеийт (Frondel, Pough, 1944), но структура его не определялась.

Хим. Макеийт полностью химически не анализировался. Формула выведена на основе расчета величины Z и учета высокой твердости минерала. В составе эммонсита часть Te замещается Se (до 2%).

Физ. Индивиды макеийта короткостолбчатые до изометрических, без спайности. Эммонсит образует игольчатые и пластинчатые индивиды со сп. по трем направлениям (по одному из них сп. совершенная).

2. Группа халькоменита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Тейнеит $Cu(H_2O)_2[TeO_3]$	$D_2^4 - P2_12_12_1$	6,63	9,61	7,43	4	3,8	3
Халькоменит $Cu(H_2O)_2[SeO_3]$	$D_2^4 - P2_12_12_1$	6,66	9,12	7,37	4	3,4	2,5—3
Альфельдит $(Co, Ni)(H_2O)_2[SeO_3]$	Не уст.	—	—	—	—	3,4	(3)

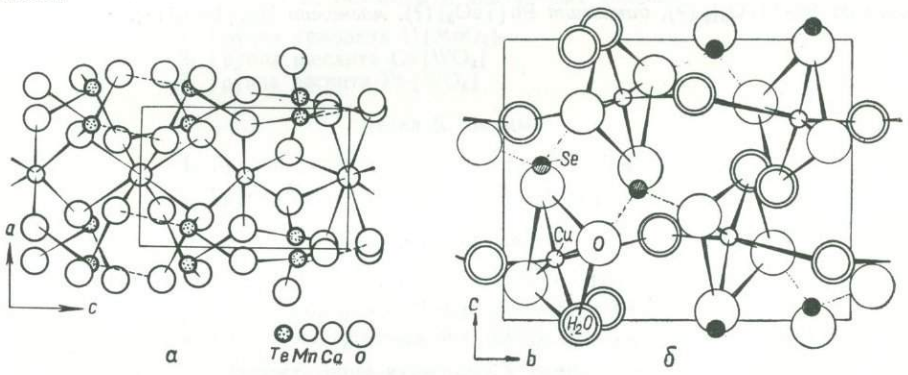
Стр. Структуры тейнеита и халькоменита тождественны. В халькомените атомы Cu имеют очень искаженную октаэдрическую координа-

цию, в которой три атома O и одна молекула H_2O расположены вокруг атомов Cu по квадрату и находятся на расстоянии 1,94—1,98 а две другие молекулы H_2O удалены на 2,27 и 3,21 (Gattow, 1958). Атомы Se обладают тройной пирамидальной координацией (Se—O = 1,72; 1,77 и 1,78), причем три атома O из окружения Cu принадлежат одновременно трем разным группам SeO_3 (рис. 251, *б*). Структура тейнеита аналогична структуре халькоменита (Zemann, Zemann, 1962). Расстояния в тригональной пирамиде TeO_3 составляют 1,81; 1,88 и 1,88. Расстояния в квадрате CuO_3H_2O находятся в пределах 1,79—1,98; две молекулы воды удалены на 2,35 и 3,30. В направлении [010] связи (за счет расположения в структуре молекул воды) несколько ослаблены, что проявляется в наличии соответствующей спайности. Структура альфельдита не изучалась, но, должно быть, близка к структуре предыдущих с небольшим моноклинным искажением элементарной ячейки, как у синтетического селенита $Zn(H_2O)_2[SeO_3]$, пр. гр. которого $C_{2h}^5 - P2_1/n$; $a = 6{,}45$; $b = 8{,}80$; $c = 7{,}65$; $\beta = 82°$, $Z = 4$ (Gladkova, Kondrashev, 1963).

Хим. В тейнеите часть Te замещается S (до 7% SO_3); состав халькоменита постоянен. В составе альфельдита, по-видимому, наблюдается непрерывный изоморфизм между Co и Ni (Gattow, Lieder, 1963), что позволяет выделить два подвида — *кобальтальфельдит* и *никельальфельдит*.

Разновидности: SO_3-тейнеит.

Физ. Тейнеит и халькоменит характеризуются столбчатым обликом, хотя и не вполне идентичным габитусом (Dana, 1951). Сп. по (010) сов. (для халькоменита спайность в справочниках не отмечается). Альфельдит образует очень мелкие призматические кристаллики; сп. не наблюдалась.



а б

Рис. 251. Структуры денингита и халькоменита:

а — структура денингита в проекции на плоскость (010), где точечным пунктиром показана четвертая координативная связь Te—O; *б* — структура халькоменита в проекции на плоскость (100).

Подкласс 2. Слоистые

В этом подклассе слоистый мотив (как и в аналогичных подклассах других классов) определяется специфической формой координации атомов урана, обусловливающей расположение координационных связей преимущественно в одной плоскости.

1. Группа моктецумита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 3$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Моктецумит $Pb[(UO_2)(TeO_3)_2]\cdot 2H_2O$	7,82	7,07	13,84	93° 38′	5,4	3,5

Стр. Структура не изучена; отнесен к слоистым на основании морфологических данных, спайности и кристаллохимических соображений. Вероятно, изоструктурен с псевдоотенитом (см. стр. 431).

Хим. Изменения состава изучены недостаточно.

Физ. Облик индивидов пластинчатый, досчатый; сп. по (100) совершенная. Двуосный отрицательный.

2. Группа гийменита. Ромб. → трик.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Гийменит	$D_{2h}^{7} - Pnc'm$ (?)	7,25	16,84	7,08	2	4,9	(3—3,5)
$Ba[(UO_2)_3(SeO_3)_2(OH)_4] \cdot 3H_2O$ $\frac{2}{\infty}$							
Демесмекерит	$C_i^1 - P\bar{1}$ или $C_1^1 - P1$	11,90	10,02	5,63	1	5,4	3,5—4
$Pb_2Cu_5[(UO_2)_2(SeO_3)_6(OH)_6] \cdot 2H_2O$ $\frac{2}{\infty}$		$\alpha = 89°\,50'$	$\beta = 100°\,20'$	$\gamma = 91°\,25'$			

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к слоистым по морфологическим особенностям, физическим свойствам и кристаллохимическим данным (в основе структур находятся уранил-селенитные сетки) (Pierrot, Toussaint, Verbeek, 1965; Cesbron, Bachet, Oosterbosch, 1965). Гийменит, очевидно, весьма близок по структуре к дюмониту (см. стр. 434).

Хим. Изучены недостаточно полно.

Физ. Индивиды минералов пластинчатого или досчатого облика. Сп. гийменита по (100) совершенная, по (010) средняя; у демесмекерита сп. не замечена.

Недостаточно изученные и сомнительные

Блэйкит $Fe_2[TeO_3]_3$ (?), *данхэмит* $Pb[TeO_3]$ (?), *магнолит* $Hg_2[TeO_3]$ (?).

Класс IX. Вольфраматы и молибдаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 8	
2	Класс 9. Вольфраматы и молибдаты															O 14		
3		Mg 1																
4		Ca 5						Fe 4			Cu 2				As 1			
5						Mo 9												
6						W 5								Pb 3				
7					U 4													

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
						7	2			3	2

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа урмолита $U[MoO_4]_2$
2. Группа шеелита $Ca[WO_4]$
3. Группа распита $Pb[WO_4]$

Отдел Б. Водные

1. Группа ферритунгстита $Ca_2Fe_2Fe_2^{3+}(H_2O)_9[WO_4]_7$
2. Группа бетпакдалита $CaFe_2^{3+}(H_2O)_{14}[As_2Mo_5O_{24}]$

Подкласс 2. Слоистые

1. Группа линдгренита $Cu_3[MoO_4]_2(OH)_2$ $^2_\infty$
2. Группа иригинита $U(H_2O)_3[MoO_4]_2(OH)_2$ $^2_\infty$
3. Группа магурмолита $Mg\{(UO_2)_2[MoO_4]_2(OH)_2\} \cdot 5H_2O$ $^2_\infty$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Островные

1. Группа урмолита. Ромб. (?), $Z = 1$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Урмолит	(седовит) $U[MoO_4]_2$	3,36	11,08	6,42	4,1	3,5

Стр. Структура не изучена; параметры определены по дебаеграмме. Возможно, относится к моноклинной сингонии (Скворцова, Сидоренко, 1965).

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Облик индивидов игольчатый; сп. по одному направлению (вдоль удлинения) средняя.

2. **Группа шеелита.** Тетр. $C_{4h}^6 - I4_1/a$, $Z = 4$.

	a	c	Пл.	Тв.
Шеелит $Ca[WO_4]$	5,25	11,40	6,1	5
Повеллит $Ca[MoO_4]$	5,24	11,46	4,2	4
Штольцит $Pb[WO_4]$	5,45	12,03	8,4	3—3,5
Вульфенит $Pb[MoO_4]$	5,42	12,10	6,9	3—3,5

Стр. Близки по структуре к циркону и ангидриту, но отличаются от них способом соединения друг с другом восьмивершинников CaO_8 или PbO_8 (Белов, 1947). Тетраэдры WO_4 и MoO_4 несколько «сплющенные» по вертикальной оси (рис. 252), имеют общие ребра с полиэдрами CaO_8 или PbO_8. Межатомные расстояния определены не вполне точно; для шеелита приводятся следующие данные: $W—O_4 = 1{,}80$; $Ca—O_8 = 2{,}79$ (*SB*—1,347). Напротив, в более поздней работе (Sillen, Nylander, 1943) указываются стандартные расстояния $Ca—O = 2{,}40$, характерные для шестерной кислородной координации Ca. Вычисление твердости шеелита по кристаллохимической формуле (Поваренных, 1963) свидетельствует о «нормальном» расстоянии $Ca—O_8 = 2{,}50$. Наиболее вероятные значения: $W—O_4 = 1{,}78$; $Ca—O_8 = 2{,}46$ (Burbank, 1965). Пространственная группа вульфенита уточнена А. Такахари (Takachari, 1957). Межатомные расстояния в вульфените: $Pb—O_8 = 2{,}61(4)$ и $2{,}63(4)$; $Mo—O_4 = 1{,}77$ (Leciejewicz, 1965).

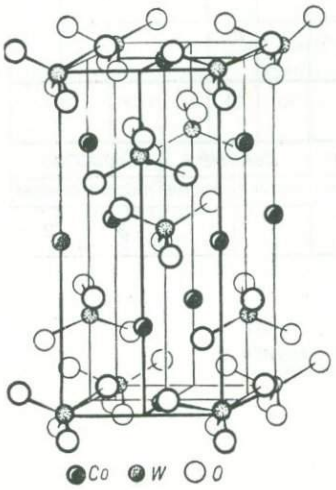


Рис. 252. Структура шеелита. Обращает на себя внимание приплюснутость тетраэдров WO_4 в направлении оси *c*.

Хим. Состав шеелита и повеллита изменчив преимущественно в связи с взаимным изоморфным замещением W и Mo. В шеелите отношение Mo : W достигает 1 : 1,4 (24% MoO_3), а в повеллите — 9 : 1 (до 10,3% WO_3). Кроме того, Ca в шеелите частично замещается Cu и TR. В вульфените Pb замещается Ca (до 6,9%; отношение Ca : Pb = = 1 : 1,7) и TR (до 2,2%), а Mo замещается W (до соотношения 1 : 1), V (до 1,3%) и U (до 11,6%). В штольците W замещается Mo (до 1,7%), а Pb замещается Ca (до 1%).

Разновидности и разности: MoO_4-шеелит, Cu-шеелит; WO_4-повеллит; U-вульфенит, WO_4-вульфенит, VO_4-вульфенит, Ca-вульфенит, (*TR*, WO_4)-вульфенит; MoO_4-штольцит, Ca-штольцит.

Физ. Образуют индивиды изометрического, реже таблитчатого (вульфенит) облика; сп. по трем направлениям несовершенная.

3. **Группа распита.** Мон. $C_{2h}^4 - P2/c$ (?), $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Распит $Pb[WO_4]$	5,58	5,0	13,64	107° 33′	8,5	3—3,5

Стр. Не изучена. Судя по параметрам ячейки и свойствам, видимо, близок по структуре к штольциту (псевдотетрагонален).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Образует толстотаблитчатые индивиды по (100); сп. по (100) совершенная.

Отдел Б. Водные

1. Группа ферритунгстита. Тетр. → ромб. (?).

	a	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Ферритунгстит $Ca_2Fe_2Fe_2^{3+}(H_2O)_9[WO_4]_7$ (?)	10,28	—	7,28	1	4,9	—
Ферримолибдит $Fe_2(H_2O)_8[MoO_4]_3$ (?)	—	—	—	—	3,1	1—2

Стр. Структуры не изучены. Пр. группа ферритунгстита не определена. Сингония ферримолибдита точно не установлена.

Хим. Изучены недостаточно. Ферритунгстит из разных месторождений существенно различен по составу (Burnol, Laurent, Pierrot, 1964).

Физ. Образуют скрытокристаллические агрегаты, состоящие из мельчайших индивидов. Облик индивидов ферритунгстита изометрический (тетрагональные дипирамиды размером 0,01—0,02 *мм*). Ферримолибдит образует иногда радиально-лучистые агрегаты.

2. Группа бетпакдалита. Мон., $C_{2h} - 2/m$ (?).

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Бетпакдалит $CaFe_2^{3+}(H_2O)_{14}[As_2Mo_5O_{24}]$	—	—	—	—	3,0	3,5

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав постоянен. Рассматривается как соединение, заключающее мышьяково-молибденовый комплексный радикал (Ермилова, Сендерова, 1961).

Физ. Индивиды изометрического или короткостолбчатого облика размером около 0,02 *мм*. Сп. не замечена.

Подкласс 2. Слоистые

1. Группа линдгренита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Линдгренит $Cu_3[MoO_4]_2(OH)_2$ $\frac{2}{\infty}$	5,61	14,06	5,40	98° 23′	4,3	5
Купритунгстит $Cu_2[WO_4](OH)_2$ $\frac{2}{\infty}$	—	—	—	—	(~5,6)	(5)

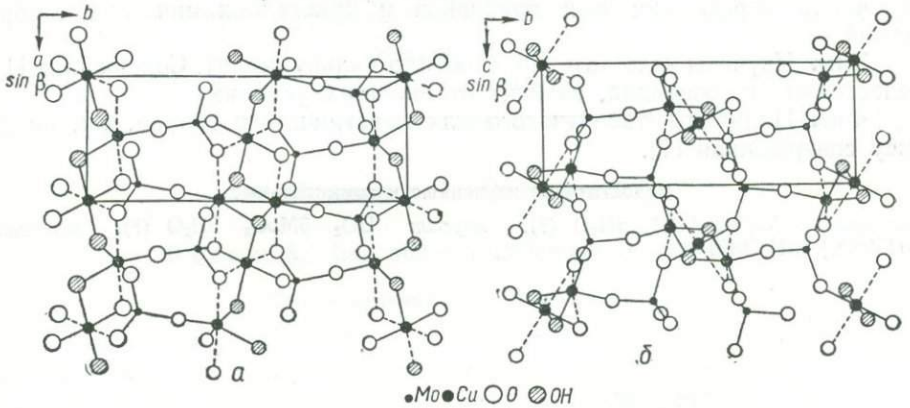


Рис. 253. Структура линдгренита:

а — проекция на плоскость (001); цепочки из Cu-октаэдров связаны тетраэдрами MoO_4 в слои; *б* — проекция на плоскость (100); слоистый мотив структуры проходит параллельно плоскости (010).

Стр. Изучена структура линдгренита (Calvert, Barnes, 1957). В структуре имеется два типа полиэдров — тетраэдры MoO_4 и октаэдры $CuO_4(OH)_2$. Последние, связываясь друг с другом ребрами, образуют цепочки, вытянутые вдоль оси *a* (рис. 253, *а*). Между собой цепочки соединяются

в трехмерную постройку с помощью тетраэдров MoO_4, которые образуют с Cu-октаэдрами общие вершины (рис. 253, *б*). Наиболее слабые связи проходят вдоль оси *b*, что обусловливает слоистость структуры параллельно (010). Межатомные расстояния: $Mo—O_4 = 1{,}74$; $Cu_I—O_4(OH)_2 = 2{,}46(2)$; 1,96(2) и 1,98(2); $Cu_{II}—O_4(OH)_2 = 1{,}92$; 2,36; 1,93; 2,45; 1,99 и 2,00.

Хим. Состав линдгренита постоянен. В купритунгстите отмечаются примеси Ca (до 4%) и Mg (до 0,7%).

Физ. Линдгренит образует таблитчатые или пластинчатые (досчатые) индивиды по (010); сп. совершенная в том же направлении. Купритунгстит встречен в сплошных массах и корочках.

2. Группа иригинита. Мон. Пр. гр. не опр., $Z = 3$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Иригинит $U[MoO_4]_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$ ☍	8,60	12,90	7,50	107° 40′	3,9	2,5—3

Стр. Структура не изучена. В связи с псевдогексагональностью ячейки высказывается предположение о близости структур линдгренита и иригинита и о существенном отличии структуры последнего от структурного типа урановых слюдок (Казицын, 1961).

Хим. Изучен недостаточно полно. Количество молекул воды, видимо, несколько варьирует (Stephenson, 1964).

Физ. Облик индивидов пластинчатый. Обладает совершенной сп. по (010), средней по (100) и несовершенной по (101).

3. Группа магурмолита. Мон. (?)

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Магурмолит	6,37	33,46	15,0	90°	—	—
$Mg\{(UO_2)_2[MoO_4]_2(OH)_2\} \cdot 5H_2O$ ☍						
Калькурмолит	—	—	—	—	—	—
$Ca\{(UO_2)_3[MoO_4]_3(OH)_2\} \cdot 8H_2O$ ☍						

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к слоистым на основании морфологических признаков и кристаллохимических соображений.

Хим. Изучены недостаточно, особенно калькурмолит. Содержание H_2O непостоянно и, очевидно, зависит от внешних условий.

Физ. Индивиды таблитчатого или пластинчатого облика. Сп. по базису совершенная (?).

Недостаточно изученные и сомнительные

Антуанит $Al[WO_4]OH \cdot nH_2O$ (?), *моурит* $UO_2 \cdot 5MoO_3 \cdot 5H_2O$ (?), *патераит* $Co[MoO_4] \cdot nH_2O$ (?).

Класс X. Хроматы и селенаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 2	
2	Класс 10. Хроматы и селенаты															O 11		
3														Si 1	P 1			
4	K 2	Ca 1				Cr 9					Cu 3				As 1	Se 2		
5																		
6														Pb 8				
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
						8	3				

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа крокоита $Pb[CrO_4]$
2. Группа тарапакаита $K_2[CrO_4]$
3. Группа лопецита $K_2[Cr_2O_7]$

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа вокеленита $Pb_2Cu[PO_4][CrO_4]OH$
2. Группа беллита $Pb_2Pb_3[SiO_4][CrO_4]_2O$
3. Группа феникохроита $Pb_2[CrO_4]O$
4. Группа шмайдерита $PbCu[SeO_4](OH)_2$

Отдел В. Водные

1. Группа иранита $Pb(H_2O)[CrO_4]$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа крокоита. Тетр. → мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Хроматит $Ca[CrO_4]$	$D_{4h}^{19} - I4_1/amd$	7,26	—	6,26	—	3,1	(3,75)
Крокоит $Pb[CrO_4]$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	7,12	7,43	6,79	102° 27′	6,1	3—3,5
Керстенит $Pb[SeO_4]$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	7,15	7,40	6,96	103° 16′	6,5	3,5

Стр. Хроматит изоструктурен с цирконом (КЧ Ca = 8), крокоит и керстенит изоструктурны с монацитом $CePO_4$ (КЧ Pb = 9). Параметры ячейки керстенита получены у искусственного $Pb[SeO_4]$ (Pistorius, 1962).

Хим. Хроматит не анализировался. Состав крокоита весьма постоянен; керстенит изучен недостаточно.

Физ. Облик индивидов крокоита и керстенита столбчатый, иногда игольчатый. У крокоита сп. по (110) средняя, у керстенита по удлинению несовершенная, у хроматита сп. не наблюдалась.

2. Группа тарапакаита. Ромб $D_{2h}^{16} - Pmcn$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Тарапакаит	$K_2[CrO_4]$	5,93	10,42	7,63	2,74	(2,5—3)

Стр. Изоструктурен с масканьитом $(NH_4)_2[SO_4]$ (*SB* — II, 446).

Хим. Изучен недостаточно.

Физ. Индивиды толстотаблитчатые. Сп. по (010) и (001) средняя.

3. Группа лопецита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Лопецит	$K_2[Cr_2O_7]$	7,52	13,43	7,39	98° 00′	90° 51′	96° 13′	2,69	2,5—3

Стр. Структура не изучена. Сдвоенные тетраэдры Cr_2O_7 аналогичны диортогруппам Si_2O_7, P_2O_7 и S_2O_7.

Хим. Исследовался лишь микрохимически.

Физ. Встречен в шаровидных агрегатах. Искусственные кристаллы короткостолбчатого облика по (001).

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами.

1. Группа вокеленита. Мон., $Z = 4$.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Вокеленит	$Pb_2Cu[PO_4][CrO_4]OH$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	13,68	5,83	9,53	93° 58′	5,8	3,5—3,75
Фурнесит	$Pb_2Cu[AsO_4][CrO_4]OH$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	8,11	5,88	17,56	110° 00′	6,3	(3,5)

Стр. В структуре фурнесита атомы Pb находятся в 9-ой, а атомы Cu — в 6-ой координации. Межатомные расстояния: Pb — O_9 = 2,35 — 3,03; Cu — O_6 = 1,97(4), 2,36 и 2,47; As — O_4 = 1,61; Cr — O_4 = 1,63 (Cocco, Fanfani, Zanazzi, 1966).

Хим. В вокелените и фурнесите соотношения Pb : Cu, а также соответственно $PO_4 : CrO_4$ и $AsO_4 : CrO_4$ не являются строго постоянными (Dana, 1951; Bariand, Herpin, 1962).

Физ. Вокеленит встречается в мелких клиновидных кристаллах, фурнесит — в индивидах столбчатого облика. Сп. нет.

2. Группа беллита. Гекс. $C_{6h}^2 - P6_3/m$, $Z = 2$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Беллит	$Pb_2Pb_3[SiO_4][CrO_4]_2O$	10,35	7,39	(6,6)	3,5

Стр. Тип апатита; КЧ Pb = 7 и 9. Параметры даны по работе Х. Штрунца (Strunz, 1958).

Хим. Состав требует уточнения. Атомы Pb замещаются Ag, а Cr^{6+} — As^{5+} (до 6,6%) (Dana, 1951).

3. Группа феникохроита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Феникохроит	$Pb_2[CrO_4]O$	13,90	5,68	7,12	95° 51′	(6,5)	3—3,5

Стр. Гомеоструктурен с ланаркитом $Pb_2[SO_4]O$.

Хим. Анализировался недостаточно. Формула дана по (P. Bariand, 1963).

Физ. Таблитчатые кристаллы. Сп. совершенная в одном направлении.

4. Группа шмайдерита. Мон.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Шмайдерит $PbCu[SeO_4](OH)_2$ (?	—	—	—	—	(5,6)	(2,5—3)

Стр. Изоструктурен с линаритом (Hey, 1963).
Хим. Изучен недостаточно.

Отдел В. Водные

1. Группа иранита. Трик $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 8$.

	a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Иранит $Pb(H_2O)[CrO_4]$	10,02	9,54	9,89	104° 30′	66°	108° 30′	(5,8)	(2,5—3)

Стр. Структура не изучена.
Хим. Состав определялся с помощью электронного микрозонда; требует полного химического анализа.
Физ. Мелкие кристаллики столбчатого облика.

Недостаточно изученные и сомнительные

Березовит $Pb_6[CrO_4]_3[CO_3]O_2$ (?).

Класс XI. Сульфаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 127	
2			Класс 11. Сульфаты											C 4	N 6	O 155	F 3	
3	Na 31	Mg 21											Al 17			S 155	Cl 4	
4	K 29	Ca 16			V 1		Mn 7	Fe 54	Co 3	Ni 3	Cu 25	Zn 6		Ge 2				
5		Sr 2		Zr 1							Ag 1							
6		Ba 1										Hg 1		Pb 11				
7					U 5													

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
				4		64	72	6	2	5	2

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа цинкосита $Zn[SO_4]$
2. Группа ангидрита $Ca[SO_4]$
3. Группа барита (Ba, Sr) $[SO_4]$
4. Группа тенардита $Na_2[SO_4]$
5. Группа арканита $K_2[SO_4]$

Подотдел II. Сложные

1. Группа явапаита $KFe[SO_4]_2$
2. Группа лангбейнита $K_2Mg_2[SO_4]_3$
3. Группа пальмьерита $K_2Pb[SO_4]_2$
4. Группа глауберита $Na_2Ca[SO_4]_2$

Отдел Б. С добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа долерофанита $CuCu[SO_4]O$
2. Группа брошантита $Cu_4[SO_4](OH)_6$
3. Группа шутеита $Hg_3[SO_4]O_2$
4. Группа ланаркита $Pb_2[SO_4]O$
5. Группа сульфогалита $Na_6[SO_4]_2ClF$

Подотдел II. Сложные

1. Группа линарита $PbCu[SO_4](OH)_2$
2. Группа алунита — ярозита $NaAl_3[SO_4](OH)]_6$ — $KFe_3[SO_4](OH)_6$
3. Группа хлоротионита $K_2Cu[SO_4]Cl_2$
4. Группа накалькхлорсульфита $Na_3Ca_2[SO_4]_3Cl$

Отдел В. С добавочными радикалами

1. Группа итоита $Pb_4[GeO_2(OH)_2][SO_4]_3$
2. Группа каледонита $Pb_5Cu_2[SO_4]_3[CO_3](OH)_6$
3. Группа бёркита $Na_6[SO_4]_2[CO_3]$

Отдел Г. Водные сульфаты без добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа бассанита $Ca_2(H_2O)[SO_4]_2$
2. Группа кизерита $Mg(H_2O)[SO_4]$
3. Группа циртетрагисита $Zr(H_2O)_4[SO_4]_2$
4. Группа халькантита $Cu(H_2O)_5[SO_4]$
5. Группа ретгерсита $Ni(H_2O)_6[SO_4]$
6. Группа эпсомита — мелантерита $Mg(H_2O)_7[SO_4] - Fe(H_2O)_7[SO_4]$
7. Группа кокимбита $Fe_2(H_2O)_9[SO_4]_3$
8. Группа мирабилита $Na_2(H_2O)_{10}[SO_4]$

Подотдел II. Сложные

1. Группа сингенита $K_2Ca(H_2O)[SO_4]_2$
2. Группа лейтонита $K_2Ca_2Cu(H_2O)_2[SO_4]_4$
3. Группа ферринатрита $Na_3Fe(H_2O)_3[SO_4]_2$
4. Группа леконтита $NH_4Na(H_2O)_2[SO_4]$
5. Группа астраханита $Na_2Mg(H_2O)_4[SO_4]_2$
6. Группа вольтаита $K_2Fe_5^{3+}Fe_4^{3+}(H_2O)_{18}[SO_4]_{12}$
7. Группа шёнита $K_2Mg(H_2O)_6[SO_4]_2$
8. Группа тамаругита $NaAl(H_2O)_6[SO_4]_2$
9. Группа рёмерита $FeFe_2^{3+}(H_2O)_{14}[SO_4]_4$
10. Группа мендоцита $NaAl(H_2O)_{11}[SO_4]_2$
11. Группа кальгисита $KAl(H_2O)_{12}[SO_4]_2$
12. Группа галотрихита $(Mg, Fe)Al_2(H_2O)_{22}[SO_4]_4$

Отдел Д. Водные сульфаты с добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа лангита $Cu_4(H_2O)[SO_4]OH$
2. Группа батлерита $Fe(H_2O)_2[SO_4]OH$
3. Группа фельшёбаньита $Al_4(H_2O)_5[SO_4](OH)_{10}$
4. Группа минасрагрита $V_2^{4+}(H_2O)_{15}[SO_4]_3(OH)_2$

Подотдел II. Сложные

1. Группа флейшерита $Pb_3Ge(H_2O)_4[SO_4]_2(OH)_4$
2. Группа сидеронатрита $Na_2Fe(H_2O)_3[SO_4]_2OH$
3. Группа метавольтина $K_5Fe_3(H_2O)_8[SO_4]_4(OH)_2$
4. Группа намагдигиогсита $NaMg(H_2O)_2[SO_4]OH$
5. Группа этрингита $Ca_6Al_2(H_2O)_{24}[SO_4]_3(OH)_{12}$
6. Группа копиапита $(Mg, Fe)Fe_4^{3+}(H_2O)_{20}[SO_4]_6(OH)_2$

Подкласс 2. Кольцевые

1. Группа магтетрагисита $Mg(H_2O)_4[SO_4]$

Подкласс 3. Цепные

1. Группа циппеита $(UO_2)_2[SO_4](OH)_2 \cdot 4H_2O\ {}^{1}_{\infty}$
2. Группа краузита $K\{Fe(H_2O)[SO_4]_2\}\ {}^{1}_{\infty}$
3. Группа крёнкита $Na_2\{Cu(H_2O)_2[SO_4]_2\}\ {}^{1}_{\infty}$
4. Группа меркаллита $K[HSO_4]\ {}^{1}_{\infty}$

Подкласс 4. Слоистые

1. Группа иоганнита $Cu\{(UO_2)_2[SO_4]_2(OH)_2\} \cdot 6H_2O\ {}^{2}_{\infty}$
2. Группа ромбоклаза $HFe[SO_4]_2 \cdot 4H_2O\ {}^{2}_{\infty}$
3. Группа накупригиогсита $Na\{Cu_2(H_2O)[SO_4]_2OH\}\ {}^{2}_{\infty}$
4. Группа гипса $Ca(H_2O)_2[SO_4]\ {}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел 1. Простые

1. Группа цинкосита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pnma$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Куприсит	$Cu[SO_4]$	8,39	6,69	4,83	3,7	3,75—4	Нет
Цинкосит	$Zn[SO_4]$	8,60	6,75	4,77	3,9	(4—4,5)	—

Стр. Минералы изоструктурны; в структуре куприсита почти правильные тетраэдры SO_4 связываются атомами Cu, находящимися в шестерной координации. Межатомные расстояния: в куприсите $Cu - O_6 = 1{,}87\,(2)$, $2{,}15\,(2)$, $2{,}36\,(2)$; $S - O_4 = 1{,}51$; в цинкосите: $Zn - O_6 = 1{,}95\,(2)$, $2{,}13\,(2)$, $2{,}35\,(2)$; $S - O_1 = 1{,}48$ (Kokkoros, Rentzeperis, 1958).

2. Группа ангидрита. Ромб. $D_{2h}^{17} - Cmcm$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Ангидрит	$Ca[SO_4]$	6,23	6,97	6,98	3,0	3,75

Стр. Структура псевдотетрагональная, состоит из правильных тетраэдров SO_4, связанных атомами Ca, находящимися в искаженной восьмерной координации (рис. 254). Каждый тетраэдр SO_4 связан с четырьмя Ca-полиэдрами одной вершиной и общим ребром с пятым и шестым полиэдром. Межатомные расстояния: $Ca - O_8 = 2{,}32\,(2)$, $2{,}43\,(2)$, $2{,}52\,(2)$, $2{,}58\,(2)$; $S - O_4 = 1{,}47\,(2)$ и $1{,}48\,(2)$ (Хёне, 1962). Почти тождественные величины найдены Г. Чендом и Д. Зусманом (Chend, Zussman, 1963).

Физ. Сп. по трем пинакоидам совершенная.

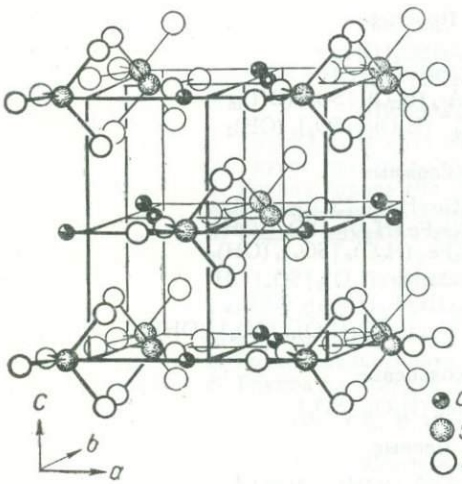


Рис. 254. Структура ангидрита (общий вид); из расположения атомов видно, что КЧ Ca равно 8.

3. Группа барита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pnma$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Англезит	$Pb[SO_4]$	8,47	5,39	6,95	6.4	3—3,5
Барит	$(Ba, Sr)[SO_4]$	8,87—8,38	5,44—5,35	7,15—6,87	4,5—4,0	3,5—3,75

Стр. Структуры минералов тождественны. Тетраэдры SO_4 связываются посредством атомов Pb (или Ba и Sr), находящихся в семерной координации относительно тетраэдров SO_4 (рис. 255, *а*) или в координации 12 по отношению к атомам кислорода (рис. 255, *б*). Межатомные расстояния определены более или менее точно лишь в последнее время, причем два из 12 расстояний в полиэдрах заметно больше остальных 10.

Эти расстояния следующие: в англезите $Pb - O_{12} = 2{,}63\,(4)$; $2{,}77\,(2)$; $2{,}93\,(2)$; $3{,}05\,(2)$ и $3{,}25\,(2)$ (среднее 2,88); $S - O_4 = 1{,}42$; $1{,}47$ и $1{,}48\,(2)$;

в стронциобарите $Sr-O_{12}=2{,}48$; 2,58; 2,65 (2); 2,66 (2); 2,99 (2) и 3,25 (2) (среднее 2,83); $S-O_4=1{,}53$; 1,55 и 1,50 (2); в бариобарите $Ba-O_{12}=$ $=2{,}76$; 2,78; 2,82 (2); 2,84 (2); 2,91 (2); 3,08 (2) и 3,30 (2) (среднее 2,95); $S-O_4=1{,}50$; 1,52; 1,48 (2) (Sahl, 1963; Garske, Peacor, 1965).

Хим. Состав англезита постоянен, отмечается незначительная примесь Ba. Для барита установлен совершенный изоморфизм между Ba и Sr (Dana, 1951), что позволяет выделить два подвида — *бариобарит* и *стронциобарит*. Отмечаются изоморфные примеси Ca (до 1,9%) и (для бариобарита) Pb (до 17,8%).

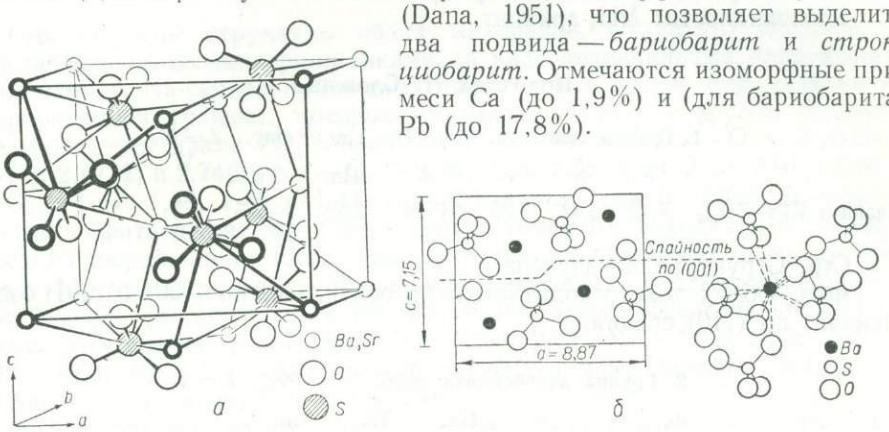


Рис. 255. Структура барита:
а — общий вид; *б* — схема координации атомов Ba и спайность в бариобарите.

Разновидности и разности: Ba-англезит, Ca-бариобарит, Ca-стронциобарит, Pb-бариобарит.

Физ. Облик толстотаблитчатый по (001) и короткостолбчатый; сп. по (001) и (210) совершенная.

4. Группа тенардита. Ромб. → гекс.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Тенардит $Na_2[SO_4]$	D_{2h}^{24} — *Fddd*	5,86	12,31	9,77	8	2,67	3—3,5
Гексатенардит $Na_2[SO_4]$	Не опр.	5,40	—	7,59	2	2,57	(3—3,5)

Стр. Структура тенардита представлена тетраэдрами SO_4, связанными атомами Na в октаэдрической координации (рис. 256). Межатомные расстояния: $Na-O_6=2{,}32$ (2), 2,44 (2) и 2,48 (2); $S-O_4=$ $=1{,}49$ (Zachariasen, Ziegler, 1931). Структура гексатенардита (устойчив при температуре выше 240° C) не изучена.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. по (010) и (101) совершенная.

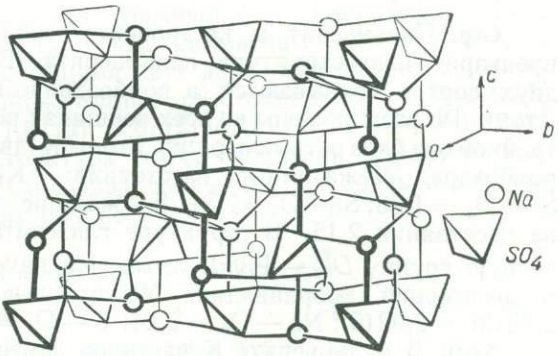


Рис. 256. Структура тенардита.

5. Группа арканита. Ромб. D_{2h}^{16} — *Pmcn*, $Z=4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Арканит $K_2[SO_4]$	5,77	10,07	7,47	2,70	(2,5—3)	(001) ср.
Масканьит $(NH_4)_2[SO_4]$	5,98	10,62	7,78	1,77	2,5—3	(010) и (001) ср.

Стр. Структуры минералов тождественны и представлены тетраэдрами SO_4, связанными атомами K (или группами NH_4), находящимися в двух разных позициях с КЧ 9 и 10. Межатомные расстояния: $K-O_9=2{,}68$; 2,71 (2); 2,77; 2,90 (2); 2,95; 3,07 (2); $K-O_{10}=2{,}72$; 2,89 (4); 3,06; 3,07 (2); 3,11 (2); $S-O_4=1{,}50$ (*SB* — II,86).

Хим. В арканите K может в существенном количестве замещаться NH_4.

Разновидности: NH_4-арканит.

Подотдел II. Сложные

1. Группа явапаита. Мон. Пр. гр. не опр., $Z=2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Явапаит $KFe[SO_4]_2$	8,12	5,14	7,82	94° 24′	2,92	3—3,5

Стр. Структура не изучена.

Физ. Облик толстотаблитчатый по оси *c*. Сп. по (100) и (001) совершенная, по (110) средняя.

2. Группа лангбейнита. Куб. T^4-P2_13, $Z=4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Лангбейнит $K_2Mg_2[SO_4]_3$	9,98	2,83	3,5—4	Нет
Манлангбейнит $K_2Mn_2[SO_4]_3$	10,03	3,0	(3,5)	Нет

Стр. В структуре минералов тетраэдры SO_4 связаны в кристаллическую постройку с помощью атомов K и Mg (Mn), находящихся соответственно в координации 12 и 6. Межатомные расстояния в лангбейните: $Mg-O_6=2{,}06$; $K-O_{12}=2{,}78-3{,}25$; $S-O_4=1{,}48$ (Zemann, Zemann, 1957).

3. Группа пальмьерита. Триг. $D_{3d}^5-R\bar{3}m$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	*Z*	Пл.	Тв.
Пальмьерит $K_2Pb[SO_4]_2$	7,56	42° 28′	5,58	20,67	1; 3	4,2	(3)
Кастронсит $K_2Sr[SO_4]_2$	—	—	5,46	20,70	3	3,3	(3—3,5)
Глазерит $K_3Na[SO_4]_2$	—	—	5,66	7,30	1	2,72	3

Стр. Пальмьерит и кастронсит, вероятно, изоструктурны. Изучена предварительно структура пальмьерита (Bellanca, 1946). Радикалы SO_4 двух сортов связываются в ромбоэдрическую ячейку атомами Pb и K. Атомы Pb расположены во всех вершинах ромбоэдра, атомы S находятся на тройной оси близ острых вершин, атомы K (двух сортов) расположены внутри ромбоэдра. Межатомные расстояния: $K_I-O_8=2{,}71$; $K_2-O_8=2{,}85$; $S_I-O_4=1{,}38$; $S_{II}-O_4=1{,}50$. Ближайшие триатома O окружают атомы Pb на расстоянии 2,15. В структуре глазерита, который имеет пространственную группу $D_{3d}^3-P\bar{3}ml$, атомы Na находятся в шестерной, а атомы K в десятерной координации. Межатомные расстояния: $K-O_{10}=2{,}78$; 2,69 (3) и 2,92 (6); $Na-O_6=2{,}44$; $S-O_4=1{,}41$ (3) и 1,60 (Bellanca, 1943).

Хим. В пальмьерите K частично замещается Na (до 2,6%), а в кастронсите отмечаются изоморфные (?) примеси Na и Ca. В глазерите часть K замещается Na; кроме того, обнаруживаются изоморфные примеси NH_4 (до 5,7%), Pb (до 2,3%) и Cu (до 2,2%).

Разновидности и разности: Na-пальмьерит, Na-глазерит, NH_4-глазерит, Pb-глазерит, Cu-глазерит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый по (0001). Сп. пальмьерита и кастронсита по базису совершенная; сп. глазерита по $(10\bar{1}0)$ средняя.

4. Группа глауберита. Мон.

		Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Глауберит	$Na_2Ca[SO_4]_2$	$C_{2h}^6 - C2/c$	10,16	8,33 $\beta = 112°10'$	8,55	4	2,81	3—3,5
Вантгофит	$Na_6Mg[SO_4]_4$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	9,80	9,22 $\beta = 113°30'$	8,20	2	2,69	3,5

Стр. Изучены структуры обоих минералов. Структура глауберита представлена Ca-восьмивершинниками (в виде неправильных квадратных антипризм) и Na-семивершинниками (октаэдры с одной пирамидальной центрированной гранью), которые связываются друг с другом общими ребрами и тетраэдрами SO_4. Межатомные расстояния: $Ca - O_8 = 2{,}36$ (2); 2,43 (2); 2,47 (2) и 2,74(2); $Na - O_7 = 2{,}80$; 2,34; 2,55; 2,49; 2,35; 2,61 и 2,68; $S - O_4 = 1{,}47$; 1,49; 1,46 и 1,47 (Cocco, Corazza, Sabelli, 1965). В структуре вантгофита атомы Mg и одна треть атомов Na находятся в октаэдрической координации, тогда как координация остальных двух третей атомов Na является менее правильной — это пяти- и семивершинники. Радикалы SO_4 расположены в структуре по закону гексагональной ПУ. Средние межатомные расстояния: $Na - O_5 = 2{,}41$; $Na - O_6 = 2{,}41$; $Na - O_7 = 2{,}53$; $Mg - O_6 = 2{,}08$; $S - O_4 = 1{,}48$ (Fischer, Hellner, 1964).

Хим. Состав минералов постоянен.

Физ. Облик индивидов глауберита толстотаблитчатый до столбчатого; индивиды вантгофита не наблюдались. Сп. глауберита по (001) совершенная, у вантгофита сп. отсутствует.

Отдел Б. С добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа долерофанита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.	Сп.
Долерофанит	$CuCu[SO_4]O$	9,36	6,31	7,63	122° 18′	4.2	3,5	$(\bar{1}01)$ сов.

Стр. В структуре долерофанита имеется два сорта атомов Cu в координации 5 и 6. Первый представлен тригональной дипирамидой CuO_5, второй — искаженным октаэдром $Cu^{[4+2]}O_6$. Добавочные атомы O входят в состав Cu-полиэдров, являясь общими для двух тригональных Cu-пирамид и одного Cu-октаэдра. Межатомные расстояния: $Cu - O_5 = 1{,}87$; 1,91; 2,01 и 2,14 (2); $Cu - O_6 = 1{,}87$ (2), 2,07 (2) и 2,52 (2); $S - O_4 = 1{,}47$ (3) и 1,51 (Flügel-Kahler, 1963). Структура имеет субцепной характер (как в андалузите) за счет цепочек Cu-октаэдров, вытянутых вдоль оси b, что находит отражение в столбчатом облике индивидов.

2. Группа брошантита. Ромб. → мон., $Z = 4$.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Антлерит	$Cu_3[SO_4](OH)_4$	$D_{2h}^{16} - Pnam$	8,23	11,98	6,05	—	3,9	3,75
Брошантит	$Cu_4[SO_4](OH)_6$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	13,08	9,85	6,02	103° 22′	4,1	3,75—4

Стр. В структуре антлерита атомы Cu двух типов с различной октаэдрической координацией. Одни атомы Cu окружены 4 группами OH (почти квадрат) и перпендикулярно к ней — группой OH и атомом O; другие атомы Cu окружены в плоскости тремя группами OH и одним атомом O

и двумя атомами O, лежащими в вершинах октаэдра. Межатомные расстояния: $Cu_1 - (OH)_4$ (OH) O = 1,97 (4), 2,32 и 2,56; $Cu_2 - (OH)_3 O_3$ = = 1,91 (2); 2,03; 2,05; 2,37 и 2,41 (Finney, Takahari, 1963).

В структуре брошантита атомы Cu имеют октаэдрическую координацию из четырех групп OH, лежащих в плоскости ($Cu - (OH)_4 = 2{,}0$), одного атома O и группы OH, находящихся в вершинах октаэдра ($Cu - O$ (OH) $\approx 2{,}3$ и 2,5). Октаэдры связаны общими ребрами и образуют субслоистый мотив параллельно (100) (Cocco, Mazzi, 1960).

Хим. Состав минералов постоянен.

Физ. Облик толстотаблитчатый до короткостолбчатого. Сп. антлерита по (010), брошантита по (100) совершенная.

3. Группа шутеита. Гекс. Пр. гр. не опр., $Z = 3$.

	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Шутеит $Hg_3 [SO_4] O_2$	7,07	10,05	8,4	~3,5	Нет (?)

Стр. Структура не изучена. Состав и формула определены на основе сравнения с искусственным соединением.

4. Группа ланаркита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.	Сп.
Ланаркит $Pb_2 [SO_4] O$	13,76	5,69	7,08	115° 48′	7,0	2,5—3	$(\bar{2}01)$ сов.

Стр. Структура изучена не очень детально. Атомы Pb находятся в четверной пирамидальной координации атомов O (как в плюмбоксите) и соединяются вместе радикалами SO_4 и добавочными атомами O. Последние окружены тетраэдрически атомами Pb. Расстояние $Pb - O_4 = 2{,}30$ (Binnie, 1951).

5. Группа сульфогалита. Куб. → триг.

	Пр. гр.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Сульфогалит $Na_6 [SO_4]_2 ClF$	$O_h^5 - Fm3m$	10,10	—	4	2,51	3,5
Гейлит $Na_3 [SO_4] F$	$D_{3d}^1 - P\bar{3}lm$	12,17	13,94	15	2,61	3,75
Парагейлит $Na_3 [SO_4] F$ (шайрерит)	$D_{3d}^1 - P\bar{3}lm$	12,17	19,29	21	2,63	3,75

Стр. Структура сульфогалита может быть выведена из структуры NaCl путем замещения $^1/_6$ атомов Cl атомами F и $^4/_6$ атомов Cl двумя радикалами SO_4 (рис. 257). Атомы Na сохраняют шестерную координацию из одного атома F, одного атома Cl и четырех атомов O. Межатомные расстояния: $Na - FO_4Cl = 2{,}28$; 2,42 (4) и 2,76; $S - O_4 = 1{,}51$ (Pabst, 1934). Структуры гейлита и парагейлита близки к структуре сульфогалита (Pabst, Sawyer, Switzer, 1963).

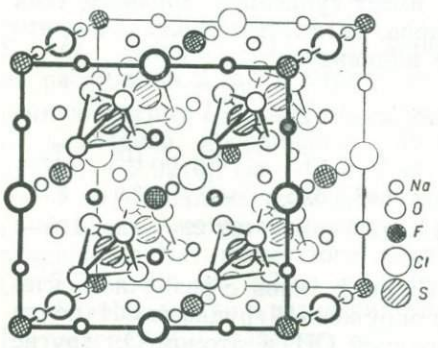


Рис. 257. Структура сульфогалита.

Хим. В гейлите и парагейлите F изоморфно замещается Cl (до 3,9% в гейлите и 3,6% в парагейлите).

Физ. Сп. не проявляется.

Подотдел II. Сложные

1. Группа линарита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/m$, $Z=2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Линарит $PbCu[SO_4](OH)_2$	9,81	5,65	4,70	104°42′	5,3	3

Стр. В структуре линарита атомы Pb имеют отчетливо выраженную тройную пирамидальную координацию из двух атомов O и одной группы OH; атомы Cu окружены четырьмя OH-группами (почти квадрат) и двумя атомами O, что дает искаженный октаэдр в виде тетрагональной дипирамиды. Октаэдры $Cu(OH)_4O_2$ соединяются OH-ребрами в цепи вдоль оси b (рис. 258, *а*). Межатомные расстояния: $Pb—O_2OH=2,44$ (2) и 2,38; $Cu—(OH)_4O_2=1,93$ (2), 1,98 (2) и 2,53 (2); $S—O_4=1,48$ (Bachman, Zemann, 1961).

Хим. Состав постоянен, изоморфные примеси Zn и Mg не превышают 1%.

Физ. Облик индивидов столбчатый (по оси b), сп. по (100) совершенная.

2. Группа алунита — ярозита. Триг. $C_{3v}^5 - R3m$ (плюмярозит $D_{3d}^5 - R3m$).

Поскольку непрерывный изоморфизм между Al и Fe в этой группе минералов не доказан (Brophy, Scott, Snellgrove, 1962), следует по составу выделить две подгруппы — алунита и ярозита.

Подгруппа алунита

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Осаризаваит $PbCuAl_2[SO_4]_2(OH)_6$	7,05	60°03′	7,05	17,25	1; 3	4,1	(4,5—5)
Алунит $KAl_3[SO_4]_2(OH)_6$	7,05	59°14′	7,01	17,38	1; 3	2,8	3,75—4,5
Натралунит $NaAl_3[SO_4]_2(OH)_6$	—	—	6,98	16,70	3	(2,8)	(4—4,5)

Подгруппа ярозита

Плюмярозит $PbFe_6[SO_4]_4(OH)_{12}$	11,97	35°05′	7,21	33,67	1; 3	3,7	(4—4,5)
Биверит $PbCuFe_2[SO_4]_2(OH)_6$	7,01	61°49′	7,20	16,94	1; 3	4,3	(4—4,5)
Аргярозит $AgFe_3[SO_4]_2(OH)_6$	6,88	63°21′	7,23	16,43	1; 3	3,8	(4,5)
Натярозит $NaFe_3[SO_4]_2(OH)_6$	6,85	63°23′	7,19	16,33	1; 3	3,3	3,5—4
Ярозит $KFe_3[SO_4]_2(OH)_6$	7,35	61°38′	7,21	17,03	1; 3	3,3	3—3,75
Амярозит $(NH_4)Fe_3[SO_4]_2(OH)_6$	7,04	61°38′	7,21	17,03	1; 3	3,1	(3—3,5)
Оксярозит $(H_3O)Fe_3[SO_4]_2(OH)_6$ (гидрониоярозит)	7,00	61°39′	7,17	16,73	1; 3	3,2	(3—3,75)

Стр. В структуре этих минералов крупные атомы (Na, K, Ag, Pb) имеют КЧ=12 (6O и 6OH), атомы Al и Fe (Cu) имеют октаэдрическую координацию из четырех групп OH и двух атомов O. На рис. 258, *б* изображена гексагональная ячейка алунита, из которой видно, что атомы K занимают вершины ромбоэдра. Средние межатомные расстояния: $K—O_6(OH)_6=2,82$ (6); 2,87 (6); $Al—(OH)_4O_2=1,86$ (4); 1,96 (2); $S—O_4=1,46$ (Rong Wang, Bradley, Steinfink, 1965). В структуре плюмярозита только половина позиций K занята атомами Pb, что, однако, мало сказывается на параметрах ячейки. Распределение OH-групп создает субслоистость в структуре параллельно базису.

Хим. Состав минеральных видов изменчив за счет изоморфных примесей. В осаризаваите Al замещается Fe (4,4%); в алуните Al замещается Fe (до 8%), а K—Na (до 4,6%, что составляет более 50% K+Na). В плюмярозите примеси составляют меньше 1%. В биверите Fe замещается Al (4%); в натярозите обнаруживаются примеси K (до 2,3%). В ярозите Fe замещается Al (до 18,9%), а K—Ca (до 6%) и Na (до 1,7%);

в амярозите найдено 1,6% K. В оксярозите оксоний замещается частично K и Na.

Разновидности: Fe-осаризаваит, Fe-алунит, Na-алунит, Al-биверит, K-натярозит, Al-ярозит, Ca-ярозит, Na-ярозит, K-амярозит.

Физ. Облик индивидов изометрический до толстотаблитчатого. Сп. по (0001) средняя.

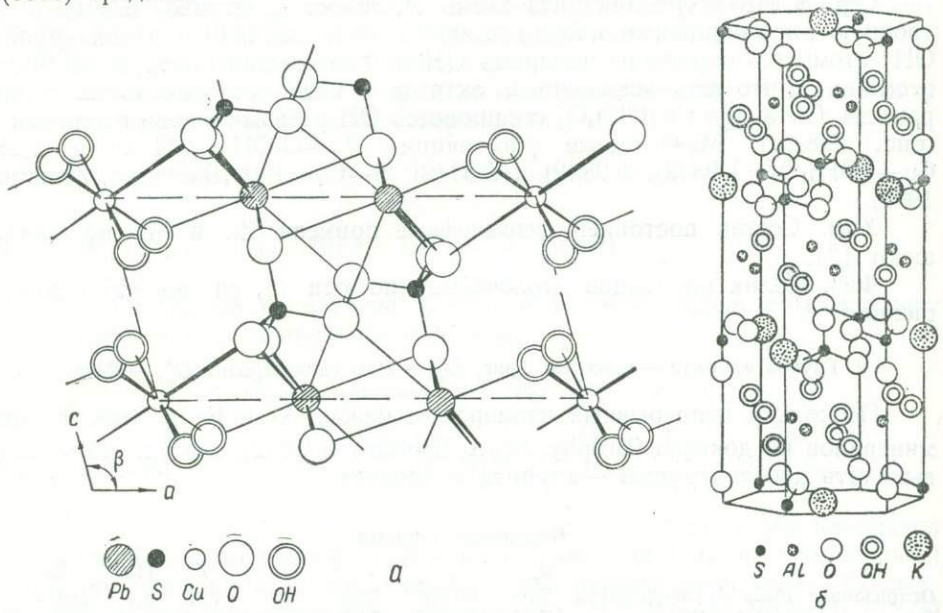


Рис. 258. Структуры линарита и алунита:
а — структура линарита в проекции на плоскость (010); *б* — структура алунита (общий вид).

3. Группа хлоротионита. Ромб. D_{2h}^{16}—*Pcmn* (?), $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Хлоротионит $K_2Cu[SO_4]Cl_2$	6,12	7,71	16,15	2,67	3

Стр. Структура не изучена. Параметры определены на искусственных кристаллах; ориентировка пространственной группы с точностью не определена.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов и сп. не установлены.

4. Группа накалькхлорсита. Гекс. C_{2h}^2 — $P6_3/m$ (?), Z=2.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Накалькхлорсит $Na_3Ca_2[SO_4]_3Cl$ (сульфатапатит)	9,56	6,77	(2,93)	(4—4,5)
Караколит $Na_3Pb_2[SO_4]_3Cl$	9,81	7,14	5,0	4,5

Стр. Структурный тип апатита, в котором 3/5 позиций Ca (Pb) заняты атомами Na (КЧ=7), что компенсирует меньший заряд радикала $[SO_4]$ по сравнению с $[PO_4]$; атомы Ca (Pb), вероятно, занимают позиции с координацией 9 (Seeliger, Berdesinski, 1956). Параметры караколита даны В. Шнайдером (Schneider, 1965).

Отдел В. С добавочными радикалами

1. **Группа итоита.** Ромб. D_{2h}^{16}—$Pnma$ (?), $Z = 1$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Итоит $Pb_4[GeO_2(OH)_2][SO_4]_3$	8,47	5,38	6,94	6,6	—

Стр. Изоструктурен с англезитом, причем тетраэдры $[GeO_2(OH)_2]$ замещают в структуре часть тетраэдров SO_4 в отношении $[SO_4] : [GeO_2(OH)_2] = 3:1$, а не 2:1 (Frondel, Strunz, 1960), так как последнее не согласуется с величиной Z, если в формуле показывать целочисленные коэффициенты атомов.

Хим. Минерал количественно не анализировался.

Физ. Облик микроиндивидов шестоватый, игольчатый; сп. не обнаружена.

2. **Группа каледонита.** Ромб. D_{2h}^{13}—$Pnmm$, $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Каледонит $Pb_5Cu_2[SO_4]_3[CO_3](OH)_6$	7,15	21,10	6,56	5,7	3—3,5

Стр. Структура не изучена.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (010) совершенная.

3. **Группа бёркита.** Ромб.→гекс.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Бёркит $Na_6[SO_4]_2CO_3$	D_{2h}^{13}—$Pmnm$	5,17	27,26	21,18	12	2,57	3,75
Ганксит $KNa_{22}[SO_4]_9[CO_3]_2Cl$	C_{6h}^{2}—$P6_3/m$	10,48	—	21,22	2	2,57	3,5—3,75

Стр. Структуры не изучены; ганксит, возможно, близок по строению к апатиту.

Отдел Г. Водные сульфаты без добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. **Группа бассанита.** Мон. Пр. гр. не опр., $Z = 6$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Бассанит $Ca_2(H_2O)[SO_4]_2$	6,85	11,88	12,60	~90°	2,73	—

Стр. Структура не изучена. Судя по игольчатому облику индивидов, возможно, относится к цепным сульфатам. Сингония и параметры по данным Гея (Gay, 1965).

2. **Группа кизерита.** Мон. C_{2h}^{6} — $A2/a$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Пуатвенит $Cu(H_2O)[SO_4]$	7,64	7,43	7,18	116° 09′	3,2	3,5—3,75
Ганингит $Zn(H_2O)[SO_4]$	7,57	7,59	6,95	115° 56′	3,3	(3,75—4)
Кизерит $Mg(H_2O)[SO_4]$	7,52	7,69	6,89	116° 06′	2,57	3,75
Смольникит $Fe(H_2O)[SO_4]$	7,62	7,47	7,12	115° 52′	3,1	3—3,5
Смикит $Mn(H_2O)[SO_4]$	—	—	—	—	3,1	(2,5—3)
Зандерит $Mg(H_2O)_2[SO_4]$	—	—	—	—	—	(3,5)
Бонаттит $Cu(H_2O)_3[SO_4]$	5,59	13,03	7,37	97° 06′	2,62	(3—3,5)

Стр. Изучена структура кизерита. Атомы Mg находятся в шестерной координации из четырех атомов O и двух H_2O. Межатомные расстояния в кизерите: $Mg—O_4(H_2O)_2 = 2{,}08$; $S—O_4 = 1{,}49$ (Leonhardt, Weiss, 1955).

Хим. В пуатвените Cu замещается Fe (18%) и Zn (3,7%), в ганингите Zn—Mn (3%), а в смольниките Fe—Cu (до 20%) и Mg (до 10,5%).

Разновидности: Fe-пуатвенит; Mn-ганингит, Cu-смольникит, Mg-смольникит.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. отмечается только у кизерита по (110) и (111) совершенная.

3. Группа циртетрагисита. Ромб. $D_{2h}^{24} - Fddd$, $Z = 1$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Циртетрагисит (циркосульфат)	$Zr(H_2O)_4[SO_4]_2$	25,92	11,62	5,53	2,83	3—3,5

Стр. Структура не определена. Параметры приведены для аналогичного искусственного соединения (Капустин, 1965).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. не замечена.

4. Группа халькантита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	α	β	γ	Пл.	Тв.
Халькантит $Cu(H_2O)_5[SO_4]$	6,12	10,69	5,96	97° 35′	107° 10′	77° 33′	2,28	3
Магпентагисит $Mg(H_2O)_5[SO_4]$ (пентагидрит)	—	—	—	—	—	—	1,72	(3)
Сидеротил $Fe(H_2O)_5[SO_4]$	6,26	10,59	6,05	92° 08′	110° 10′	77° 05′	2,20	2,5—3

Стр. Минералы изоструктурны. Изучено строение халькантита, в котором атомы Cu октаэдрически окружены $4H_2O$ и двумя O. Пятая молекула H_2O играет буферную роль; она тетраэдрически связана с двумя H_2O из Cu-октаэдра и двумя O из разных радикалов SO_4. Средние межатомные расстояния: $Cu—(H_2O)_4O_2 = 1,96$ (4); 2,41 (2); $S—O_4 = 1,48$ (Bacon, 1962). Параметры сидеротила даны для разновидности, содержащей около 14% CuO (Jambor, Trail, 1963).

Хим. В магпентагисите Mg существенно замещается Cu (до 12,4%), Zn (до 5,6%), и Mn (до 1,4%). В сидеротиле Fe замещается Cu (14%).

Разновидности: Cu-магпентагисит, Zn-магпентагисит, Mn-магпентагисит; Cu-сидеротил.

5. Группа ретгерсита. Тетр.→ мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Ретгерсит $Ni(H_2O)_6[SO_4]$	$D_4^4 - P4_12_12$	6,79	—	18,28	—	4	2,07	3
Цингексагисит $Zn(H_2O)_6[SO_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	—	—	—	98° 30′	—	2,07	3
Кобгексагисит (мурхаузит) $Co(H_2O)_6[SO_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	10,03	7,23	24,26	98° 22′	8	2,01	(2,5—3)
Фергексагисит (феррогексагидрит) $Fe(H_2O)_6[SO_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	—	—	—	—	—	—	(2,5—3)
Маггексагисит (гексагидрит) $Mg(H_2O)_6[SO_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	10,11	7,21	24,41	98° 30′	8	1,72	(2,5—3)
Никгексагисит (никельгексагидрат) $Ni(H_2O)_6[SO_4]$	$C_{2h}^6 - C2/c$	—	—	—	—	—	(2,05)	(2,5—3)

Стр. В структурах этих минералов, хотя они принадлежат к разным сингониям, атомы двухвалентных элементов октаэдрически окружены H_2O, которые удерживаются с радикалами SO_4 гидроксильно-водородными связями. Межатомные расстояния: в маггексагисите—$Mg—(H_2O)_6 = 2,06$;

S—O_4 = 1,49; в ретгерсите — Ni—$(H_2O)_6$ = 2,04; S—O_4 = 1,52 (Zalkin, Ruben, Templeton,1964), в кобгексагисите Co—$(H_2O)_6$ = 2,11; S—O_4 = 1,46; O—H...O = 2,79 (Zalkin, Ruben, Templeton, 1962).

Хим. В ретгерсите Ni замещается Fe (до 3,5%) и Mg (до 2,8%); в цинкгексагисите Zn замещается Fe (до 8,8%). Феррогексагисит почти без примесей обнаружен в терригенных отложениях Татарии (Власов, Кузнецов, 1962). В никгексагисите Ni замещается Mg (до 3,9%), Fe (до 6,4%) и Cu (до 2,1%)

Разновидности: Fe, Mg-ретгерсит, Fe-цинкгексагисит, Fe, Mg-цинкгексагисит, Ni, Mn-кобгексагисит; Mg, Fe-никгексагисит.

6. Группа эпсомита — мелантерита. Ромб.→мон.

Подгруппа эпсомита. Ромб. $D_2^4 - P2_12_12_1$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Моренозит Ni $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	11,8	12,0	6,81	1,95	2,5
Госларит Zn $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	11,87	12,11	6,84	1,98	2,5
Эпсомит Mg $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	11,87	12,00	6,86	1,68	2,5
Таурисцит Fe $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	—	—	—	(1,88)	(2,5)
Фаузерит Mn $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	—	—	—	(1,85)	(2,5)

Стр. В структуре минералов помимо октаэдров $R^{2+}(H_2O)_6$ имеются буферные молекулы H_2O, которые связаны с $3H_2O$ этих октаэдров и атомом O радикала SO_4. Средние межатомные расстояния в моренозите: Ni—$(H_2O)_6$ = 2,03; S—O_4 = 1,52 (Beevers, Schwartz, 1935); в эпсомите: Mg—$(H_2O)_6$ = 2,07; S—O_4 = 1,47 (Baur, 1964).

Хим. Состав изменчив благодаря изоморфизму. Отмечаются следующие примеси: в моренозите—Mg (до 7,65%); в гослари́те—Cu (до 6,7%), Mg (до 6,9%), Fe (до 6,4%), Mn (до 6,5%); в эпсомите—Ni (до 12%), Mn (до 4,3%), Fe (до 7,8%), Zn (до 2,8%), Co (до 1,1%); в фаузерите—Mg (до 5,2%) и Zn (до 5,1%).

Разновидности: Mg-моренозит; Cu-госларит, Mg-госларит, Fe-госларит, Mn-госларит; Ni-эпсомит; Fe-эпсомит, Mn-эпсомит, Zn-эпсомит, Co-эпсомит; Zn-фаузерит, Mg-фаузерит.

Подгруппа мелантерита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Биберит Co $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	14,13	6,55	11,00	105° 05′	1,96	2,5
Мелантерит Fe $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	14,07	6,50	11,04	105° 35′	1,90	2,5
Маллардит Mn $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	—	—	—	104° 51′	1,85	2,5
Бутит Cu $(H_2O)_7$ $[SO_4]$	—	—	—	105° 36′	~2 10	2,5

Стр. В принципе характер структуры аналогичен ромбическим гептагидратам. Отличие заключается в том, что в структуре (на примере мелантерита) имеются два сорта октаэдров Fe $(H_2O)_6$ с несколько отличными размерами. Молекулы буферной воды связаны только с одним из них. Средние межатомные расстояния в биберите: Co—$(H_2O)_6$ = 2,13; S—O_1 = 1,46 (Zalkin, Ruben, Templeton, 1962); в мелантерите: Fe_I—$(H_2O)_6$ = = 2,12; Fe_{II}—$(H_2O)_6$ = 2,13; S—O_1 = 1,47 (Baur, 1964).

Хим. В составе минералов отмечаются следующие примеси: в биберите — Mg (до 3,9%); в мелантерите — Cu (до 18,8%), Zn (до 8.9%), Mg (до 7,45%), Mn (до 1,9%); в маллардите — Ca (0,7%).

Разновидности: Mg-биберит; Cu-мелантерит, Zn-мелантерит, Mg-мелантерит, Mn-мелантерит, Cu, Mg-мелантерит; Ca-маллардит.

7. Группа кокимбита. Мон. → триг. → трик.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Лаусенит $Fe_2(H_2O)_6[SO_4]$	Мон.	—	—	—	—	—	—	—
Корнелит $Fe_4(H_2O)_{15}[SO_4]_6$	C_{2h}^5—$P2_1/n$	14,29	20,10	5,45	97° 01′	2	2,30	(3)
Кокимбит $Fe_2(H_2O)_9[SO_4]_3$	D_{3d}^2—$P\bar{3}1c$	10,90	—	17,01	—	4	2,14	3
Паракокимбит $Fe_2(H_2O)_9[SO_4]_3$	Триг.	10,92	—	51,25	—	12	2,11	3
Квенштедтит $Fe_2(H_2O)_{10}[SO_4]_3$	C_i^1—$P1$	6,15	23,77	6,56	101° 45′	2	2,15	3
		$\alpha = 94°\,10'$		$\gamma = 96°\,19'$				
Алуноген $Al_2(H_2O)_{18}[SO_4]_3$	Трик.	—	—	—	97° 26′	—	1,77	2
		$\alpha = 89°\,58'$		$\gamma = 91°\,52'$				

Стр. Структуры не изучены.

Хим. В составе Fe-минералов обнаруживаются примеси Al; в алуногене Al замещается Fe^{3+}, а SO_4 замещается PO_3OH (Strunz, 1957).

Разновидности: Al-кокимбит, Fe^{3+}-алуноген, PO_4-алуноген.

8. Группа мирабилита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Мирабилит $Na_2(H_2O)_{10}[SO_4]$	11,48	10,35	12,82	107° 40′	1,49	1,5—2

Стр. В структуре мирабилита октаэдры $Na(H_2O)_6$ соединяются в зигзагообразные цепочки, которые связаны с тетраэдрами SO_4 и двумя буферными молекулами H_2O гидроксильно-водородными связями (Cocco, 1962).

Подотдел II. Сложные

1. Группа сингенита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/m$, $Z = 2$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.	Сп.
Сингенит $K_2Ca(H_2O)[SO_4]_2$	9,72	7,16	6,21	104° 05′	2,60	3	Сов. по трем напр.
Коктаит $(NH_4)_2Ca(H_2O)[SO_4]_2$	10,17	7,15	6,34	102° 45′	2,09	(2,5)	Нет

Стр. Структура минералов построена из неправильных полиэдров KO_8 и CaO_9. К-полиэдры соединяются гранями, ребрами и вершинами в слои, параллельные (100), которые Ca-полиэдрами и SO_4-тетраэдрами скрепляются вместе. Межатомные расстояния: $K - O_8 = 2{,}69 - 2{,}98$; $Ca - O_9 = 2{,}40 - 2{,}74$; $S - O_4 = 1{,}47$ (Corazza, Sabelli, 1966).

2. Группа лейтонита. Ромб. → трик. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Лейтонит $K_2Ca_2Cu(H_2O)_2[SO_4]_4$	$D_{2h}^{23} - Fmmm$	11,67	16,52	7,49	—	4	2,95	3,5
Полигалит $K_2Ca_2Mg(H_2O)_2[SO_4]_4$	$C_i^1 - P\bar{1}$ (?)	6,96	6,74	8,96	101° 5′	1	2,78	3.75
		$\alpha = 104°\,05'$		$\gamma = 113°\,09'$				
Гёргейит $K_2Ca_5(H_2O)[SO_4]_6$	$C_{2h}^6 - C2/c$	17,51	6,82	18,21	113° 16′		2,91	3.75

Стр. Структуры минералов не изучены. Триклинный полигалит (Braitsch, 1961), несмотря на аналогичную формулу, структурно отличается от ромбического лейтонита (Van Loan, 1962). Структура гёргейита идентична структуре синтетического соединения (Smith, Walls, Whyman, 1964).

Хим. Состав минералов постоянен.

Физ. Облик индивидов лейтонита и полигалита близок к изометрическому. Лейтонит без спайности; полигалит имеет сп. по $(10\bar{1})$ совершенную.

3. Группа ферринатрита. Триг. $C_{3i}^1 - P\bar{3}$, $Z = 6$.

	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Ферринатрит $Na_3Fe(H_2O)_3[SO_4]_3$	15,57	8,67	2,55	3	$(10\bar{1}0)$ сов.
Лёвеит $Na_2Mg(H_2O)_2[SO_4]_2$	—	—	2,37	3—3,5	Нет

Стр. Структуры минералов не изучены. Параметры и пространственная группа ферринатрита даны по (F. Cesbron, 1964).

Хим. В лёвеите Na замещается K (до 2,9%) (K-лёвеит).

4. Группа леконтита. Ромб. $D_2^4 - P2_12_12_1$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Леконтит	$NH_4Na(H_2O)_2[SO_4]$	8,23	12,88	6,26	1,74	2,5—3

Стр. Структура не изучена. Параметры определены Р. Фостом и Д. Блоссом (Faust, Bloss, 1963).

Хим. Группа NH_4 замещается K (до 2,8%) (K-леконтит).

5. Группа астраханита. Мон.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Астраханит	$Na_2Mg(H_2O)_4[SO_4]_2$	$C_{2/l}^5 - P2_1/a$	11,03	8,14	5,49	100° 40′	2	2,27	3—3,5
Леонит	$K_2Mg(H_2O)_4[SO_4]_2$	$C_{2/l}^3 - C2/m$	11,78	9,53	9,88	95° 04′	4	2,20	3—3,5
Гольдичит	$KFe(H_2O)_4[SO_4]_2$	$C_{2/l}^5 - P2_1/c$	10,45	10,53	9.15	101° 49′	4	2,42	~3

Стр. Изучены структуры астраханита (Руманова, Малицкая, 1959) и леонита (Schneider, 1961). В первом Mg и Na находятся в октаэдрической координации из молекул H_2O и атомов O, во втором КЧ Mg аналогично, а K обладает координацией 9. Межатомные расстояния в астраханите: $Mg - (H_2O)_4O_2 = 2,04$; $Na - (H_2O)_2O_4 = 2,55(2)$ и $2,35(4)$; $S - O_4 = 1,46$.

Хим. Состав минералов постоянен.

6. Группа вольтаита. Куб. $O_h^8 - Fd3c$, $Z = 16$.

		a	Пл.	Тв.	Сп.
Вольтаит	$K_2Fe_5^{2+}Fe_4^{3+}(H_2O)_{18}[SO_4]_{12}$	27,38	2,7	3,5	Нет

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав изменчив; K замещается Na (до 1,6%), $Fe^{2+} - Mg$ (до 7,35%) и $Fe^{3+} - Al$ (до 6,1%).

7. Группа шёнита. Мон. $C_{2/l}^5 - P2_1/a$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Цианохроит	$K_2Cu(H_2O)_6[SO_4]_2$	—	—	—	104° 28′	2,22	(3)
Шёнит	$K_2Mg(H_2O)_6[SO_4]_2$	9,06	12,26	6,11	104° 48′	2,03	3
Бусенготит	$(NH_4)_2Mg(H_2O)_6[SO_4]_2$	9,32	12,60	6,21	107° 14′	1,72	2,5
Морит	$(NH_4)_2Fe(H_2O)_6[SO_4]_2$	9,29	12,61	6,24	106° 53′	1,87	(2,5)

Стр. Изучены структуры шёнита и бусенготита. Атомы Mg октаэдрически окружены молекулами H_2O, а NH_4 (K) имеют координацию $6+1$ ($5O(1H_2O) + H_2O$). В структуре все полиэдры скрепляются между собой гидроксильно-водородными связями. Средние межатомные расстояния в бусенготите $Mg - (H_2O)_6 = 2,07$; $NH_4 - O_5(H_2O)_2 = 2,84—3,27$; $S - O_4 = 1,49$ (Margulis, Templeton, 1962); в шёните $Mg - (H_2O)_6 = 2,10$; $K - O_5(H_2O)_2 = 2,94(6)$; 3,19; $S - O_4 = 1,48$ (Kannan, Viswamitra, 1965).

8. Группа тамаругита. Мон.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Тамаругит	$NaAl(H_2O)_6[SO_4]_2$	—	—	—	94° 50′	2,07	3,5
Амариллит	$NaFe(H_2O)_6[SO_4]_2$	—	—	—	95° 37′	2,19	3—3,5

Стр. Структура не изучена. Судя по морфологии, параметры ячейки должны быть разными.

9. Группа рёмерита. Ромб.→трик.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Рэнсомит $CuFe_2^{3+}(H_2O)_7[SO_4]_4$	—	—	—	2,63	3,5
Рёмерит $FeFe_2^{3+}(H_2O)_{14}[SO_4]_4$	—	—	—	2,17	3—3,5
	$\alpha = 91°17'$		$\beta = 100°30'$		$\gamma = 85°31'$

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. Состав минералов непостоянен; в рэнсомите Fe^{3+} замещается Al (до 1,5%); в рёмерите Fe^{2+} замещается Zn (до 3,1%), а Fe^{3+}—Al (до 2,6%).

Разновидности: Al-рэнсомит; Zn-рёмерит; Al-рёмерит.

10. Группа мендоцита. Мон.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Мендоцит $NaAl(H_2O)_{11}[SO_4]_2$	—	—	—	109°01′	1,73	3
Калинит $KAl(H_2O)_{11}[SO_4]_2$	—	—	—	—	~1,8	(2,5—3)

Стр. Структуры не изучены; встречаются в волокнистых агрегатах.

11. Группа кальгисита. Куб. $T_h^6 - Pa3$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп
Нальгисит $NaAl(H_2O)_{12}[SO_4]_2$	12,21	1,67	2,5—3	Нет
Кальгисит $KAl(H_2O)_{12}[SO_4]_2$ (квасцы)	12,15	1,75	2—2,5	Нет
Амальгисит $NH_4Al(H_2O)_{12}[SO_4]_2$	12,23	1,64	2	Нет

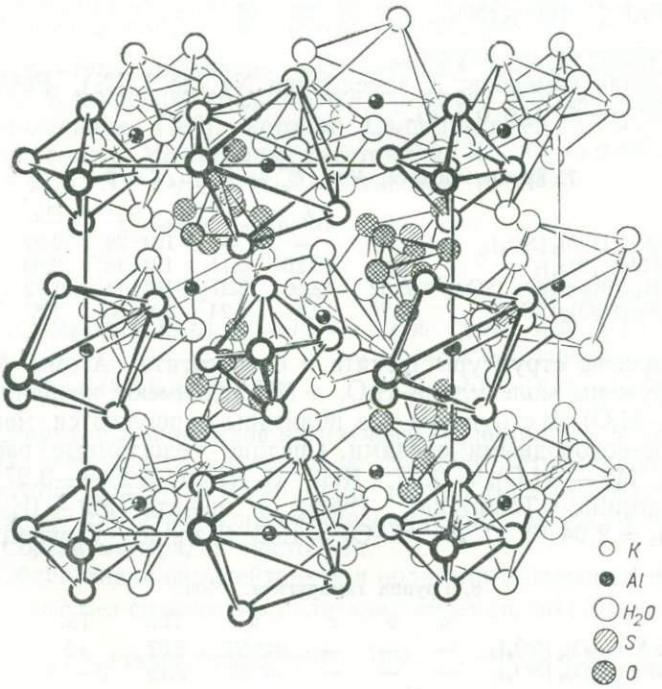


Рис. 259. Структура кальгисита в шарико-полиэдрическом изображении.

Стр. В структуре минералов атомы Na(K) и Al находятся в октаэдрической координации молекул H_2O (рис. 259), которые гидроксильно-водородными связями соединяются с радикалами SO_4 в симметричную кристаллическую постройку. Межатомные расстояния: в нальгисите $Na-(H_2O)_6=2{,}45$; $Al-(H_2O)_6=1{,}92$; $S-O_4=1{,}48$; в кальгисите $K-(H_2O)_6=2{,}94$; $Al-(H_2O)_6=1{,}98$; $S-O_4=1{,}52$ (*SB—1*,269).

Хим. Изменение состава минералов изучено недостаточно. В кальгисите K замещается Na (1,4%) и NH_4 (2,4%).

12. Группа галотрихита. Мон. C_2^1-P2, $Z=4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Галотрихит $(Mg, Fe)Al_2(H_2O)_{22}[SO_4]_4$	20,8—20,5	24,2—24,3	6,18	96° 34′— 100° 06′	1,84—1,95	1,5—2
Апджонит $MnAl_2(H_2O)_{22}[SO_4]_4$	—	—	—	—	1,78	1,5—2
Билинит $FeFe_2^{3+}(H_2O)_{22}[SO_4]_4$	—	—	—	—	1,88	1,5—2

Стр. Структура минералов не изучена.

Хим. В галотрихите установлен совершенный изоморфизм Mg и Fe^{2+}, что позволяет выделить два подвида — *магнезиогалотрихит и феррогалотрихит*. Кроме того, отмечаются следующие изоморфные примеси: Zn (до 3,7%), Mn (до 2,6%), Co (до 1%), Cr (до 7,5%), Fe^{3+} (до 4%).

Разновидности: Zn-феррогалотрихит, Mn-магнезиогалотрихит, Mn, Co-феррогалотрихит, Cr-феррогалотрихит, Fe^{3+}-галотрихит.

Физ. Облик индивидов столбчатый до игольчатого и волосовидного; сп. по (010) несовершенная.

Отдел Д. Водные сульфаты с добавочными анионами

Подотдел I. Простые

1. Группа лангита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Лангит $Cu_4(H_2O)[SO_4](OH)_6$	Не опр.	—	—	—	—	—	3,5	3—3,5
Ктенасит $Cu_3(H_2O)_2[SO_4](OH)_4$	$C_{2h}^5-P2_1/c$	11.16	6,11	23,74	95° 24′	8	2,97	2,5—3

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В ктенасите Cu замещена Zn почти до отношения Cu:Zn = = 1 : 1.

2. Группа батлерита. Мон. → ромб. → трик. → гекс.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Батлерит $Fe(H_2O)_2[SO_4]OH$	$C_{2h}^2-P2_1/m$	6.44	7,31	5,87	108° 28′	2	2,55	3
Ортобатлерит $Fe(H_2O)_2[SO_4]OH$	$D_{2h}^{16}-Pmnb$	7,38	20,13	7,22	—	8	2,55	3
Амарантит $Fe(H_2O)_3[SO_4]OH$	$C_i^1-P\bar{1}$	8,90 $\alpha=95°\,33'$	11,56	6,64 $\gamma=97°\,25'$	90° 31′	4	2,29	3
Хохманит $Fe_2(H_2O)_7[SO_4]_2(OH)_2$	$C_i^1-P\bar{1}$	9,05 $\alpha=90°\,09'$	10,88	7,17 $\gamma=106°\,58'$	90° 35′	2	2,28	3
Фиброферрит $Fe(H_2O)_5[SO_4]OH$	Гекс.	24,12	—	7,63	—	—	1,97	2,5—3
Славикит $Fe(H_2O)_3[SO_4]OH$	Триг.	—	—	—	—	—	1,90	(2,5)

Стр. Структуры минералов не изучены; параметры ячейки взяты из работы (F. Cesbron, 1964).

3. Группа фельшёбаньита. Ромб. → гекс. → мон. (?).

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Фельшёбаньит $Al_4(H_2O)_5[SO_4](OH)_{10}$	Не опр.	—	—	—	—	2,33	(2,5—3)
Гексафельшё-баньит $Al_4(H_2O)_5[SO_4](OH)_{10}$	Не опр.	—	—	—	—	2,12	(2,5—3)
Алюминит $Al_2(H_2O)_7[SO_4](OH)_4$	Не опр.	—	—	—	—	1,82	(2—2,5)

Стр. Структуры не изучены. Химический состав требует уточнения.

4. Группа минасрагрита. Мон.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Минасрагрит $V_2^{4+}(H_2O)_{15}[SO_4]_3(OH)_2$	—	—	—	110° 57′	—	—

Стр. Структура и свойства не изучены.

Подотдел II. Сложные

1. Группа флейшерита. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$, $Z = 2$.

	a	*c*	Пл.	Тв.	Сп
Флейшерит $Pb_3Ge^{2+}(H_2O)_4[SO_4]_2(OH)_4$	8,89	10,86	4,6	—	Нет

Стр. Структура не изучена. Облик индивидов игольчатый.

2. Группа сидеронатрита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbnm$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Сидеронатрит $Na_2Fe(H_2O)_3[SO_4]_2OH$	7,27	20,50	7,15	2,28	2,5—3
Метасидеро-натрит $Na_4Fe_2(H_2O)_3[SO_4]_4(OH)_2$	—	—	—	2,46	3

Стр. Структуры минералов не изучены. Параметры сидеронатрита по данным (F. Cesbron, 1964). Облик индивидов шестоватый до игольчатого.

3. Группа метавольтина. Гекс. → триг. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Метавольтин $K_5Fe_3(H_2O)_8[SO_4]_4(OH)_2$	$C_{6h}^1 - P6/m$ (?)	19,47	—	18,64	8	2,40	3
Унгемахит $K_3Na_9Fe(H_2O)_9[SO_4]_6(OH)_3$	$C_{3i}^2 - R\bar{3}$	10,86	—	24,87	3	2,29	3
Клиноунгемахит $K_3Na_9Fe(H_2O)_9[SO_4]_6(OH)_3$	Не опр.	—	—	—	—	(2,3)	(3)
		$\beta = 110° 40'$					

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В метавольтине K замещается Na (до 8,9%), а Fe^{3+}—Fe^{2+} (до 2,9%) (?).

4. Группа намагдигиогсита. Мон. → ромб.

	Пр. гр	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Намагдигиогсит (уклонскоВит) $NaMg(H_2O)_2[SO_4]OH$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	7,20	7,19	5,72	113° 55′	2	2,50	(3,5)
Каинит $KMg(H_2O)_3[SO_4]Cl$	$C_{2h}^3 - C2/m$	19,76	16,26	9,57	94° 56′	16	2,24	3—3,5
Татарский $Ca_3Mg(H_2O)_3[SO_4][CO_3](OH)_2Cl_2$	Не опр.	—	—	—	—	—	2,34	3

Стр. Изучена структура намагдигиогсита. Атомы Na находятся в восьмерной, а атомы Mg в шестерной координации из атомов O, OH-групп и молекул H_2O. Восьмивершинники Na соединяются с помощью радикалов SO_4 в субслои, Mg-октаэдры соединяются вершинами, образуя

цепочки (Борисов, 1964). Межатомные расстояния: Na—$O_5OH(H_2O)_2$ = = 2,62 (2), 3,06 (2), 2,33; 2,29; 2,36 (2); Mg—$O_2(OH)_2(H_2O)_2$ = 2,13 (2); 1,94 (2); 2,13 (2); S—O_4 = 1,43; 1,48 (3).

5. Группа этрингита. Гекс.—мон. (?).

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Этрингит $Ca_6Al_2(H_2O)_{24}[SO_4]_3(OH)_{12}\cdot 2H_2O$	$D^4_{6h}-P6_3/mmc$	11,23	—	21,44	2	1,75	2,5—3
Журавскит $Ca_6Mn^{4+}_2(H_2O)_{24}[SO_4]_2[CO_3]_2(OH)_{12}$	$C^2_{6h}-P6_3/m$ (?)	11,06	—	10,50	1	1,95	3
Кашпарит $MgAl_3(H_2O)_{28}[SO_4]_5OH$	Мон. (?)	—	—	—	—	1,78	(3)

Стр. В основе структуры этрингита находятся волнистые «слои» из Ca- и Al-октаэдров, связанные тетраэдрами SO_4 и двумя буферными молекулами H_2O. Межатомные расстояния: Ca — $(OH)_3(H_2O)_3$ = 2,38 — 2,44; Al — $(OH)_3(H_2O)_3$ = 1,90—1,94; H — O = 2,70 — 2,74 (Bezjak, Jelenić, 1966), Если в таумасите SiO_4 заменить MnO_4 и AlO_4, то формулы всех получаются аналогичными: таумасит $H_4Ca_6(H_2O)_{26}[(SiO_4)_2(SO_4)_2(CO_3)_2]$, журавскит $H_4Ca_6(H_2O)_{28}[(MnO_4)_2(SO_4)_2(CO_3)_2]$ и этрингит $H_4Ca_6(H_2O)_{30}[(AlO_4)_2(SO_4)_3]$((Gaudefroy, Permingeat, 1965). Вполне вероятно, что Si в таумасите находится в шестерной координации (из атомов O и групп OH).

Хим. В этрингите радикал SO_4 замещается SiO_4 и в меньшей мере BO_3 и CO_3. Состав журавскита изучен недостаточно. В кашпарите Mg замещается Co (до 1,5%).

Физ. Облик индивидов изометрический и толстотаблитчатый; сп. по призме $(10\bar{1}0)$ совершенная. Кашпарит не изучен.

6. Группа копиапита. Мон. → трик.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Цинботриоген $ZnFe(H_2O)_7[SO_4]_2OH$	$C^5_{2h}-P2_1/n$	10,49	17,82 $\beta = 100°50'$	7.19	4	2,20	3
Ботриоген $MgFe(H_2O)_7[SO_4]_2OH$	$C^5_{2h}-P2_1/n$	10.47	17,83 $\beta = 100°20'$	7,11	4	2,14	3
Гильдит $Cu_3Fe_4(H_2O)_{15}[SO_4]_7(OH)_4$	Не опр.	—	— $\beta = 105°47'$	—	—	2,72	3
Цинкопиапит $ZnFe^{3+}_4(H_2O)_{20}[SO_4]_6(OH)_2$	$C^1_i-P\bar{1}$	7,35 $\alpha = 93°50'$	18,16 $\beta = 101°30'$	7,28 $\gamma = 99°22'$	1	2,18	(3,5)
Халькопиапит $CuFe_4(H_2O)_{20}[SO_4]_6(OH)_2$	$C^1_i-P\bar{1}$	—	—	—	—	(2,22)	(3—3,5)
Копиапит $(Mg, Fe)Fe_4(H_2O)_{20}[SO_4]_6(OH)_2$	$C^1_i-P\bar{1}$	7,34 $\alpha=93°50'$	18,19 $\beta=101°30'$	7,28 $\gamma=99°23'$	1	2,08— 2,17	3—3,5
Калькопиапит $CaFe_4(H_2O)_{20}[SO_4]_6(OH)_2$	Не опр.	—	—	—	—	(2,1)	(3)

Стр. Структуры минералов не изучены.

Хим. В копиапите благодаря совершенному изоморфизму между Mg и Fe выделяются два подвида — *магнезиокопиапит* и *феррокопиапит*. Установлены также изоморфные примеси Al (до 4,65%), Zn (до 2,5%) и Cu (до 1%). Состав и свойства халькопиапита и калькопиапита изучены недостаточно. В некоторых феррокопиапитах Fe^{2+} полностью окислено до Fe^{3+}, так что можно говорить о *феррикопиапите* как самостоятельном виде.

Разновидности: Al-копиапит, Zn-копиапит, Fe^{3+}-копиапит.

Подкласс 2. Кольцевые

1. Группа магтетрагисита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 4$

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Кобтетрагисит $Co(H_2O)_4[SO_4]$ (аплауит)	5,94	13,66	7,90	90°30′	2,36	(3)
Ферротетрагисит $Fe(H_2O)_4[SO_4]$ (роценит)	5,97	13,64	7,98	90°26′	2,28	(3)
Мантетрагисит $Mn(H_2O)_4[SO_4]$ (илезит)	5,94	13,76	8,01	90°47′	2,26	(3)
Магтетрагисит $Mg(H_2O)_4[SO_4]$ (леонгардтит)	5,92	13,60	7,90	90,51′	2,01	(3—3,5)

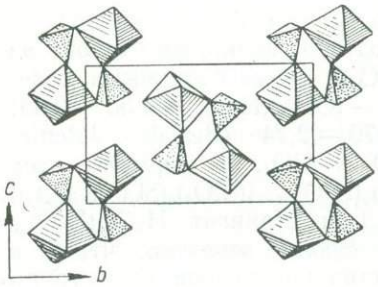


Рис. 260. Структура магтетрагисита;
кольца состава $Mg_2(H_2O)_8[SO_4]_2$ удерживаются гидроксильно-водородными связями.

Стр. Изучены структуры магтетрагисита и ферротетрагисита (Baur, 1962; 1964). Атомы Mg(Fe) находятся в октаэдрической координации из $4H_2O$ и двух атомов O. По два Mg(Fe)-октаэдра кислородными вершинами связаны с двумя SO_4-тетраэдрами в центросимметрическое кольцо (рис. 260); между собой кольца удерживаются гидроксильно-водородными связями. Средние межатомные расстояния: в магтетрагисите — Mg—$O_2(H_2O)_4$ = 2,08; S—O_4 = 1,47; в ферротетрагисите — Fe—$O_2(H_2O)_4$ = 2,12; S—O_4 = 1,49.

Разновидности: Mn,Ni-кобтетрагисит, Zn-мантетрагисит, Fe-мантетрагисит.

Подкласс 3. Цепные

1. Группа циппеита. Ромб. → мон.

	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Циппеит $(UO_2)_2[SO_4](OH)_2 \cdot 4H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	17,34	7,14	4,43	—	2	(3,9)	(3—3,5)
Клиноциппеит $(UO_2)_3[SO_4]_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	8,81	14,13	8.85	114°15′	2	3,7	(3)
Уранопилит $(UO_2)_8[SO_4](OH)_{10} \cdot 12H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	—	—	8,91	—	—	4,0	(2,5—3)
Метауранопилит $(UO_2)_6[SO_4](OH)_{10} \cdot 5H_2O$ $\frac{1}{\infty}$	—	—	—	—	—	—	(3)

Стр. Структуры минералов не изучены. Судя по игольчато-волосовидному облику индивидов, который для них очень характерен (особенно в агрегатах), весьма вероятна цепная структура, подобная установленной для $U[SO_4](OH)_2$ (Lundgren, 1952). Клиноциппеит выделен на основе химических анализов (Frondel, 1958), который отвечает искусственному соединению аналогичного состава (Traill, 1952). Между параметрами циппеита и клиноциппеита существует простое отношение $a_z = 2a_{kz}$, $b_z = {}^1/_2 b_{kz}$, $c_z = {}^1/_2 c_{kz}$ (Strunz, 1957). Для уранопилита определен параметр $c = 8{,}91$ (Traill, 1952), являющийся параллельным оси волокон, что позволяет считать его (точнее величину c циппеита) характеристическим параметром. По химическому составу уранопилит и метауранопилит могут быть отнесены к гидроокислам.

Хим. Химический состав минералов требует дополнительного изучения. Наличие в их анализах заметного содержания Ca, Cu и Fe^{3+} связано,

вероятно, с механическими примесями других гипергенных минералов (например, гипса, гётита и т. п.).

Физ. Индивиды циппеита и уранопилита вытянуты по оси *c* и слегка уплощены по оси *b*. Сп. по (010) совершенная.

2. Группа краузита. Мон. $C_{2h}^2 - P2_1/m$. $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Краузит $K\{Fe(H_2O)[SO_4]_2\}\frac{1}{\infty}$	7,91	5,15	8,99	102°45′	2,84	3

Стр. Основу структуры составляют Fe-октаэдры и SO_4-тетраэдры, которые прочно связаны в цепочки состава $[Fe_2(H_2O)_2(SO_4)_4]^{2-}$, вытянутые вдоль оси *b* и скрепляемые между собой атомами K. Атомы Fe^{3+} обладают октаэдрической координацией, а атомы K имеют КЧ 10. Средние межатомные расстояния: $K—O_{10} = 2{,}92$; $Fe—O_5(H_2O) = 1{,}99$; $S—O_4 = 1{,}47$ (Graeber, Morosin, Rosenzweig, 1965).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (100) и (001) совершенная.

3. Группа крёнкита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Крёнкит $Na_2\{Cu(H_2O)_2[SO_4]_2\}\frac{1}{\infty}$	5,79	12,60	5,49	108°30′	2,95	3—3,5

Стр. Изоструктурен с брандтитом $Ca_2\{Mn(H_2O)_2[AsO_4]\}_2$. Атомы Cu находятся в октаэдрической координации из $2H_2O$ и 4 атомов O и соединяются с тетраэдрами SO_4 (через общие O) в цепочки, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 261). Атомы Na окружены шестью O и одним OH (семивершинник) и располагаются между цепями, соединяя их. Межатомные расстояния: $Na—O_6H_2O = 2{,}46(6)$, 2,31; $Cu—O_4(H_2O)_2 = 2{,}20(4)$, 1,92(2); $S—O_4 = 1{,}48$ (Dahlman, 1952; Rao, 1961).

Физ. Облик индивидов сильно варьирует от изометрического до игольчатого; сп. по (010) совершенная.

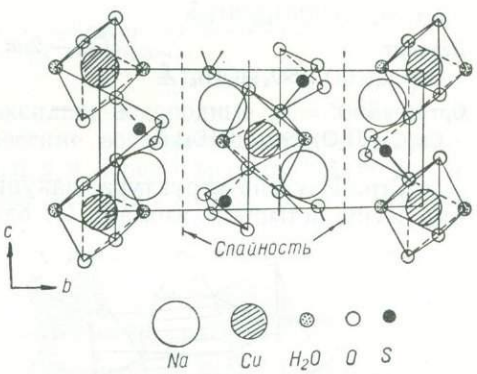


Рис. 261. Структура крёнкита в проекции на плоскость (100); видны гетерогенные цепочки, параллельные оси *c*.

4. Группа меркаллита. Ромб. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Меркаллит $K\{H[SO_4]\}\frac{1}{\infty}$	$D_{2h}^{15} - Pbca$	9,79	18,93	8,40	—	16	2,31	—
Мизенит $K_8\{H_6[SO_4]_7\}\frac{1}{\infty}$	Мон.	—	—	—	102°05′	—	2,32	—

Стр. Изучена структура меркаллита. Цепной мотив структуры создается водородными связями, соединяющими SO_4-тетраэдры в виде цепочек $\ldots SO_4—H—SO_4 \ldots$ ($d\,O—H \ldots O = 2{,}67$), которые вытянуты вдоль оси *c*. Атомы K находятся в координации 9 и скрепляют эти цепочки вместе. Средние межатомные расстояния: $K—O_9 = 2{,}85$; $S—O_4 = 1{,}52$ (Loopstra, McGillavry, 1958); $S—O(OH) = 1{,}56$ (Cruikshank, 1964).

Физ. Облик индивидов ножевидный, игольчатый, иногда таблитчатый, вытянутый по оси *a* и уплощенный по оси *c*. Сп. по (010) совершенная только у мизенита.

Подкласс 4. Слоистые

1. Группа иоганнита. Трик. $C_i^1 - P\bar{1}$, $Z = 4$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Иоганнит	$Cu\{(UO_2)_2[SO_4]_2(OH)_2\} \cdot 6H_2O$ $^2_\infty$	16,54	6,84	18,02	3,3	2—3
		$\alpha = 90°54'$	$\beta = 110°37'$	$\gamma = 90°38'$		

Стр. Структура не изучена, но, по-видимому, близка по общему плану строения к слоистым урановым слюдкам типа торбернита—отенита.

Физ. Облик индивидов шестоватый (по оси c), толстотаблитчатый (по оси a). Сп. по (100) совершенная.

2. Группа ромбоклаза. Ромб. → мон.

		a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Ромбоклаз	$HFe^{3+}[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$ $^2_\infty$	—	—	—	—	—	2,23	2
Летовицит	$(NH_4)_3H[SO_4]_2$ $^2_\infty$	—	—	—	102°06′	—	1,83	—

Стр. Структуры минералов не изучены. Отнесены к слоистым на основании морфологии и свойств.

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый по оси c. Сп. по (001) совершенная; у ромбоклаза еще по (110) средняя.

3. Группа накупригиогсита. Мон. → ромб.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Накупригиогсит (натрохальцит) $Na\{Cu_2(H_2O)[SO_4]_2OH\}$ $^2_\infty$	$C_{2h}^3 - C2/m$	8,76	6,16	6,54	2	3,5	(2,5—3)
		$\beta = 118°43'$					
Девилит $Ca\{Cu_4(H_2O)_3[SO_4]_2(OH)_6\}$ $^2_\infty$	$C_{2h} - 2/m$	22,38	6,09	20,88	8	3,1	3
		$\beta = 102°30'$					
Ортодевилит $Ca\{Cu_4(H_2O)_3[SO_4]_2(OH)_6\}$ $^2_\infty$	—	—	—	—	—	(3,0)	(3)

Стр. Изучена структура накупригиогсита. Атомы Cu октаэдрически окружены четырьмя атомами O, одной группой OH и одной молекулой H_2O; эти октаэдры связаны общими (O,OH)-ребрами в колонки, вытянутые вдоль оси b, которые объединяются SO_4-тетраэдрами в слои, перпендикулярные оси c (рис. 262). Между слоями в центрах симметрии расположены атомы Na в кислородных восьмивершинниках, скрепляющие слои друг с другом. Межатомные расстояния: Na—O_8=2,59; Cu—O_4(OH)H_2O=2,30(2); 2,02(2); 1,94(2). Расстояние OH—H_2O (на рис. 262 указано стрелками) составляет 2,42, что свидетельствует о наличии водородной связи (Володина, 1964).

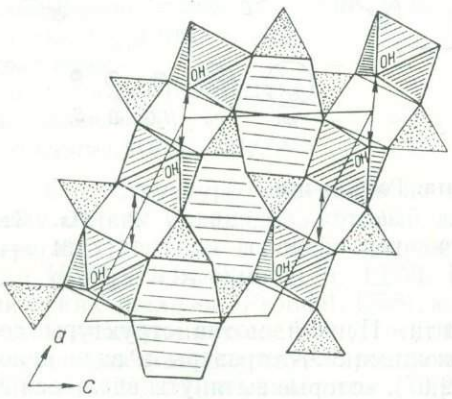


Рис. 262. Структура накупригиогсита в проекции на плоскость (010), параллельно которой ориентированы стенки из Cu-октаэдров и SO_4-тетраэдров.

Хим. Состав накупригиогсита и девилита постоянен, в ортодевилите Cu замещается Zn (до 15,5%).

Разновидности: Zn-ортодевилит.

Физ. Облик индивидов накупригиогсита столбчатый (дипирамидальный), обратный по отношению к распределению прочнейших связей в струк-

туре. Указываемая для него твердость, равная 4,5 (Дана, 1951), явно завышена и, очевидно, не превышает 3. Сп. по (001) совершенная. Облик индивидов девилита и ортодевилита пластинчатый, ножевидный, уплощенный по оси *c*. Сп. по (001) совершенная. Плотность ортодевилита 2,52, приводимая в справочниках, — ошибочна.

4. Группа гипса. Мон. $C_{2h}^6 - A2/a$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гипс $Ca(H_2O)_2[SO_4]\frac{2}{\infty}$	5,68	15,18	6,29	113°50′	2,32	1,5—2,5

Стр. Изоструктурен с брушитом, фармаколитом, ардилитом и чёрчитом. Слоистый мотив в структуре создается благодаря послойному распределению молекул воды (координирующих атомы Ca), между которыми

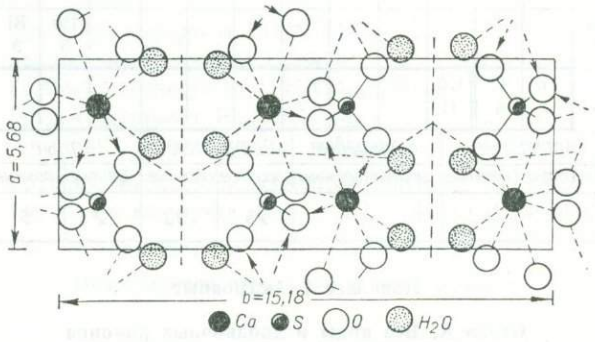


Рис. 263. Структура гипса в проекции на плоскость (001), слои выделены пунктиром.

действуют относительно слабые гидроксильно-водородные ($d = 2{,}78$) связи (рис. 263). Внутри слоя скаленоэдрические восьмивершинники Ca соединяются друг с другом ребрами по оси *c* и через тетраэдры SO_4 по оси *a*. Межатомные расстояния: $Ca—O_6(H_2O)_2 = 2{,}59(2)$, 2,38(2), 2,57(2), 2,44(2); $S—O_4 = 1{,}49$ (Wooster, 1936).

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый по оси *b*; сп. по (010) весьма совершенная.

Недостаточно изученные и сомнительные

Ангидрокаинит $KMg[SO_4]Cl$ (?)
Аромит $Mg_6Al_2[SO_4]_9 \cdot 54H_2O$ (?)
Винебергит $Al_4(H_2O)_7[SO_4](OH)_{10}$ (?)
Гидробазалюминит $Al_4[SO_4]_3(OH)_{10} \cdot 36H_2O$ (?)
Дансит $Na_{21}Mg[SO_4]_{10}Cl_3$ (синтетич. продукт)
Думрейхерит $Mg_4Al_2[SO_4]_7 \cdot 36H_2O$ (?)
Маттеучит $NaH[SO_4] \cdot H_2O$
Метаалуноген $Al_2[SO_4]_3 \cdot 13{,}5H_2O$ (?)
Метахохманит $Fe_2[SO_4]_3(OH)_2 \cdot 3H_2O$ (?)
Планоферрит $Fe_2[SO_4](OH)_4 \cdot 13H_2O$ (?)
Рубрит $MgFe_2^{3+}[SO_4]_4 \cdot 18H_2O$
Сономаит $Mg_3Al_2[SO_4]_6 \cdot 33H_2O$ (?)
Филлипит $CuFe_2^{3+}[SO_4]_4 \cdot 12H_2O$ (?)
Хонессит — водный сульфат Ni и Fe
Эвхлорин — сульфат K, Na и Cu (?)

Класс XII. Карбонаты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 43	
2	Класс 12. Карбонаты													C 80	N 1	O 80	F 8	
3	Na 19	Mg 16											Al 3			S 3	Cl 2	
4	K 1	Ca 33					Mn 3	Fe 3	Co 1	Ni 2	Cu 8	Zn 5						
5		Sr 4	Y 1									Cd 1						
6		Ba 8	La 5											Pb 6	Bi 3			
7				Th 1	U 8	Ce 11												

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
						25	33	2	5	9	6

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа кальцита $Ca[CO_3]$
2. Группа арагонита $Ca[CO_3]$
3. Группа фатерита $Ca[CO_3]$

Подотдел II. Сложные

1. Группа сахамалита $Mg(La; Ce)_2[CO_3]_4$
2. Группа доломита — норсетита $CaMg[CO_3]_2$ — $BaMg[CO_3]_2$
3. Группа баритокальцита $BaCa[CO_3]_2$
4. Группа эйтелита $Na_2Mg[CO_3]_2$

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами

Подотдел I. Простые

1. Группа бастнезита $Ce[CO_3](OH, F)$
2. Группа малахита $CuCu[CO_3](OH)_2$
3. Группа азурита $Cu_2Cu[CO_3]_2(OH)_2$

Подотдел II. Сложные

1. Группа паризита $CaCe_2[CO_3]_3F_2$
2. Группа аурихальцита $Zn_3Cu_2[CO_3]_2(OH)_6$
3. Группа нортупита $Na_3Mg[CO_3]_2Cl$

Отдел В. Водные без добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа лансфордита $Mg(H_2O)_5[CO_3]$
2. Группа моногидрокальцита $Ca(H_2O)[CO_3]$
3. Группа термонатрита $Na_2(H_2O)[CO_3]$

Подотдел II. Сложные

1. Группа лантанита $LaCe(H_2O)_8[CO_3]_3$
2. Группа андерсонита $Na_2Ca(UO_2)(H_2O)_6[CO_3]_3$
3. Группа пирсонита $Na_2Ca(H_2O)_2[CO_3]_2$

Отдел Г. Водные с добавочными анионами или радикалами

Подотдел I. Простые

1. Группа заратита $Ni_3(H_2O)_4[CO_3](OH)_4$
2. Группа артинита $Mg_2(H_2O)_3[CO_3](OH)_2$

Подотдел II. Сложные

1. Группа анкилита $(Sr, Ca)_2LaCe(H_2O)_2[CO_3]_4(OH)_2$
2. Группа каллаганита $Mg_2Cu_2(H_2O)_2[CO_3](OH)_6$

Подкласс 2. Цепные

1. Группа алюмогидрокальцита $CaAl_2(H_2O)_3[CO_3]_2(OH)_4\,{}^{1}_{\infty}$
2. Группа досонита $NaAl[CO_3](OH)_2\,{}^{1}_{\infty}$
3. Группа нахколита $Na[HCO_3]\,{}^{1}_{\infty}$

Подкласс 3. Слоистые

Отдел А. Безводные

1. Группа разерфордита $UO_2[CO_3]\,{}^{2}_{\infty}$
2. Группа бисмутита $Bi_2[CO_3]O_2\,{}^{2}_{\infty}$
3. Группа гидроцеруссита $Pb_3[CO_3]_2(OH)_2\,{}^{2}_{\infty}$
4. Группа фосгенита $Pb_2[CO_3]Cl_2\,{}^{2}_{\infty}$

Отдел Б. Водные

1. Группа либигита $Ca_2\{UO_2[CO_3]_3\}\cdot 10H_2O\,{}^{2}_{\infty}$
2. Группа шрекингерита $NaCa_3\{UO_2[SO_4][CO_3]_3\}F\cdot 10H_2O\,{}^{2}_{\infty}$
3. Группа гидронатрита $Na_3(H_2O)_2\{H[CO_3]_2\}\,{}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа кальцита. Триг. $D^6_{3d} - R\bar{3}c$, $Z = 2$; 6.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	d	Пл.	Тв.
Смитсонит $Zn[CO_3]$	5,68	48°19,6′	4,65	15,03	2,15	4,3	4,25—5
Кобальцит $Co[CO_3]$	5,67	48°33,1′	4,66	14,96	(2,16)	4,1	~4,5
Манферцит $(Mn, Fe)[CO_3]$	5,91—5,80	47°43,3′—?	4,78—4,69	15,66—15,37	2,25—2,18	3,7—4,0	3,5—4,5
Магферцит $(Mg, Fe)[CO_3]$	5,61—5,80	48°11′—47°43,3′	4,63—4,69	15,02—15,37	2,14—2,18	3,0—4,0	3,75—4,5
Кадмоцит (отавит) $Cd[CO_3]$	6,13	47°19,2′	4,92	16,30	(2,35)	5,0	3,5—4
Кальцит $Ca[CO_3]$	6,37	46°04,6′	4,99	17,06	2,37	2,71	3,25—3,75

Стр. Структурный тип кальцита, который может быть выведен из структуры NaCl заменой $Na - R^{2+}$ и $Cl - CO_3$ и «сжатием» кубической решетки вдоль тройной оси. Радикалы CO_3 ориентированы при этом $\perp$ этой оси (рис. 58). КЧ $Ca = 6O(CO_3)$. Параметры решетки даны по измерениям Д. Графа (Graf, 1961).

Хим. В химическом отношении группа отличается большим разнообразием состава за счет изоморфных замещений. Отмечается совершенный изоморфизм между Mg и Fe, а также Mn и Fe, что обусловливает выделение двух новых (из прежних трех) видов — *магферцита* и *манферцита* с соответствующими подвидами: *магнезиомагферцит* и *ферромагфер-*

цит, *манганоманферцит* и *ферроманферцит* (рис. 59). Все минеральные виды часто содержат весьма существенные примеси; в смитсоните отмечаются: Fe (до 33%), Ca (до 12,7%), Co (до 10,3%), Mn (до 9,3%), Mg (до 7,2%), Cu (до 6,1%), Cd (до 2,3%) и Pb (до 1%); в кобальците: Ca (до 3,1%), Fe (до 3%), Cu (до 2,9%), Ni (до 1,2%); в магферците: Ni (до 30%), Ca (до 11,7%), Mn (до 7,5%) — в магнезиальном подвиде, Co (до 9,1%), Zn (до 2%) — в железистом подвиде; в манферците: Ca (до 19,4%), Zn (до 31%) и Mg (до 13%) — все в марганцевом подвиде, Co и Cd (до 1%); в кальците: Mn (до 16%), Fe (до 13,1%), Mg (до 7,3%), Pb (до 6%), Zn (до 4%), Sr и Ba (3—4%?), Co (до 2%), *TR* (Ce или Y) (1—2%).

Разновидности: Fe-смитсонит, Ca-смитсонит, Co-смитсонит, Mn-смитсонит, Mg-смитсонит, Cu-смитсонит, Cd-смитсонит; Ca-кобальцит, Fe-кобальцит, Cu-кобальцит, Ni-кобальцит; Ca-магферцит, Ni-магнезиомагферцит, Mn-магнезиомагферцит, Co-магферцит, Zn-ферромагферцит; Ca-манганоманферцит, Zn-манганоманферцит, Mg-манганоманферцит; Co-манферцит, Cd-манферцит; Mn-кальцит, Fe-кальцит, Mg-кальцит, Pb-кальцит, Zn-кальцит, Sr-кальцит, Ba-кальцит, Co-кальцит, *TR*-кальцит (Ce или Y).

Физ. Облик индивидов (особенно кальцита) варьирует в широком диапазоне от столбчатого и шестоватого до таблитчатого, пластинчатого и даже листоватого (Papierspath). В последних выявляется субслоистая (благодаря параллельной ориентации радикалов CO_3) структура минеральных видов. Сп. по (10$\bar{1}$1) совершенная; также проявляется отдельность по (01$\bar{1}$2) и (0001).

2. Группа арагонита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pmcn$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Арагонит $Ca[CO_3]$	4,95	7,96	5,73	2,49	2,95	3,5—4,25
Стронцианит $Sr[CO_3]$	5,13	8,42	6,09	(2.69)	3,8	3,75
Витерит $Ba[CO_3]$	5,26	8,85	6,55	2,81	4,3	3,5—3,75
Церуссит $Pb[CO_3]$	5,15	8,47	6,11	2,71	6,6	3,5—3,75

Стр. В отличие от структурного типа кальцита структурный тип арагонита (рис. 60) характеризуется гексагональным законом распределения R^{2+}-полиэдров в структуре (Белов, 1947), что позволяет говорить о связи его с типом NiAs(*SB*—*1*,295). Большие расстояния *R*—O приводят к повышению КЧ атомов от 6 до 9 (сильно искаженный кубооктаэдр). Радикалы CO_3 ориентированы ⊥ оси *c* (рис. 264).

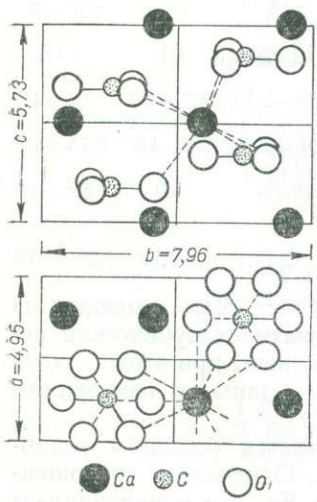


Рис. 264. Координация атомов Ca в структуре арагонита.

Хим. Состав значительно менее изменчив, чем у минералов предыдущей группы. Так, в арагоните Ca замещается Pb (до 15%), Zn (до 10%?), Sr (до 3,9%) и *TR* (около 1%); в стронцианите отмечаются примеси Ca (до 10,6%) и Ba (2—3%); в церуссите — Sr (до 3 2%), Zn (до 3,4%?) и Ca (до 0,5%).

Разновидности: Pb-арагонит, Zn-арагонит (??), Sr-арагонит, *TR*-арагонит; Ca-стронцианит, Ba-стронцианит; Sr-церуссит, Zn-церуссит (??).

Физ. Облик индивидов варьирует от короткостолбчатого до шестоватого и игольчатого. Сп. у различных минералов неодинаковая. Арагонит и витерит имеют среднюю сп. по

(010), а стронцианит и церуссит — по (110), что обусловлено различием в размерах атомов и некоторым отличием в относительном их расположении.

3. Группа фатерита. Гекс. Пр. гр. не опр., $Z = 12$.

	a	c	Пл.	Тв.
Фатерит $Ca[CO_3]$	7,16	16,98	2,65	(3—3,5)

Стр. Обладает структурой, близкой к бастнезиту и может рассматриваться в качестве конечного члена ряда бастнезит—синхизит (McConnell, 1960). Если пренебречь слабыми сверхструктурными отражениями, то получается псевдоячейка $a' = 4{,}13$ и $c' = 8{,}49$, пр. гр. D^4_{6h} — $P6_3/mmc$, $Z = 2$ (Kamhi, 1963). Атомы Ca образуют тригональную призму, в центре которой помещаются атомы C с вертикальной (параллельно оси c') ориентацией радикала CO_3 (рис. 265). КЧ Ca = = 6 O; среднее расстояние Ca—$O_6 \approx 2{,}40$ (от 2,29 до 2,48). Два следующие атома O на расстоянии 2,9 не могут приниматься во внимание.

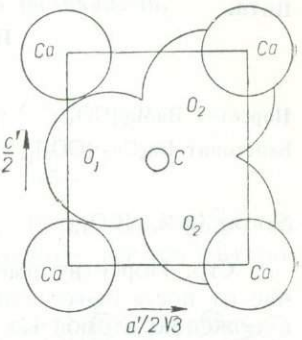


Рис. 265. Структура фатерита; ориентировка радикалов CO_3.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов (искусств.) таблитчатый по (0001). Образует также радиально-лучистые агрегаты (сферолиты). Оптически положителен.

Подотдел II. Сложные

1. Группа сахамалита. Мон.→ ромб.→ гекс.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Сахамалит $Mg\,(La;\,Ce)_2[CO_3]_4$	C^5_{2h} — $P2_1/a$	5,92	16,21	4,63	106°45′	2	4,3	(5,5)
Карбоцернаит $NaSrCa_2\,(La;\,Ce)[CO_3]_5$	Не опр.	6,40	7,29	5,22	—	1	3,5	3,5—4
Бёрбанкит $Na_2Sr_2Ca_2[CO_3]_5$	D^4_{6h} — $P6_3/mmc$	10,53	—	6,47	—	2	3,5	3,5

Стр. Структуры не изучены. Очевидно, близки к структурному типу арагонита (ср. параметры).

Хим. В составе сахамалита отношение La : Ce $\approx$ 1 : 1, Mg замещается Fe (до 2%). В карбоцернаите отношение La : Ce почти такое же, Ca частично замещен Y, Sr — Ba (3.2%). В бёрбанките Sr замещается Ba (до 13,6%), а Ca (и Sr) замещаются *TR* (где Ce преобладает) по схеме $NaTR \rightarrow 2Ca\,(Sr)$, содержание *TR* достигает 15,1%.

Разновидности: Ba-бёрбанкит, Ce-бёрбанкит.

Физ. Сахамалит и карбоцернаит образуют кристаллы таблитчатого, бёрбанкит — короткостолбчатого облика. Сп. у всех минералов несовершенная.

2. Группа доломита — норсетита.

Подгруппа доломита. Триг. C^2_{3i} — $R\bar{3}$.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Доломит $Ca\,(Mg,\,Fe)[CO_3]_2$	6,01—6,06	47°30′—46°58′	4,81	16,01	1; 3	2,85—3,2	4—3,75
Кутнагорит $CaMn[CO_3]_2$	6,12	46°38′	4.88	16,37	1; 3	3,0	(3,75)

Стр. Структурный тип доломита, отличающийся от типа кальцита закономерным чередованием слоев Ca-октаэдров и (Mg, Fe)- или Mn-октаэдров. Среднее расстояние Ca, (Mg, Fe) — O_6 около 2,30.

Хим. В доломите между Mg и Fe наблюдается совершенный изоморфизм (хотя чистый $CaFe[CO_3]_2$ еще не обнаружен), что позволяет выделить два подвида: *магнезиодоломит* и *ферродоломит*. Кроме того, Ca замещается Mn (до 23%) и Pb, а также Fe и Mg (переход к неупорядоченной структуре), Mg и Fe замещаются Co (до 5,2%). В кутнагорите Mn замещается Mg (до 6,9%) и Fe (до 8,7%), также отмечается замещение Ca — Mn.

Разновидности: Mn-доломит, Co-доломит, Pb-доломит; Mg-кутнагорит, Fe-кутнагорит.

Физ. Облик и сп. такие же, как у минеральных видов группы кальцита.

Подгруппа норсетита. Триг.→ ромб.

	Пр. гр.	a_{rh}	α	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Норсетит $BaMg[CO_3]_2$	$D_3^7 - R32(?)$	6,29	47°02′	5,02	16,75	1; 3	3,8	3,75
Бенстонит $Ba_6Ca_7[CO_3]_{13}$	$C_{3i}^2 - R\bar{3}(?)$	—	—	18,28	8,67	3	3,6	3,5—4
		a	b	c				
Хантит $CaMg_3[CO_3]_2$	Не уст.	5,66	9,02	8,51		2	2,70	(4)

Стр. Норсетит имеет структуру типа доломита. В хантите, в отличие от последнего, отношение Ca : Mg составляет 1 : 3, что соответствует положению атомов Ca лишь в вершинах элементарного ромбоэдра; все остальные позиции (в центрах всех граней) заняты атомами Mg, что несколько снижает симметрию минерала (Белов, 1960). Для бенстонита устанавливается сверхструктура типа кальцита с периодом $a = 13a'$ (Friedrich, 1962).

Хим. Состав норсетита и хантита постоянен. В бенстоните Ba замещен Sr (4%), а Ca — Mg (1,7%) и Mn (0,4%).

Физ. Сп. у всех минералов по ромбоэдру.

3. Группа баритокальцита. Ромб.→ мон., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Альстонит $BaCa[CO_3]_2$	$D_{2h}^{16} - Pmcn(?)$	5,00	8,79	6,12	—	3,6	4—4,5
Баритокальцит $BaCa[CO_3]_2$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	8,17	5,23	6,59	106°08′	3,7	4

Стр. Альстонит изотипен с арагонитом. КЧ Ba и Ca равны 9; распределение атомов по позициям в структуре должно быть упорядоченное.

В структуре баритокальцита Ca находится в шестерной, а Ba в девятерной координации. Средние расстояния $Ca—O_6 = 2,49$; $Ba—O_9 = 2,69$ (Alm, 1960).

Хим. Состав довольно постоянен. В альстоните отмечается изоморфная примесь Sr (до 4,3%) и в обоих Mn (до 0,2%).

Физ. Облик короткостолбчатый до изометрического. Сп. альстонита по (110) несовершенная, баритокальцита по (210) совершенная, по (001) несовершенная.

4. Группа эйтелита. Триг.→ гекс.→ ромб.

	Пр.гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Эйтелит $Na_2Mg[CO_3]_2$	$C_{3i}^1 - P\bar{3}$	4,96	—	16,53	3	2,73	(3,75)
Ньеререит $Na_2Ca[CO_3]_2$	Не уст.	20,34	—	12,04	32	2,54	(3)
Шортит $Na_2Ca_2[CO_3]_3$	$C_{2v}^{14} - C2mm$	7,11	10,99	4,99	2	2,60	3,5

Стр. Изучена только структура шортита (Wickman, 1950). Она представлена атомами Na и Ca, образующими с кислородом искаженные по-

лиэдры: Na_I-октаэдры, Na_{II}-семивершинники. Ca-девятивершинники. Радикалы CO_3 ориентированы в структуре различным образом; примерно половина их лежит в плоскости (001), остальные ей перпендикулярны и почти перпендикулярны (попарно) друг другу, так как лежат в плоскостях (110) и ($1\bar{1}0$). Ср. межатомные расстояния: $C—O_3 = 1{,}31$; $Na—O_6 = 2{,}55$; $Na—O_7 = 2{,}64$; $Ca—O_9 = 2{,}53$.

Физ. Облик индивидов шортита столбчатый до таблитчатого. Сп. по (010) средняя. Сп. ньеррита по (0001) совершенная.

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами.

Подотдел I. Простые

1. Группа бастнезита. Гекс. $D^4_{3h} — P\bar{6}2c$, $Z = 6$.

	a	c	Пл.	Тв.
Бастнезит $Ce[CO_3](OH, F)$	7,05—7,23	9,79—9,88	5,1—4,9	5,5—6

Стр. Типичная островная структура (Oftedal, 1931), состоящая из атомов Ce и F и радикалов CO_3 (рис. 266). Последние все ориентированы вдоль главной оси, но плоскости их повернуты (вокруг нее) и оказываются почти перпендикулярными друг другу. КЧ $Ce = 3F\,(d = 2{,}39) + 2O\,(2\,49) + 6O\,(2{,}74)$. Средние расстояния: $C—O_3 = 1{,}27$; $Ce—(O, F)_{11} = 2{,}51$ (Donnay, Donnay, 1953).

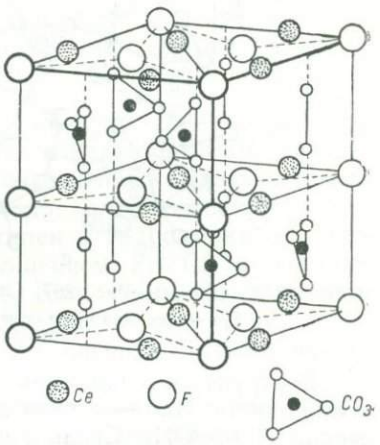


Рис. 266. Структура бастнезита.

Хим. Атомы Ce часто замещены La, Nd и Pr (до 45,8%), а также Th (до 3%) (по типу $Ce \rightarrow Th + Ca$) и Y (до 25%). Атомы F замещаются полностью OH (Александров, Иванов, Синькова, 1965), что позволяет выделить два подвида — *гидроксилбастнезит* и *фторбастнезит*.

Разновидности: Y-бастнезит, Th-бастнезит, La-гидроксилбастнезит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый. Сп. по ($10\bar{1}0$) несовершенная, отчетливая отдельность по (0001).

2. Группа малахита. Мон. $C^5_{2h} — P2_1/a$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Малахит $CuCu[CO_3](OH)_2$	9,48	12,03	3,21	98°	4,0	3,5—4

Стр. В структуре малахита атомы Cu двух сортов; оба находятся в плоской четверной координации: КЧ $Cu = 2O + 2OH$ (рис. 267, *а*). Однако двумя ближайшими соседями, которые обусловливают сильно искаженный октаэдр, являются для $Cu_I—2O$ (слишком удалены), а для $Cu_{II}—2OH$. Межатомные расстояния: $Cu_I—(O, OH) = 1{,}96(2)$, $1{,}99(2)$ и $2{,}71(2)$; $Cu_{II}—(O, OH) = 2{,}05(2)$, $1{,}97(2)$ и $2{,}41(2)$ (Wells, 1951).

Хим. Атомы Cu могут в значительных масштабах замещаться Zn (до 12%).

Разновидности: Zn-малахит.

Физ. Облик индивидов столбчатый; сп. по (201) и (010) совершенная.

3. Группа азурита. Мон., $Z = 2$.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Азурит $Cu_2Cu[CO_3]_2(OH_2)$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	4,97	5,84	10,29	92°24′	3,8	3,75—4
Гидроцинкит $Zn_3Zn_2[CO_3]_2(OH)_6$	$C_{2h}^3 - C2/m$	13,62	6,30	5,42	95°50′	4,0	4—4,5

Стр. Структуры минералов нетождественны. В структуре азурита атомы Cu двух сортов: Cu_I окружены 2O + 2OH (прямоугольник), Cu_{II} окружены 3O + 2OH (тетрагональная пирамида). Эти полиэдры соединены через общие OH-группы (рис. 267, *б*) и по направлению взаимно перпендикулярны. Атомы O общие с радикалами CO_3, причем три атома O каждого принадлежат трем разным Cu-полиэдрам. Средние межатомные расстояния: $Cu_I—(O, OH)_4 = 1{,}93$; $Cu_{II}—(O, OH)_5 = 2{,}07$; $C—O_3 = 1{,}27$ (Gattow, Zemann, 1958).

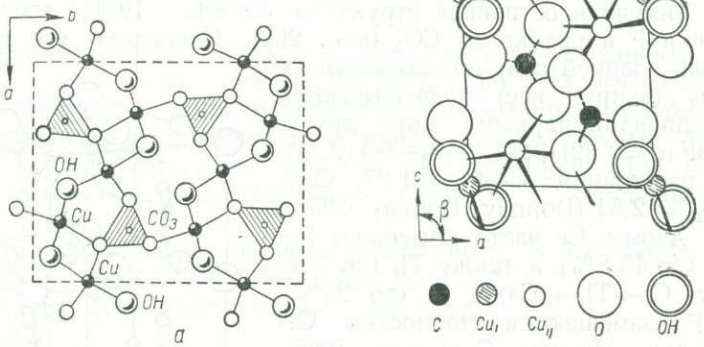


Рис. 267. Структуры малахита и азурита:
а — проекция структуры малахита на плоскость (001); *б* — проекция структуры азурита на плоскость (010)

В структуре гидроцинкита атомы Zn также находятся в различной координации: 3Zn — в октаэдрической (2O+4OH) и 2Zn — в тетраэдрической (1O+3OH). Средние межатомные расстояния: $Zn—(O, OH)_6 = 2{,}10$; $Zn—(O, OH)_4 = 1{,}95$; $C—O_3 = 1{,}35$ (Ghose, 1964). Структура субслоистая.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов азурита широко варьирует от столбчатого до таблитчатого; сп. по (011) и (100) совершенная. Индивиды гидроцинкита досчатого, ножевидного облика, вытянутого по (001) и уплощенного по (100); сп. по (100) совершенная.

Подотдел II. Сложные

1. Группа паризита. Триг.→ромб. (псевдогекс.)→гекс.

	Синг.	Пр. гр.	a	c	Псевдопериод c'	Z	Пл.	Тв.
Паризит $CaCe_2[CO_3]_3F_2$	Триг.	$C_3^4 - R3$	7,18	84,1	4,68	18	4,4	5—5,5
Рентгенит $Ca_2Ce_3[CO_3]_5F_3$	Триг.	$C_3^4 - R3$	7,13	69,4	4,62	9	4,2	(5)
Синхизит $CaCe[CO_3]_2F$	Ромб.	(псевдогекс.)	7,11	54,7	4,56	18	3,9	5
Кордилит $BaCe_2[CO_3]_3F_2$	Гекс.	$D_{6h}^4 - P6_3/mmc$	7,55	22,8	—	6	4,3	4,5—5
Хуанхит $BaCe[CO_3]_2F$	Гекс.	Не уст.	5,11	19,6	—	3	4,7	4,5—5
Торбастнезит $CaTh[CO_3]_2F_2$	Гекс.	$D_{3h}^4 - P\bar{6}2c$	6,99	9,71	—	3	5,7	(5,5—6)

Стр. Структуры минералов построены аналогично структуре бастнезита (Oftedal, 1931; Donnay, Donnay, 1953). По сравнению с последним (рис. 266), где чередуются вдоль оси *c* только «субслои» состава CeF (псевдопериод $c_I = 4{,}89$), в этих минералах чередуются «слои» CeF и Ca, так что в ряду паризит — синхизит псевдопериод c_I закономерно уменьшается (Семенов, 1959), В кордилите и хуанхите по оси *c* «бастнезитоподобные» ячейки чередуются с ячейками меньшего размера (3,27), в которых радикалы CO_3 расположены горизонтально (рис. 61, *д*). Это приводит к другим значениям параметра *c* (и, кстати, отрицательному оптическому знаку). Торбастнезит изоструктурен с бастнезитом (Павленко и др., 1965).

Хим. Во всех минералах Ce замещается La и другими крупными атомами TR (Pr, Nd, Sm), часто до отношения 1 : 1 и выше. Кроме того, в паризите Ce замещается Y (до 7,86%), а в синхизите (судя по параметрам ячейки «доверита») еще больше.

Разновидности: Y-паризит, Y-синхизит.

Физ. Облик индивидов преимущественно столбчатый; сп. или отдельность по (0001) средняя.

2. Группа аурихальцита. Ромб.→мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Аурихальцит $Zn_3Cu_2[CO_3]_2(OH)_6$	$D_2^5 - B22_12$	27,2	6,41	5,29	—	3,9	(4)
Розазит $ZnCu[CO_3](OH)_2$	Не уст.	9,42	12,33	3,44	?	4,2	4,5
Лозиит $Mn_4Zn_3[CO_3]_2(OH)_{10}$	$C_{2h}^6 - C2/c$	14,95	5,56	16,25	95°24′	3,3	3,5—4

Стр. Структуры минералов не изучены. Розазит имеет структуру малахита, в котором половина атомов Cu замещена атомами Zn. Такому замещению подвергаются только атомы Cu_{II}, окружение которых атомами O и OH представляет менее искаженный октаэдр, более соответствующий по размерам Zn-октаэдру. Аурихальцит изотипен с гидроцинкитом, что доказывается максимально возможным отношением Zn : Cu в составе минерала, равным 3 : 2, допустимым в случае, если атомы Cu занимают позиции атомов Zn лишь в четверной координации (см. структуру гидроцинкита). В структуре лозиита атомы Mn и Zn, очевидно, также имеют различную координацию.

Хим. В розазите количество Zn часто меньше, чем 1 : 1 (Дана, 1951). В аурихальците отношение Zn : Cu непостоянно и изменяется в пределах от 3 : 2 до 3 : 1. В лозиите часть Mn замещается Mg (до 3,4%).

Физ. Облик индивидов обычно столбчатый, шестоватый. Сп. розазита по двум направлениям, аурихальцита по (100) совершенная.

3. Группа нортупита. Куб. $O_h^7 - Fd3m$.

	a	*Z*	Пл.	Тв.
Нортупит $Na_3Mg[CO_3]_2Cl$	14,08	16	2,36	3,75—4
Тихит $Na_6Mg_2[CO_3]_4[SO_4]$	13,93	8	2,56	3,75—4

Стр. Изучена структура нортупита и тихита (Shiba, Watanabe, 1931). Атомы Mg октаэдрически окружены атомами O, каждый из которых принадлежит отдельному радикалу CO_3. Атомы Na окружены в нортупите 6O и 2Cl, в тихите — 8O. Радикалы CO_3 ориентированы в структуре по плоскости тетраэдра, нейтрализуя таким образом привносимую ими анизотропию. Средние межатомные расстояния: в нортупите $Mg—O_6 = 2{,}11$; $Na—(O, Cl)_8 = 2{,}67$; $C—O_3 = 1{,}15$; в тихите $Mg—O_6 = 1{,}90(?)$; $Na—O_8 = 2{,}56$; $C—O_3 = 1{,}10(?)$ (*SB*—II, 80; 98).

Хим. В нортупите Mg замещается Fe (до 9%).

Физ. Индивиды изометричны; сп. нет.

Отдел В. Водные, без добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа лансфордита. Мон.→триг. (?)

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Несквегонит $Mg(H_2O)_3[CO_3]$	$C_{2h}^5 - P2_1/n$	7,68	5,39	12,00	90°45′	4	1,85	3
Лансфордит $Mg(H_2O)_5[CO_3]$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	12,50	7,57	7,35	101°49′	4	1,69	3
Хельерит $Ni(H_2O)_6[CO_3]$	Триг. (?)	—	—	—	—	—	1,97	3

Стр. Стуктура не изучена.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый. Сп. по двум направлениям (001) и (110) (несквегонит) или (100) (лансфордит) совершенная. У хельерита сп. по трем направлениям.

2. Группа моногидрокальцита. Гекс.→мон.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Моногидрокальцит $Ca(H_2O)[CO_3]$	10,62	—	7,54	—	9	2,38	—
Гексагидрокальцит $Ca(H_2O)_6[CO_3]$ (икаит)	—	—	—	—	—	1,77	2,5

Стр. Структуры минералов не изучены. Параметры ячейки моногидрокальцита взяты у искусственного соединения; пр. гр. его точно не установлена ($D_3^3 - D_3^6$) (Lippmann, 1959).

Физ. Облик индивидов не изучен. Индивиды синтетического $Ca(H_2O)_6[CO_3]$ короткостолбчатые до таблитчатых (Krauss, Schriever, 1930).

3. Группа термонатрита. Ромб.→мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Термонатрит $Na_2(H_2O)[CO_3]$	$D_{2h}^1 - Pmmm$	10,74	6,45	5,25	—	2,55	1,5—2
Натронит $Na_2(H_2O)_{10}[CO_3]$ (сода)	$C_{2h}^6 - C2/c$	12,76	9,01	13,47	122°48′	1,46	1,5

Стр. Изучена структура термонатрита (Harper, 1936). Атомы Na имеют шестерную координацию двух типов: КЧ $Na_I = 5O + 1H_2O$ и КЧ $Na_{II} = 4O + 2H_2O$. Радикалы CO_3 ориентированы параллельно (010). Молекулы H_2O связаны с двумя атомами Na и двумя атомами O ($d_{ср} \approx 2{,}7$). Межатомные расстояния: $C—O_3 = 1{,}22$; 1,22 и 1,25; $Na_I—O_5H_2O = 2{,}46$; 2,58; 2,54; 2,48; 2,32 и 2,38; $Na_{II}—O_4(H_2O)_2 = 2{,}30$; 2,40; 2,35; 2,74; 2,56 и 2,70.

Физ. Облик индивидов таблитчатый. Сп. термонатрита по (010), натронита по (001) несовершенная.

Подотдел II. Сложные

1. Группа лантанита. Ромб.→гекс.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Калкинсит $LaCe(H_2O)_4[CO_3]_3$	$D_2^3 - P2_12_12_1$	9,57	12,65	8,94	4	3,3	(3,5)
Лантанит $LaCe(H_2O)_8[CO_3]_3$	Не опр.	9,52	17,1	9,02	4	2,72	3—3,5
Макельвит $Na_2Ba_4CaY_2(H_2O)_5[CO_3]_9$	$C_{3i}^1 - P\bar{3}$	9,17	—	19,15	2	3,6	(3)

Стр. Структуры не изучены.

Хим. В составе минералов отношение La : Ce близко 1 : 1.

В макельвите изоморфизм между Na, Ca, Y и *TR* заметно нарушает стехиометрические отношения элементов.

Физ. Облик индивидов пластинчатый по оси *b* (калкинсит) и оси *c* (лантанит). Сп. калкинсита по (100) и (010), а лантанита по (010) совершенная. У макельвита спайности нет.

2. Группа андерсонита. Триг. $C_{3i}^2 - R\bar{3}(?)$, $Z = 18$.

		a_h	c_h	a_{rh}	α	Пл.	Тв.
Андерсонит	$Na_2Ca(UO_2)(H_2O)_6[CO_3]_3$	18,04	23,90	13,11	86°56′	2,8	—

Стр. Структура не изучена.

Физ. Облик изометрический. Сп. не отмечается.

3. Группа пирсонита. Ромб.→мон., $Z = 8$.

		Пр. гр.	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Пирсонит	$Na_2Ca(H_2O)_2[CO_3]_2$	$C_{2v}^{19} - Fdd2$	11,32	20,06	6,00	—	2,35	3,5—3,75
Гейлюсит	$Na_2Ca(H_2O)_5[CO_3]_2$	Мон.	—	—	—	101°33′	1,99	3—3,5
Хальконатронит	$Na_2Cu(H_2O)_3[CO_3]_2$	Мон.(?)	—	—	—	—	2,27	—

Стр. Структуры не изучены.

Физ. Индивиды толстотаблитчатые или короткостолбчатые, близкие к изометрическим. Хальконатронит встречается в тонкопластинчатых индивидах. Сп. имеется только у гейлюсита по (110) совершенная.

Отдел Г. Водные, с добавочными анионами или радикалами

Подотдел I. Простые

1. Группа заратита. Куб. (?). Пр. гр. не опр., $Z = 1$.

		a	Пл.	Тв.
Заратит	$Ni_3(H_2O)_4[CO_3](OH)_4$	6,16	2,65	3,5—4

Стр. Структура не изучена (на основе простой куб. ячейки не индицируется).

Хим. Состав требует уточнения (Киселев, 1938).

Физ. Сп. не наблюдалась.

2. Группа артинита. Мон.→мон. (псевдоромб.)

		Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Артинит	$Mg_2(H_2O)_3[CO_3](OH)_2$	$C_2^3 - C2$	16,69	3,15	6,21	99°45′	2	2,02	3
Гидромагнезит	$Mg_5(H_2O)_4[CO_3]_4(OH)_2$	«D_2^5—$C222_1$»	18,58	9,06	8,42	90°	4	2,24	3,75

Стр. Изучена (приближенно) структура артинита (Wolf, 1952). Предполагается наличие в структуре бруситовых блоков. Атомы Mg имеют КЧ = 6 ($2OH + 4H_2O$). Радикалы CO_3 лежат в плоскости оси $b(10\bar{1})$. Прочность гидроксильно-водородных связей между атомами O (из CO_3) и молекулами H_2O неодинаковая (d O—H—O = 2,65 — 2,88).

Физ. Облик индивидов досчатый, игольчатый. Сп. артинита по (100) и (001), гидромагнезита по (010) совершенная.

Подотдел II. Сложные

1. Группа анкилита. Ромб. Пр. гр. не опр., $Z = 1$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Анкилит	$(Sr, Ca)_2LaCe(H_2O)_2[CO_3]_4(OH)_2$	5,00	8,48	7,01	4,3—3,8	4—4,5

Стр. Структура не изучена. Параметры ячейки даны по В. Ф. Мотычко (1959). Формула упрощена по Е. И. Семенову и М. Е. Казаковой (1961).

Хим. Между Sr и Ca наблюдается непрерывный изоморфизм (Дана, 1951), что позволяет выделить два подвида: *стронциоанкилит* и *кальциоанкилит*. Отношение La : Ce близко 1 : 1, но в некоторых анкилитах содержание La относительно низкое. В кальциоанкилите Ca замещается Mn (до 5,6%) и Y (до 1%), в стронциоанкилите Sr замещается Ba (до 1,6%); Th (до 0,2%) замещает La и Ce.

Разновидности: Mn-кальциоанкилит, Ba-стронциоанкилит.

Физ. Облик изометрический, сп. нет.

2. Группа каллаганита. Мон. C_{2h}^{6}—$C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Каллаганит $Mg_2Cu_2(H_2O)_2[CO_3](OH)_6$	10,06	11,80	8,24	107° 18′	2,71	3,5—4

Стр. В структуре каллаганита (Brunton, Steinfink, Beck, 1957) радикалы CO_3 соединяются с Cu- и Mg-полиэдрами. Радикалы ориентированы параллельно (001), два атома O которых связаны с Mg, а один образует гидроксильно-водородную связь с молекулой H_2O. КЧ Mg = 1O,4OH и $1H_2O$. Атомы Cu имеют пятерную (пирамидальную) координацию из 4OH и $1H_2O$. Межатомные расстояния: $C-O_3 = 1{,}41$; 1,41 и 1,29; $Mg-(O, OH, H_2O)_6 = 2{,}03$; $Cu-(OH, H_2O)_5 = 2{,}01$ (4) и 2,23.

Физ. Индивиды изометрического облика. Сп. по (111) и ($\bar{1}11$) совершенная.

Подкасс 2. Цепные

1. Группа алюмогидрокальцита. Мон. (?)

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Алюмогидрокальцит $CaAl_2(H_2O)_3[CO_3]_2(OH)_4\,{}^{1}_{\infty}$	—	—	—	—	2,23	3
Дандасит $PbAl_2(H_2O)_2[CO_3]_2(OH)_4\,{}^{1}_{\infty}$	—	—	—	—	3,3	2,5
Шуйлингит $Ca_6Pb_3Cu_2(H_2O)_6[CO_3]_8(OH)_6\,{}^{1}_{\infty}$	—	—	—	—	5,2	3,5—4

Стр. Структуры не изучены. Отнесены в подкласс цепных условно на основании морфологических данных.

Хим. Атомы Al частично замещаются Fe^{3+}; в дандасите до 5,5%.

Физ. Облик индивидов игольчатый, волокнистый; сп. в одном направлении (у шуйлингита по (110)) совершенная.

2. Группа доснита. Ромб. C_{2v}^{22}—$Ima2$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Доснит $NaAl[CO_3](OH)_2\,{}^{1}_{\infty}$	6,73	10,36	5,58	2,44	3,5

Стр. Структура не изучена, но судя по облику индивидов и спайности, вероятно, цепная (см. также Frueh, 1964).

Физ. Кристаллы шестоватого и игольчатого (по оси c) облика. Сп. по (110) совершенная.

3. Группа нахколита. Мон. → ромб. → трик.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Нахколит $Na[HCO_3]\,{}^{1}_{\infty}$	C_{2h}^{5}—$P2_1/n$	7,53	9,72	3,54	93° 19′	4	2,21	3
Тешемахерит $NH_4[HCO_3]\,{}^{1}_{\infty}$	D_{2h}^{10}—$Pccn$	7,30	10,81	8,78	—	8	1,57	1,5
Вегшайдерит $Na_5\{H_3(CO_3)_4\}\,{}^{1}_{\infty}$	C_1^1—$P1$	10,04	15,56	3,47	—	2	2,34	3—3,5
		$\alpha = 91° 55'$	$\beta = 95° 40'$	$\gamma = 108° 40'$				

Стр. Структура нахколита представлена плоскими цепочками, состоящими из радикалов CO_3, которые соединены водородными связями

(рис. 268), причем положение протонов H посредине расстояния O—O показано условно (d O — H — O = 2,55). Цепи вытянуты вдоль оси a, а плоскости их параллельны (101). Соединяются цепочки посредством атомов Na, находящихся в шестерной координации; Na — O_6 = 2,47 (Zachariasen, 1933). В тешемахерите имеются аналогичные цепочки $[HCO_2]^1_\infty$, но ориентированы они несколько иначе (Alcock, 1950). Вегшайдерит не изучен.

Физ. Облик индивидов коротко-столбчатый, досчатый. Сп. нахколита по (101) совершенная, по (100) средняя. Сп. тешемахерита по (110) совершенная. Вегшайдерит имеет среднюю призматическую спайность.

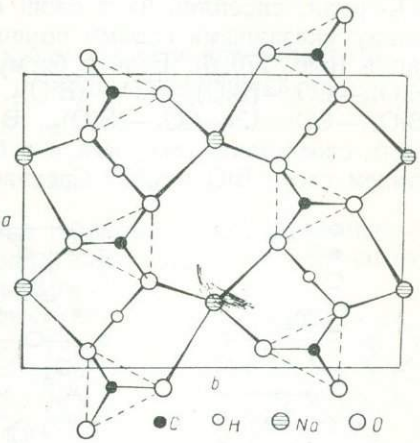


Рис. 268. Структура нахколита; цепочки $[HCO_3]^1_\infty$ параллельны оси a.

Подкласс 2. Слоистые

Отдел А. Безводные

1. Группа разерфордита. Ромб. D^{13}_{2h}—$Pmmn$ или C^7_{2v}—$Pmn2_1$, $Z = 2$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Разерфордит	$UO_2[CO_3]^2_\infty$	4,84	4,29	9,20	5,7	—

Стр. Структура состоит из слоев CO_3-радикалов, простирающихся параллельно (001), нормально которым располагаются скрепляющие их уранильные группы. Атомы U^{6+} лежат в плоскости слоев и, помимо двух атомов O, окружены еще шестью атомами O, принадлежащими одновременно четырем радикалам CO_3 (рис. 269). Установка изменена (переставлены параметры b и c). Межатомные расстояния U — O_8 = 1,67 (2), 2,43 (2), 2,52 (4) (Christ, Clark, Evans, 1955).

Физ. Морфология индивидов не изучена. Сп. по (001) совершенная.

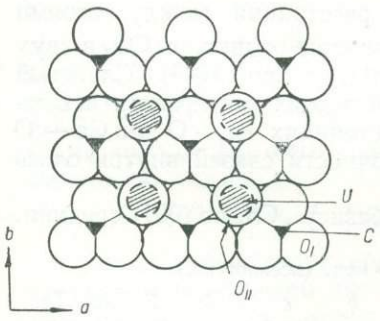


Рис. 269. Структура разерфордита: проекция слоя UO_2CO_3 на плоскость (001).

2. Группа бисмутита. Тетр., $Z = 2$.

		Пр. гр.	a	c	Пл.	Тв.
Бисмутит	$Bi_2[CO_3]O_2^2_\infty$	D^{17}_{4h} — $I4/mmm$	3,87	13,69	8,3	3—3,75
Бейерит	$CaBi_2[CO_3]_3O_2^2_\infty$	D^{17}_{4h} — $I4/mmm$	3,79	21,81	6,6	2,5—3,5
Кетнерит	$CaBi[CO_3]OF^2_\infty$	D^7_{4h} — $P4/nmm$	3,79	13,59	(5,8)	(3—3,5)

Стр. Структуры минералов представлены чередующимися слоями состава $(BiO)_{2n}$ и сетками $(CO_3)_n$. Атомы Bi имеют четверную пирами-

дальную координацию (как Pb в PbO), оторачивая с обеих сторон центральный слой атомов O (рис. 270, *а*). В свою очередь, с внешней стороны они связываются (на более далеком расстоянии) с атомами O из CO_3-групп, скрепляя их в слои (Lagercrantz, Sillen, 1948). В бейерите между указанными слоями помещаются атомы Ca в восьмерной координации (рис. 270, *б*). Если в бисмутите слои чередуются в таком порядке: $(BiO)_2—CO_3—(BiO)_2—CO_3—(BiO)_2$, то в бейерите порядок иной: $(BiO)_2—CO_3—Ca—CO_3—(BiO)_2$. В кетнерите (рис. 271) последовательность слоев такая же, как и в бисмутите, но с закономерным чередованием слоев BiO и CaF. Средние межатомные расстояния: в бисмутите $Bi—O_4 = 2{,}29$ и $Bi—O_4 = 2{,}74$ (атомы O из CO_3-радикалов); в бейерите

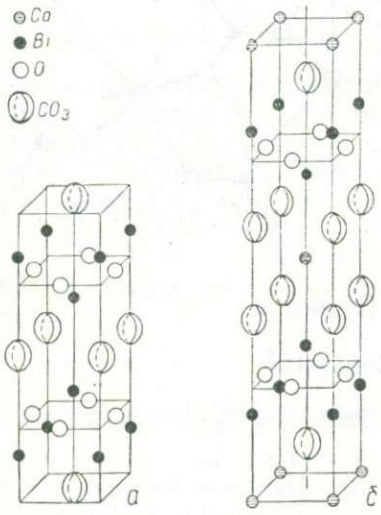


Рис. 270. Схема структур бисмутита (*а*) и байерита (*б*).

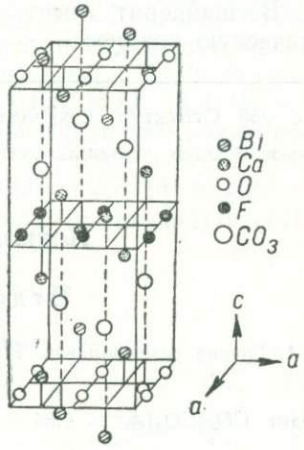


Рис. 271. Структура кетнерита.

$Ca—O_8 \approx 2{,}80$; $Bi—O_4 = 2{,}29$ и $Bi—O_4 = 2{,}66$; $C—O_3 = 1{,}31$ (*SR* — II,319); в кетнерите $Bi—O_4 = 2{,}29$; $Ca—F_4 = 2{,}33$; расстояния между слоями 2,68 (Syneček, Žak, 1960). Предполагается вращение радикалов CO_3 в двух плоскостях, параллельных оси *c* (Lagercrantz, Sillen, 1948). Слоистый мотив структуры параллельно (001) создается в этих минералах исключительно за счет различия в межатомных расстояниях Bi — O или Ca — O (в бейерите), что обеспечивает разницу в прочности связей внутри слоев и между ними в 2—3 раза.

Физ. Облик индивидов пластинчатый по базису. Сп. по (001) средняя.

3. Группа гидроцеруссита. Гекс. (?) → мон. (псевдогекс.).

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Гидроцеруссит	$Pb_3[CO_3]_2(OH)_2\overset{2}{\infty}$	Не опр.	8,99	—	23,8	—	3	6,8	3,5—4
Ледгилит	$Pb_4[SO_4][CO_3]_2(OH)_2\overset{2}{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	9,09	11,57	20,74	90° 29′	8	6,6	3—3,5

Стр. Структура гидроцеруссита (Cowley, 1956) представлена сложными слоями, состоящими из Pb-полиэдров и радикалов CO_3, ориентированных параллельно (0001). Атомы Pb трех типов: два имеют КЧ 10 и окружены шестью атомами O с одной стороны и четырьмя OH— с другой; один из них имеет более правильную координацию, другой — искаженную. Третий тип атомов Pb имеет КЧ 8 (4 O + 4 OH). Слоистый характер структуры, обусловленный чередованием более прочных связей

Pb—O и менее прочных связей Pb—OH, очень резко усилен параллельной (слою) ориентацией радикалов CO_3. Межатомные расстояния: C—O_3 = = 1,45; Pb_I — (O, OH)$_{10}$ = 2,86; Pb_{II} — (O, OH)$_{10}$ = 2,86; Pb_{III} — (O, OH)$_8$ = = 3,0 (резко искаженный полиэдр). Структура ледгилита не изучена; отнесен сюда на основании свойств.

Физ. Облик индивидов минералов таблитчатый и пластинчатый; сп. гидроцеруссита по (0001), а ледгилита по (001) совершенная.

4. Группа фосгенита. Тетр. Пр. гр. не опр., $Z = 4$.

		a	c	Пл.	Тв.
Фосгенит	$Pb_2[CO_3]Cl_2$	8,15	8,87	6,1	2,5—3,5

Стр. В структуре имеются двумерные сложные сетки, состоящие из атомов Pb и радикалов CO_3, почти параллельных оси c. В этих сетках существуют квадратные люки, в которых расположены спаренные атомы Cl_I. Соседние сетки удерживаются вместе слоями из атомов Cl_{II}, которые обусловливают наименее прочные связи в структуре (рис. 272). КЧ Pb = 6 (4O+2Cl). Межатомные расстояния: C—O_3 = 1,25; Pb—(O,Cl)$_6$ = 2,74. Расстояние между слабейшими связями $Pb—Cl_{II}$ = 3,44 (Sillen, Petersson, 1946).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый до таблитчатого; сп. по (001) и (110) средняя, по (100) несовершенная.

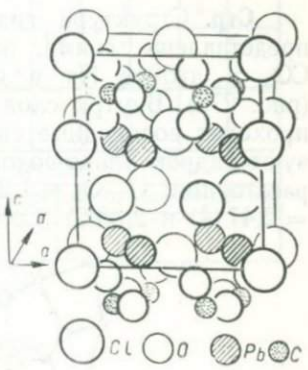


Рис. 272. Структура фосгенита.

Отдел Б. Водные

1. Группа либигита. Мон. → ромб. → трик.

	Пр. гр.	a	b	c	Z	Пл.	Тв.
Бейлиит	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	26,65	15,31	6,53	4	2,05	—
$Mg_2\{UO_2[CO_3]_3\}\cdot 18H_2O$			$\beta = 93°\,04'$				
Сварцит	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	11,12	14,72	6,74	2	2,30	—
$CaMg\{UO_2[CO_3]_3\}\cdot 12H_2O$			$\beta = 99°\,26'$				
Рабитит	Не опр.	32,6	23,8	9,45	8	2,57	3—3,5
$Ca_3Mg_3\{(UO_2)_2[CO_3]_6(OH)_4\}\cdot 18H_2O$			$\beta = 90°$				
Либигит $Ca_2\{UO_2[CO_3]_3\}\cdot 10H_2O$	$C_{2v}^{17} - Bba2$	16,71	17,55	13,79	8	2,41	3—3,5
Фоглит $Ca_2Cu\{UO_2[CO_3]_3\}\cdot 6H_2O$	Не опр.	—	—	—	—	—	—

Стр. Изучена структура либигита (Appleman, 1956). Слоистый мотив структуры обусловлен дискретными комплексами $UO_2[CO_3]_3$, в которых три радикала CO_3 лежат в плоскости, перпендикулярной линейной группе UO_2 и параллельной (100). Атомы Ca связывают эти комплексы вместе в двойные слои, между которыми расположены молекулы H_2O. Структуры бейлиита и сварцита, очевидно, гомеотипны с описанной. Рабитит и фоглит изучены лишь химически.

Хим. Состав постоянен. В бейлиите Mg частично замещается Ca (до 3,4%).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; рабитит — игольчатый, а фоглит известен в чешуйчатых агрегатах. Сп. рабитита по (001), либигита по (100) средняя; сп. фоглита по (010) совершенная.

2. Группа шрёкингерита. Ромб. $D_{2h}^{19} - Cmmm$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Шрёкингерит	$NaCa_3\{UO_2[SO_4][CO_3]_3\}F \cdot 10H_2O$ $^2_{\infty}$	9,69	16,83	14,26	2,55	3

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основании кристаллохимических соображений и физических свойств.

Физ. Облик индивидов пластинчатый (по 001). Сп. по (001) весьма совершенная (слюдоподобная).

3. Группа гидронатрита. Мон., $Z = 4$,

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гидронатрит	$Na_3(H_2O)_2\{H[CO_3]_2\}$ $^2_{\infty}$	$C_{2h}^6 - C2/c$	20,41	3,49	10,31	106° 20′	2,14	3—3,5
Калицинит	$K[HCO_3]$ $^2_{\infty}$	$C_{2h}^5 - P2_1/a$	15,13	5,63	3,71	103° 49′	2,17	—

Стр. Структура гидронатрита (Brown, Peiser, Turner-Jones, 1949) представлена слоями, параллельными (100), состоящими из радикалов CO_3 и атомов Na в октаэдрической и призматической координации (рис. 273). Внутри слоя между атомами O двух соседних радикалов CO_3 проходят водородные связи (d O—H—O = 2,53); между слоями действуют гидроксильно-водородные связи (d O—H_2O = 2,76). Межатомные расстояния: C—O_3 = 1,23; 1,23; и 1,26; Na_1—O_6 = 2,41; Na_2—O_4 $(H_2O)_2$ = = 2,47 (4) и 2,38(2) (Candlin, 1956).

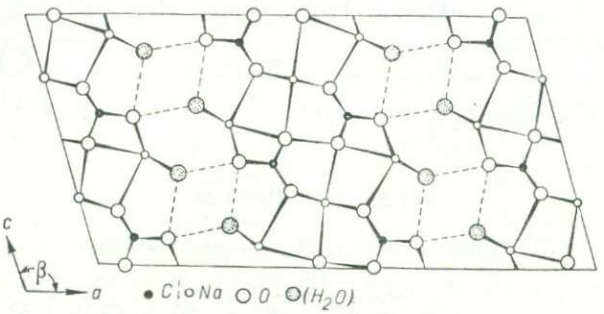


Рис. 273. Структура гидронатрита;
слоистый мотив обусловлен слабыми связями H_2O—O (пунктирные линии), параллельными оси *a*.

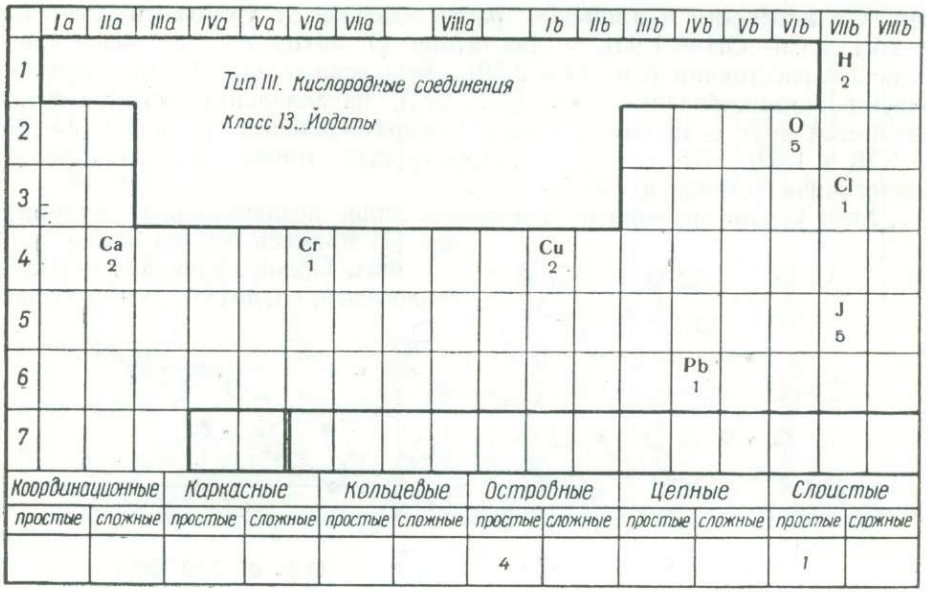
Структура калицинита представлена сдвоенными радикалами CO_3, связанными двойной водородной связью (d O—H—O = 2,61) в плоские радикалы состава $H_2C_2O_6$, параллельные (100), и удерживающиеся друг с другом слабыми связями атомов K, находящихся между ними в искаженной восьмерной координации (Koo, 1952). Межатомные расстояния: C—O_3 = 1,28; 1,32 и 1,32; K—O_8 = 2,68; 2,69; 2,74; 2,82; 2,88; 2,92; 2,92 и 3,13 ($d_{ср}$ = 2,85) (Nitta, Tomiie, Koo, 1954). Строго говоря, структура субслоистая.

Физ. Облик индивидов гидронатрита таблитчатый и досчатый; сп. по (100) совершенная. Искусственный калицинит короткопризматический; сп. по (100), также по (001) и (101).

Недостаточно изученные и сомнительные

Амбатоаринит $Sr(La, Ce)_2[CO_3]_3O$ (?), *баринтонит* $Mg(H_2O)_2[CO_3]$ (?), *берилийтенгерит* $Be(Ce, Y)[CO_3](OH)_3 \cdot H_2O$ (?), *вальтерит* — водный карбонат Bi (?), *виденманит* — карбонат Pb и U^{6+} (?), *наследовит* $Pb_2Mg_2Mn_3Al_6[SO_4][CO_3]_7(OH)_{16} \cdot 2H_2O$ (?), *пентагидрокальцит* $Ca(H_2O)_5[CO_3]$(?), *плюмбомалахит* $PbCu_3[CO_3]_3(OH)_2$ (?), *студтит* — водный карбонат U^{6+} (?), *тенгерит* $Y_2[CO_3]_3 \cdot nH_2O$, *тригидрокальцит* $Ca(H_2O)_3[CO_3]$, *шарпит* $UO_2[CO_3] \cdot H_2O$ (?).

Класс XIII. Йодаты



Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа калькйодита $Ca[JO_3]_2$

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа куприогйодита $Cu[JO_3]OH$
2. Группа калькхроматйодита $Ca_2[CrO_4][JO_3]_2$

Отдел В. Водные

1. Группа купригидройодита $Cu_3(H_2O)_2[JO_3]_6$

Подкласс 2. Слоистые

1. Группа плюмохлорйодита $Pb_5[JO_3]O_3Cl_3\frac{2}{\infty}$

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа калькйодита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 4$.

		a	b	c	β	Пл.	Тв.
Калькйодит (лаутарит)	$Ca[JO_3]_2$	7,19	11,40	7,33	106° 22′	4,6	3,75—4(?)

Стр. Строение не изучено.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый по оси c; сп. по (011) совершенная, по (100) и (110) несовершенная.

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа куприогйодита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pbmn$, $Z = 4$.

		a	b	c	Пл.	Тв.
Куприогйодит (сейлзит)	$Cu[JO_3]OH$	4,79	10,79	6,71	4,8	3,5

Стр. В структуре атомы Cu имеют сильно искаженную октаэдрическую координацию (Subrata, 1962); четыре атома — два O и два OH — лежат в плоскости и примерно равно удалены от атомов Cu (Cu—O = = 2,01 и Cu—OH = 1,95), а два атома O находятся на значительно большем расстоянии (Cu—O = 2,59). Эти искаженные Cu-октаэдры образуют зигзагообразные цепи (рис. 274), параллельные оси *c* и соединяющиеся друг с другом при помощи пирамидальных групп JO_3 (J—O= = 1,78 и 1,82), что сходно со структурным типом оливина (принята аналогичная установка *Pbmn*).

Хим. Состав постоянен, отмечается лишь незначительная изоморфная (?) примесь Na (до 0,6%).

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый; сп. по (110) совершенная.



Рис. 274. Структура куприогйодита:
а — проекция на плоскость (100), *б* — проекция на плоскость (001).

2. Группа калькхроматйодита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/c$ (?), Z = 4.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Калькхроматйодит (дитцеит)	$Ca_2[CrO_4][JO_3]_2$	10,18	7,31	14,06	106° 32′	3,6	3,75

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Индивиды имеют досчатый облик; агрегаты обычно волокнисты. Сп. по (100) несовершенная.

Отдел В. Водные

1. Группа купригидройодита. Трик. $C_1^1 - P\bar{1}$, Z = 1.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Купригидройодит (белинджерит)	$Cu_3(H_2O)_2[JO_3]_6$	7,23	7,84	7,94	4,9	4 (?)
		α = 105° 06′	β = 96° 57,5′	γ = 92° 55		

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый, таблитчатый. Сп. не отмечается.

Подкласс 2. Слоистые

1. Группа плюмохлорйодита. Тетр. (?)

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Плюмохлорйодит (шварцембергит)	$Pb_5[JO_3]O_3Cl_3\,\frac{2}{\infty}$	—	—	—	7,4	2,5—3

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым минералам на основе морфологии, свойств и кристаллохимических соображений.

Хим. Атомы Pb частично замещаются Ca (до 0,7%), а атомы Cl—SO_4 (до 0,5%).

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) совершенная.

Класс XIV. Нитраты

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип III. Кислородные соединения																H 5	
2	Класс 14. Нитраты														N 9	O 9		
3	Na 2	Mg 1													P 1	S 1		
4	K 1	Ca 1									Cu 2							
5																		
6		Ba 1																
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
						9					

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа баринитрита $Ba[NO_3]_2$
2. Группа натронитрита $Na[NO_3]$
3. Группа калинитрита $K[NO_3]$
4. Группа амнитрита $NH_4[NO_3]$

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа куприогнитрита $Cu_2[NO_3](OH)_3$

Отдел. В. Водные

1. Группа маггексагинитрита $Mg(H_2O)_6[NO_3]_2$
2. Группа нагисулнитрита $Na_3(H_2O)[SO_4][NO_3]$

Подкласс 1. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа баринитрита. Куб. $T^4 - P2_13$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.
Баринитрит (нитробарит) $Ba[NO_3]_2$	8,13	3,2	3

Стр. Структурный тип $Pb[NO_3]_2$ (*SB*—II, 73). Атомы Ba окружены 12 атомами O, принадлежащими шести различным радикалам NO_3, плоскости которых в структуре параллельны четырем граням октаэдра (рис. 275). Межатомные расстояния: Ba—O_{12} = 2,82 (6); 3,00 (6); N—O_3 = = 1,22 (Vegard, Bilberg, 1931).

Хим. Полных анализов нет.

Физ. Облик изометрический; сп. нет.

2. Группа натронитрита. Триг. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, Z = 4; 2.

	a_{rh}	α	a_{rh}	α'	Пл.	Тв.
Натронитрит (нитронатрит) $Na[NO_3]$	6,49	102° 49′	6,33	47° 15′	2,27	2

Стр. Изоструктурен с кальцитом; КЧ Na = 6 (см. рис. 58). Межатомные расстояния: $Na—O_6 = 2{,}40$; $N—O_3 = 1{,}12$; 1,22 (2) (*SR*—XI, 360). Радикалы $[NO_3]$ предполагаются вращающимися вокруг тройной оси (Bijvoet, Katelaar, 1932).

Физ. Кристаллы ромбоэдрического габитуса; сп. по $(10\bar{1}1)$ совершенная.

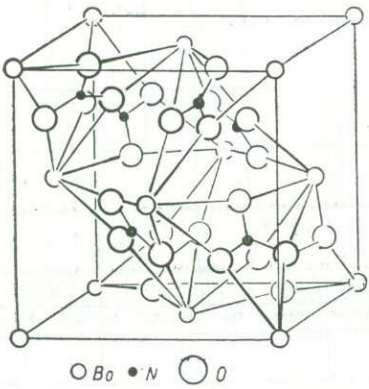


Рис. 275. Структура баринитрита.

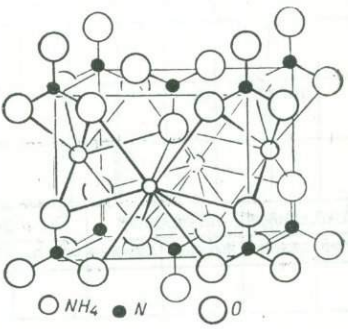


Рис. 276. Структура амнитрита.

3. Группа калинитрита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pcmn$, Z = 4.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Калинитрит (нитрока́лит) $K[NO_3]$	5,43	9,19	6,46	2,11	2

Стр. Изоструктурен с арагонитом; КЧ $K(NH_4) = 9$ (см. рис. 60 и 264). Межатомные расстояния: $K—O_9 \approx 2{,}90$; $N—O_3 = 1{,}25$ (*SB*—I, 339).

Хим. Изучен недостаточно. Современных анализов нет, но, по-видимому, изоморфные примеси ограничены.

Физ. Облик короткостолбчатый; сп. по (011) и (010) совершенная, по (110) несовершенная.

4. Группа амнитрита. Ромб. $D_{2h}^{13} - Pmmn$, Z = 2.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Амнитрит (нитраммит) $NH_4[NO_3]$	5,76	5,46	4,97	1,72	(1,5)

Стр. В структуре амнитрита (рис. 276) КЧ NH_4-группы составляет 12 атомов O, из которых восемь O расположены ближе остальных четырех O. Средние межатомные расстояния: $NH_4—O_{12} = 3{,}14$; $N—O_3 = 1{,}24$ и 1,26 (2) (Hendricks, Posnjak, Kračék, 1932).

Хим. Изучен недостаточно. Очень редок, так как гигроскопичен и легко растворим в воде.

Физ. Не изучен.

Отдел Б. С добавочными анионами или радикалами

1. Группа куприогнитрита. Ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Куприогнитрит $Cu_2[NO_3](OH)_3$ (герхардит)	$D_2^4 - P2_12_12_1$	5,56	6,07	13,71	4	3,4	2
Куфосогнитрит $Cu_6[PO_4[[NO_3]_2(OH)_7$ (ликазит)	$D_{2h}^9 - Pcma$	5,79	6,72	21,65	2	3,0	(3)

Стр. Структуры не изучены. Для синтетического мон. $Cu_2[NO_3](OH)_3$ установлена искаженная шестерная координация атомов Cu в виде $CuO_2(OH)_4$ и $CuO(OH)_5$ (Nawacki, Scheidegger, 1951). Межатомные расстояния: $Cu - O_2(OH)_4 = 2{,}35(2)$; 2,08(2) и 2,00(2); $Cu - O(OH)_5 = 2{,}18$; 2,27 и 2,05(4); $N - O_3 = 1{,}21$ (*SR* — 16, стр. 322).

Хим. Изоморфные примеси незначительны.

Физ. Облик индивидов этих минералов толстотаблитчатый; у обоих сп. по (001) весьма совершенная.

Отдел В. Водные

1. Группа маггексагинитрита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/a$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Маггексагинитрит (нитромагнезит)	$Mg(H_2O)_6[NO_3]_2$	6,61	12,67	6,21	92° 56′	1,62	(1,5 — 2)
Кальктетрагинитрит (нитрокальцит)	$Ca(H_2O)_4[NO_3]_2$	—	—	—	—	1,82	(1,5 — 2)

Стр. Структуры не изучены; параметры ячейки установлены на искусственных кристаллах (Ferrari, Braibanti, 1958).

Хим. Современных анализов нет.

Физ. Встречаются в сплошных массах и налетах. Искусственные кристаллы столбчатого облика по (001); сп. по (110) совершенная.

2. Группа нагисулнитрита. Мон., призматический — $2/m$.

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Нагисулнитрит (дарапскит)	$Na_3(H_2O)[SO_4][NO_3]$	—	—	—	102° 55′	2,20	3

Стр. Структура не изучена.

Хим. Изоморфных примесей почти не содержит.

Физ. Облик индивидов таблитчатый по (100), псевдотетрагональный. Сп. по (100) и (010) совершенная.

Тип IV.

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Класс I. Хлориды, бромиды, йодиды

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип IV. Галоидные соединения																H 12	
2	Класс 1. Хлориды, бромиды и йодиды														N 1	O 11	F 1	
3	Na 3	Mg 4											Al 1				Cl 28	
4	K 9	Ca 4					Mn 2	Fe 6			Cu 4						Br 1	
5											Ag 3						J 3	
6												Hg 1		Pb 3				
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
15	3					5	1	2		4	1

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа котуннита $PbCl_2$
2. Группа нантокита $CuCl$
3. Группа кераргирита $Ag(Br, Cl)$
4. Группа йодаргирита AgJ
5. Группа галита $NaCl$
6. Группа амхлита NH_4Cl

Отдел Б. Водные

Подотдел I. Простые

1. Группа хлоралюминита $Al(H_2O)_6Cl_3$
2. Группа эриохальцита $Cu(H_2O)_2Cl_2$
3. Группа бишофита $Mg(H_2O)_6Cl_2$
4. Группа гидрогалита $Na(H_2O)_2Cl$

Подотдел II. Сложные

1. Группа тахигидрита $CaMg_2(H_2O)_{12}Cl_6$
2. Группа карналлита $KMg(H_2O)_6Cl_3$

Подкласс 2. Островные

Отдел. А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа риннеита $K_3Na[FeCl_6]$
2. Группа псевдокотуннита $K_2[PbCl_4]$

Отдел Б. Водные

1. Группа эритросидерита $K_2[Fe(H_2O)Cl_5]$
2. Группа митчерлихита $K_2[Cu(H_2O)_2Cl_4]$

Подкласс 3. Цепные

1. Группа каломелита $(Hg_2^+)Cl_2\,{}^1_\infty$
2. Группа гидрофилита $CaCl_2\,{}^1_\infty$

Подкласс 4. Слоистые

1. Группа молизита $FeCl_3\,{}^2_\infty$
2. Группа лоренсита $FeCl\,{}^2_\infty$
3. Группа матлокита $PbClF\,{}^2_\infty$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа котуннита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pcmn$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	*d*	Пл.	Тв.
Котуннит $PbCl_2$	9,05	4,53	7,63	2,99	5,8	3

Стр. Атомы Pb в структуре окружены семью атомами Cl на расстоянии от 2,86 до 3,08; два следующие атома Cl удалены до 3,64 (Sahl, Zemann, 1961). Атомы Cl двух сортов с КЧ, равным 4Pb и 5Pb. В структуре намечается слабо выраженная слоистость параллельно (001) и (100). Атомы Cl_1 могут замещаться группой OH, что приводит к образованию гидроксихлоридов группы лавринонита.

Хим. Состав постоянен. Отмечаются незначительные примеси F и Sb.

Физ. Облик индивидов разнообразен. Сп. по (100) совершенная.

2. Группа нантокита. Куб. $T_d^2 - F\bar{4}3m$, $Z = 4$.

	a	*d*	Пл.	Тв.	Сп.
Нантокит CuCl	5,42	2,34	4,2	2 — 2,5	(110)
Маршит CuJ	6,06	2,62	5,6	2 — 2,5	(110)
Майерсит AgJ	6,50	2,80	5,8	2	(110)

Стр. Изоструктурны со сфалеритом, КЧ = 4/4 (см. рис. 11).

Хим. Состав нантокита постоянен. В маршите Cu изоморфно замещается Ag (до 1,2% и вероятно более), а в майерсите Ag замещается Cu (до 5,6%); в обоих J в незначительном количестве замещается Cl.

Разновидности: Ag-маршит, Cu-майерсит.

3. Группа кераргирита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	*d*	Пл.	Тв.
Кераргирит Ag(Br, Cl)	5,79—5,55	2,88—2,77	6,4—5,5	2,5

Стр. Тип галита, КЧ = 6/6 (см. рис. 8).

Хим. Состав изменяется в широких пределах ввиду полного взаимозамещения атомов Cl и Br, что позволяет выделить два подвида — *бромкераргирит и хлоркераргирит*. Кроме того, отмечаются изоморфные примеси J (до 10,4%) и Hg (до 1,8%).

Разновидности и разности: J-кераргирит; Hg-кераргирит.

4. Группа йодаргирита. Гекс. $C_{6v}^4 - P6_3mc$, $Z = 2$.

	a	*c*	*d*	Пл.	Тв.	Сп.
Йодаргирит AgJ	4,59	7,50	2,78	5,5	1,5	(0001) сов.

Стр. Тип вюрцита, КЧ = 4/4 (см. рис. 12).

Хим. Состав изменяется ограниченно; отмечаются изоморфные примеси Br (до 0,8%) и Cl (до 0,5%).

Разности: Br-йодаргирит, Cl-йодаргирит.

5. Группа галита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	*d*	Пл.	Тв.	Сп.
Галит NaCl	5,64	2,82	2,17	2	(100) сов.
Сильвин KCl	6,29	3,14	1,99	1,75	(100) сов.
Хлорокальцит $KCaCl_3$	Ромб. (?)	—	—	3	сов. (по трем направл.)

Стр. Тип NaCl, КЧ = 6/6 (см. рис. 8). Структура хлорокальцита не изучена.

Хим. Состав галита постоянен; в виде изоморфной примеси содержит Br (до 0,01%). Очень редко отмечается Ag (до 11%). В сильвине обнаруживаются изоморфные примеси Na (до 5,3%) и NH_4 (до 3%).

Разновидности: Ag-галит; Na-сильвин, NH_4-сильвин.

6. Группа амхлита. Куб. $O_h^1 - Pm3m$, $Z = 1$.

	a	*d*	Пл.	Тв.	Сп.
Амхлит NH_4Cl (нашатырь)	3,87	3,35	1,53	1,5	(111) нс.

Стр. Тип CsCl, КЧ = 8/8 (см. рис. 7).

Хим. Состав изменяется незначительно в связи с наличием примесей Br (0,12%) и J.

Отдел Б. Водные

Подотдел I. Простые

1. Группа хлоралюминита. Триг. $D_{3d}^6 - \bar{R}3c$, $Z = 2$; 6

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Хлоралюминит $Al(H_2O)_6Cl_3$	7,87	97°	11,82	11,82	1,68	—
Гидромолизит $Fe(H_2O)_6Cl_3$	—	—	—	—	—	—

Стр. Структура представлена октаэдрами $Al(H_2O)_6$ и плоскими треугольными группами, состоящими из атомов Cl, которые чередуются между собой вдоль оси *c*. При этом группы Cl_3 повернуты одна относительно другой на 180°, так что окружение Al-октаэдра сверху и снизу образует тригональную антипризму из атомов Cl (общее КЧ Al-октаэдра составляет 12 Cl). Среднее расстояние $Al - H_2O = 1,87$ (Andress, Karpenter, 1934). Гидромолизит, вероятно, изоструктурен с хлоралюминитом.

Хим. Состав изучен недостаточно.

2. Группа эриохальцита. Ромб. $D_{2h}^{7} - Pbmn$, $Z = 2$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эриохальцит	$Cu(H_2O)_2Cl_2$	7,39	8,06	3,73	2,55	3

Стр. Структура молекулярная и может быть отнесена к островным. Молекулы представлены атомами Cu, окруженными по квадрату двумя Cl и двумя H_2O (рис. 277). Удерживаются молекулы слабыми гидроксильными связями. Межатомные расстояния: $Cu - Cl_2 = 2{,}31$; $Cu - (H_2O)_2 = 2{,}01$; $H_2O - H_2O = 3{,}72$ (Harker, 1936).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов короткостолбчатый. Сп. по (110) совершенная, по (001) средняя.

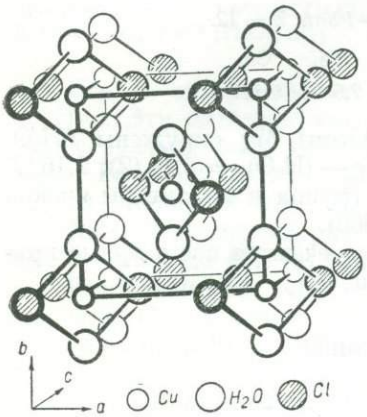


Рис. 277. Структура эриохальцита.

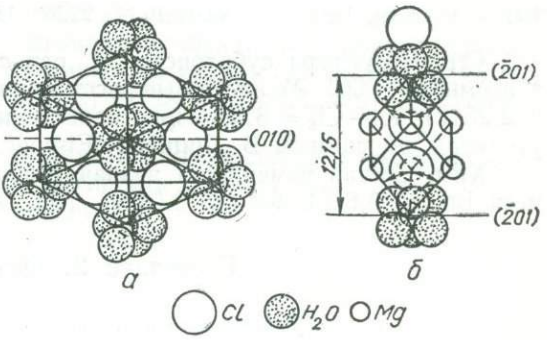


Рис. 278. Структура бишофита в двух проекциях: *а* — на плоскость $(\bar{2}01)$ и *б* — перпендикулярную к ней.

3. Группа бишофита. Мон. → гекс.

		Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Бишофит	$Mg(H_2O)_6Cl_2$	$C_{2h}^{3} - C2/m$	9,92	7,17	6,11	93° 42′	2	1.59	1,5—2
Калькгексагихлит (антарктицит)	$Ca(H_2O)_6Cl_2$	$D_3^2 - P321$	7,88	—	3,88	—	1	1,75	1,5

Стр. Структура субмолекулярная, в которой выделяются обособленные группы $Mg(H_2O)_6Cl_2$ (рис. 278). Группы H_2O окружают Mg по правильному октаэдру, атомы Cl примыкают сверху и снизу к граням октаэдра. Шесть атомов Cl, не входящие в состав этой группы, располагаются по кольцу в плоскости, перпендикулярной оси «молекулы». Межатомные расстояния: $Mg - (H_2O)_6 = 2{,}01\,(4)$ и $2{,}07\,(2)$; $Mg - Cl_8 = 3{,}99\,(2)$; $4{,}61\,(4)$ и $4{,}81\,(2)$; $Cl - (H_2O)_8 = 3{,}22\,(2)$; $3{,}28\,(2)$; $3{,}53\,(2)$; 3,25 и 3,27 (Andress, Gundermann, 1934). Структура калькгексагихлита субслоистая по (0001); в ней перпендикулярно оси *c* чередуются «слои» из октаэдров $Ca(H_2O)_6$ и «слои» из атомов Cl (Jensen, 1940).

Хим. Состав минералов в основном постоянен. В бишофите иногда отмечается изоморфная примесь брома (до 1%); в калькгексагихлите содержатся Mg, Na и K (Torii, Ossaka, 1965).

Физ. Облик индивидов бишофита весьма разнообразен; сп. нет. Калькгексагихлит не изучен, обнаружен в условиях низких температур в Антарктиде.

4. Группа гидрогалита. Мон. (?).

		a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Гидрогалит	$Na(H_2O)_2Cl$	—	—	—	—	1,6	1,5—2

Стр. Структурно и химически не изучен. Образуется и устойчив в соляной рапе при температуре от +0,15 до —21,9° С.

Подотдел II. Сложные

1. Группа тахигидрита. Триг.

		c/a	α	Пл.	Тв.	Сп.
Тахигидрит	$CaMg_2(H_2O)_{12}Cl_6$	1,76	~78°	1,66	2—2,5	$(10\bar{1}1)$ сов.

Стр. Структура не изучена.

Хим. Состав изменяется очень незначительно из-за замещений Cl — Br (до 0,2%) и $Mg - Fe^{2+}$ (до 0,1%) и Sr (до 0,2%).

2. Группа карналлита. Ромб. $D_{2h}^6 - Pbnn$, $Z = 12$.

		a	b	c	Пл.	Тв.	Сп.
Карналлит	$KMg(H_2O)_6Cl_3$	9,60	16,14	22,52	1,60	2,5—3	Нет

Стр. Структура субслоистая $\perp$ оси c. Атомы Mg окружены $6H_2O$, а атомы K — 6Cl. Межатомные расстояния: $Mg - (H_2O)_6 = 2{,}14\,(2)$; 2,16 (2) и 2,25 (2); $K - Cl_6 = 3{,}39$. Пространственная группа и параметры ячейки уточнены по данным В. Фишера (Fischer, 1965).

Хим. Состав изменяется незначительно; отмечаются изоморфные примеси Br (до 0,6%), Rb (до 0,01%), NH_4, Cs и Tl.

Подкласс 2. Островные

1. Группа риннеита. Триг. $D_{3d}^6 - R\bar{3}c$, $Z = 2$; 6.

		a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Риннеит	$K_3Na[FeCl_6]$	8,42	92° 25′	11,89	13,84	2,35	3,5
Хлорманкалит	$K_4[MnCl_6]$	8,48	89° 32′	11,98	14,84	2,31	3

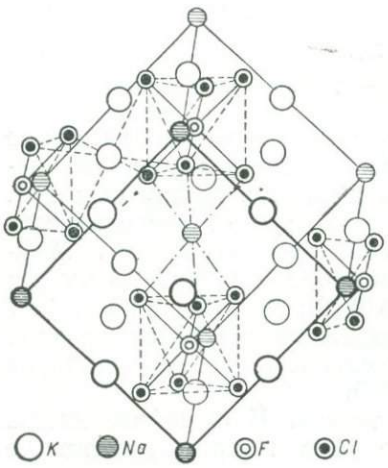


Рис. 279. Структура риннеита; в хлорманкалите позиции Na заняты атомами K.

Стр. Структуры минералов аналогичны (в хлорманкалите позиции Na в структуре риннеита заняты K). Атомы Cl окружают атомы Fe (Mn) по октаэдру. В риннеите атомы Na помещаются между гранями двух соседних Fe-октаэдров, а атомы K расположены по сторонам также в шестерной координации (рис. 279). Прочность связи в Fe (Mn)-октаэдрах в 3,5—4 раза прочнее связи в K (Na)-октаэдрах. Межатомные расстояния в риннеите: $Fe - Cl_6 = 2{,}30$; $Na - Cl_6 = 3{,}00$; $K - Cl_6 = 3{,}00$; в хлорманкалите: $Mn - Cl_6 = 2{,}51$; $K - Cl_6 = 3{,}14$ (Bellanca, 1948).

Хим. Изоморфная примесь Na в хлорманкалите составляет 0,38%; в риннеите отмечаются незначительные примеси Mn (0,18%) и Br (0,04%).

Физ. Облик индивидов изометрический (ромбоэдры). Сп. по $(11\bar{2}0)$ средняя только у риннеита.

2. Группа псевдокотуннита. Ромб. D_{2h}^{16} (?).

		a	b	c	Пл.	Тв.
Псевдокотуннит	$K_2[PbCl_4]$	11,80	5,77	9,82	—	—

Стр. Структура не изучена; параметры даны по искусственному соединению (Bellanca, Sgarlata, 1952).

Физ. Облик индивидов столбчатый, досчатый (по оси *c*). Свойства не изучены.

Отдел Б. Водные

1. Группа эритросидерита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pnma$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Эритросидерит $K_2[Fe^{3+}(H_2O)Cl_5]$	13,78	9,94	6,94	2,25	(3—3,5)
Дугласит $K_2[Fe^{2+}(H_2O)_2Cl_4]$	—	—	—	2,16	(3)

Стр. В эритросидерите атомы Fe^{3+} октаэдрически окружены 5Cl и $1H_2O$. Эти октаэдры вместе с атомами K образуют несколько искаженную структуру типа CaF_2. Межатомные расстояния в октаэдре составляют: $Fe - Cl_5(H_2O) = 2{,}40\,(3)$, $2{,}45\,(2)$ и $2{,}04$ (*SR* — XI, 419). Дугласит не изучен (моноклинный).

Хим. В эритросидерите K в значительном масштабе изоморфно замещается NH_4 (до 6,17%). Формула дугласита сомнительна.

Разновидности: NH_4-эритросидерит.

Физ. Облик индивидов эритросидерита изометрический до таблитчатого. Сп. по (210) и (011) совершенная.

2. Группа митчерлихита. Тетр. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$, $Z = 2$.

	a	*c*	Пл.	Тв.
Митчерлихит $K_2[Cu(H_2O)_2Cl_4]$	7,46	7,90	2,42	3

Стр. Основу структуры составляют октаэдры из атомов Cu, окруженных четырьмя атомами Cl, образующими искаженный квадрат, и двумя молекулами H_2O, расположенными в перпендикулярном направлении (рис. 280). Атомы K связывают эти октаэдры вместе, находясь в кубической координации. Межатомные расстояния в октаэдре составляют: $Cu - (H_2O)_2 = 1{,}97$; $Cu - Cl_4 = 2{,}32\,(2)$ и $2{,}95\,(2)$ (*SB* — I).

Хим. Состав постоянен.

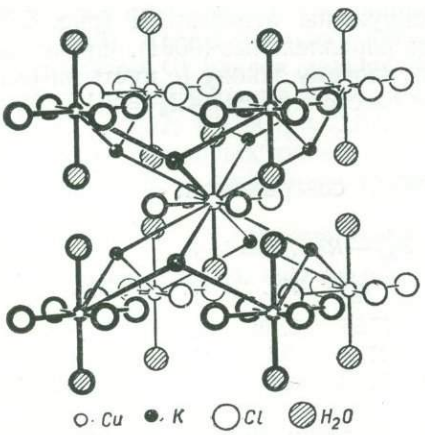


Рис. 280. Структура митчерлихита.

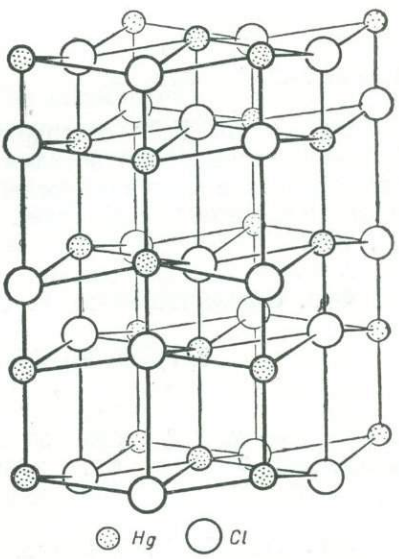


Рис. 281. Структура каломелита.

Подкласс 3. Цепные

1. Группа каломелита. Тетр. $D_{4h}^{17} - I4/mmm$, $Z = 4$.

	a	c	Пл.	Тв.
Каломелит $(Hg_2^{+})Cl_2{}^{1}_{\infty}$	4,46	10,91	7,2	2—2,5

Стр. По внешнему виду (рис. 281) структура представляется состоящей из двойных неровных слоев, простирающихся параллельно (001). Однако прочность связи между ними (Hg — Hg) почти такая же, как и в перпендикулярном направлении (100). В структуре намечаются отчетливые цепочки, они вытянуты вдоль оси c и состоят из четырехатомных звеньев Cl — Hg — Hg — Cl, связанных двумя концами (Hg — Cl) так, что они приобретают зигзагообразный характер, обходя отрезки Cl — Cl. КЧ $Hg^{+} = 5Cl + 1Hg$. Расстояния Hg — Hg = 2,55; Hg — Cl = 2,57; Cl — — Cl = 3,30 (*SB* — I, стр. 237).

Хим. Изменения состава не изучены.

Физ. Облик индивидов столбчатый до таблитчатого. Сп. по (100) средняя.

2. Группа гидрофилита. Ромб. $D_{2h}^{12} - Pnnm$ (?), $Z = 2$.

	a	b	c	Пл.	Тв.
Гидрофилит $CaCl_2{}^{1}_{\infty}$	6,25	6,44	4,21	2,22	—

Стр. Слегка деформированный тип рутила (искаженные октаэдры слегка повернуты вокруг оси c). Межатомные расстояния $Ca - Cl_6 =$ = 2,67 (2) и 2,76 (4) (*SB*—IX, 145). Все данные для искусственного соединения.

Физ. Сп. по (110) совершенная.

Подкласс 4. Слоистые

1. Группа молизита. Триг. $C_{3i}^{2} - R\bar{3}$, $Z = 2$; 6.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Молизит $FeCl_3{}^{2}_{\infty}$	6,70	52°30′	5,93	17,29	3,1	~1

Стр. Атомы Fe^{3+} октаэдрически окружены атомами Cl (рис. 282). Октаэдры связываются ребрами в слои; параллельные (0001), причем эти октаэдрические слои построены по корундовому закону (с пустыми октаэдрами в гексагональной сетке). Среднее расстояние $Fe—Cl_6 = 2{,}17$ (Wooster, 1932).

Хим. Не анализировался.

Физ. Облик таблитчатый; сп. по (0001) совершенная.

2. Группа лоренсита. Триг. $D_{3d}^{5} - R\bar{3}m$, $Z = 1$; 3.

	a_{rh}	α	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Хлормагнезит $MgCl_2{}^{2}_{\infty}$	6,23	33°30′	3,59	17,56	(2,40)	(1)	(0001) сов.
Скаккит $MnCl_2{}^{2}_{\infty}$	6,21	34°32′	3,68	17,49	3,1	(1)	(0001) сов.
Лоренсит $FeCl_2{}^{2}_{\infty}$	6,20	33°33,5′	3,60	17,64	3,2	(1)	(0001) сов.

Стр. Тип $CdCl_2$, КЧ=6/3. Структура легко интерпретируется как плотнейшая кубическая упаковка атомов Cl, в которой атомы Fe(Mn, Mg)

заселяют половину октаэдрических пустот так, что слои заселенных и незаселенных октаэдров чередуются (см. рис. 18). Это чередование прочно связанных тройных слоев (2Cl + 1Fe) имеет период идентичности, равный четырем слоям.

Хим. Изучены недостаточно. Анализы лоренсита отмечают примесь Ni.

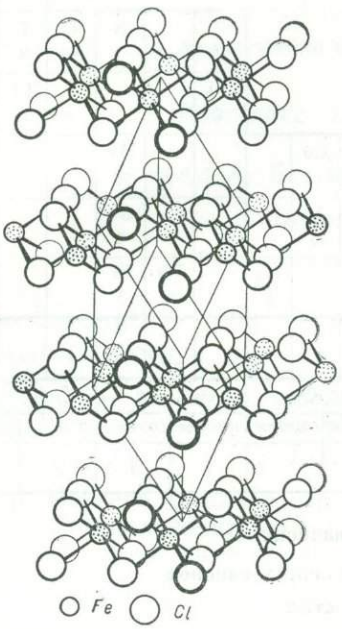


Рис. 282. Структура молизита; слои состава $FeCl_3$ удерживаются вместе остаточными связями.

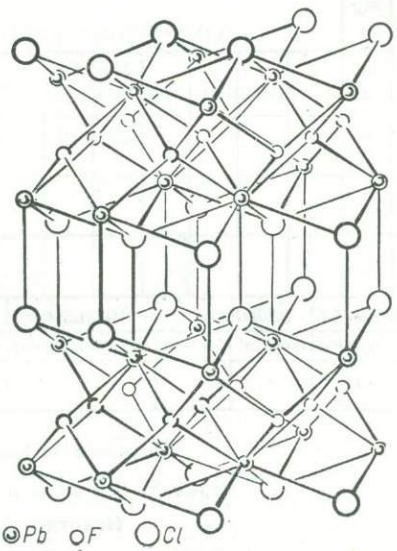


Рис. 283. Структура матлокита; слои сложного пятиатомного состава, между которыми действуют слабые связи Pb—Cl.

3. Группа матлокита. Тетр. $D_{4h}^7 - P4/nmm$, $Z = 2$.

		a	*c*	Пл.	Тв.
Матлокит	$PbClF\ \frac{2}{\infty}$	4,10	7,22	7,1	3—3,5

Стр. Слоистая структура представлена сложными слоями, в которых вдоль оси *c* чередуются следующие гомоатомные сетки: Cl—Pb—F—Pb—Cl (рис. 283). Атомы Pb имеют КЧ=9, с одной стороны 4F, а с другой — 5Cl. Пятый атом Cl удален дальше других (параллельно оси *c*) и обусловливает наименее прочные связи между слоями. Межатомные расстояния: $Pb—F_4 = 2{,}52$; $Pb—Cl_5 = 3{,}07(4)$ и 3,21(1) (Nieuwenkamp, Bijvoet, 1931).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) совершенная.

Недостаточно изученные и сомнительные

Кокцинит HgJ (?), *никгидрохлит* $Ni(H_2O)_6Cl_2$ (?), *токорналит* (Ag, Hg)J (?).

Класс II. Окси- и гидроксигалогениды

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип IV. Галоидные соединения																H 26	
2	Класс 2. Окси- и гидроксигалогениды														N 1	O 40	F 8	
3	Na 2	Mg 1											Al 8			S 4	Cl 32	
4		Ca 4					Mn 1	Fe 2			Cu 12				As 2			
5		Sr 2									Ag 2				Sb 2			
6												Hg 3		Pb 21	Bi 3			
7																		

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
5	12	1						1	3	9	9

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа атакамита $Cu_2(OH)_3Cl$
2. Группа иглстонита $(Hg_2^+)_3OCl_4$

Подотдел II. Сложные

1. Группа цирклерита $Fe_2AlO(OH)Cl_4$
2. Группа прозопита $CaAl_2(OH)_4F_4$
3. Группа болеита $AgPb_3Cu_3(OH)_6Cl_7$

Отдел Б. С водой и добавочными радикалами

1. Группа труделита $Al_{10}[SO_4]_3(OH)_{12}Cl_{12} \cdot 30H_2O$
2. Группа кридита $Ca_3Al_2[SO_4](OH)_2F_8 \cdot 2H_2O$
3. Группа коннелита $Cu_{19}[SO_4](OH)_{32}Cl_4 \cdot 4H_2O$

Подкласс 2. Каркасные

1. Группа ральстонита $Al_2(OH)_2F_4 \cdot H_2O$ $^3_\infty$

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа мендипита $Pb_3O_2Cl_2$ $^1_\infty$
2. Группа терлингуаита $Hg^+Hg^{2+}OCl$ $^1_\infty$

Отдел Б. Водные

1. Группа геарксутита $CaAl(H_2O)(OH)F_4$ $^1_\infty$

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа бисмохлита $BiOCl$ $^2_\infty$
2. Группа бликсита $Pb_4O_3Cl_2$ $^2_\infty$
3. Группа пенфильдита Pb_2OHCl_3 $^2_\infty$
4. Группа лаврионита $Pb(OH)Cl$ $^2_\infty$

Отдел Б. Сложные

1. Группа гематофанита $Pb_5Fe_4O_{10}(OH)Cl$?
2. Группа надорита $PbSbO_2Cl$?
3. Группа экдемита $Pb_6As_2O_7Cl_4$?
4. Группа диаболеита $Pb_2Cu(OH)_4Cl_2$?
5. Группа кёненита $Na_4Ca_2Mg_7Al_4(OH)_{22}Cl_{12}$?

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

Подотдел I. Простые

1. Группа атакамита. Ромб. → триг. → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Атакамит $Cu_2(OH)_3Cl$	D_{2h}^{16} — $Pnam$	6,02	9.15	6,85	—	4	3,8	3.5—3,75
Тригоатакамит $Cu_2(OH)_3Cl$ (параатакамит)	D_{3d}^{5} — $R\bar{3}m$	13,68	—	13,98	—	24	3,7	3,5
Клиноатакамит $Cu_2(OH)_3Cl$ (боталакит)	C_{2h}^{2} — $P2_1/m$	5,63	6,12	5,71	92°45′	2	3,6	(3,25)
Кемпит $Mn_2(OH)_3Cl$	D_{2h}^{1}—$Pmmm$ (?)	—	—	—	—	—	2,94	~3,5

Стр. Изучена детально структура атакамита. Центры атомов Cl и OH-групп расположены по закону плотнейшей кубической упаковки. Атомы Cu имеют шестерную координацию двух видов: 4OH + 2Cl и 5OH + 1Cl (рис. 284). Межатомные расстояния: Cu—$(OH)_4Cl_2$ = 2,00(2), 2,04(2) и 2,76(2); Cu—$(OH)_5Cl$ = 1,94(2), 2,07(2), 2,36 и 2,75 (Wells, 1949). Структуры тригоатакамита и клиноатакамита близки к структуре атакамита, но менее стабильны (Embrey, 1957).

Хим. Состав постоянен.

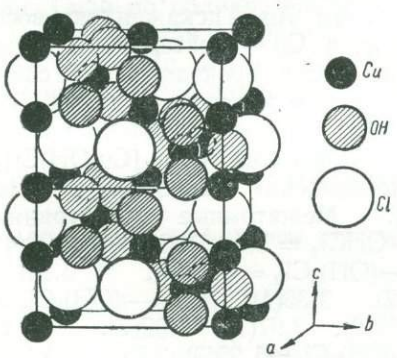


Рис. 284. Структура атакамита (общий вид).

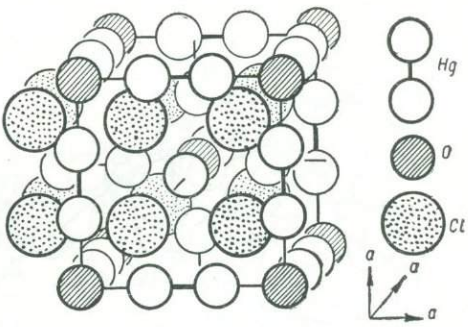


Рис. 285. Структура иглстонита (общий вид).

2. Группа иглстонита. Куб. O_h^9 — $Im3m$, $Z = 2$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Иглстонит $(Hg_2^+)_3OCl_4$	8,04	8,3	3—3,5	Нет

Стр. В структуре спаренные атомы Hg в виде Hg_2 и атомы Cl расположены по типу Pt_3O_4, а атомы O размещаются с двух сторон каждой пары Hg_2 в местах, которые в структуре Pt_3O_4 пустуют (рис. 285). Часть атомов Cl замещается (до 0,5) атомами O с образованием незанятых позиций (Hedlik, 1950).

Подотдел II. Сложные

1. Группа цирклерита. Триг. (?)

	a_h	c_h	Пл.	Тв.	Сп.
Цирклерит $Fe_2AlO(OH)Cl_4$ (?)	—	—	~2,6	~3,5—4	$(10\bar{1}1)$

Стр. Структура не изучена, отнесен к изодесмическим на основании свойств.

Хим. Состав требует уточнения; Fe^{2+} замещается Mg и Ca.

2. Группа прозопита. Мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Прозопит $CaAl_2(OH)_4F_4$	$C_{2h}^6 - C2/c$	6,70	11,13	7,35	95°00′	4	2,89	5
Ярлит $NaSr_2Al_2(OH)F_{10}$	$C_{2h}^3 - C2/m$ (?)	16,02	10,84	7,25	101°49′	6	3,6	4—5

Стр. Структура минералов не изучена. Судя по высокой твердости, относятся к изодесмическим.

Хим. В составе прозопита примеси незначительны. В ярлите Na и Sr замещаются Ca (3,2%) и Ba (2,25%), а Al—Mg (1,38%).

Физ. Облик таблитчатый. Сп. прозопита по (111) совершенная; у ярлита сп. не обнаружена.

3. Группа болеита. Куб. → тетр. Пр. гр. не опр.

	Синг.	a	c	Z	Пл.	Тв.
Персилит $AgPb_3Cu_3(OH)_6Cl_7$ (?)	Куб.	15,4	—	9	5,3	3,5—3,75
Болеит $AgPb_3Cu_3(OH)_6Cl_7$ (?)	Тетр.	15,27	60,94	36	5,1	3,5
Псевдоболеит $Pb_5Cu_4(OH)_8Cl_{10} \cdot 2H_2O$	Тетр.	15,4	31,2	12	4,9	3
Кюманжит $PbCu(OH)_2Cl_2$ (?)	Тетр.	15,20	24,76	44	4,7	3

Стр. Изучена структура только болеита (рис. 286). В структуре атомы Pb имеют КЧ 9 (три рода окружения), атомы Ag — искаженную восьмерную, а Cu — шестерную координацию. Более прочная dsp^2 — связь атомов Cu по квадрату с двумя Cl и двумя OH позволяет наметить в структуре «псевдомолекулы» $[Cu(OH)Cl]_{24}$ и «псевдоцепи» $[Cu(OH)Cl]_\infty$ (Yto, 1950). Межатомные расстояния: Pb_I—$OHCl_8$ = 3,52(1); 3,02(4); 3,20(4); Pb_{II}—$(OH)_3Cl_6$ = 3,65(2), 3,14(1); 3,19(2), 3,36(4); Pb_{III}—$(OH)_3Cl_6$ = = 3,52(2), 2,97(1), 3,02(2), 3,29(4); Ag—$(OH)_4Cl_4$ = 1,95(3), 3,71(1), 2,94(3), 3,71(1); Cu—$(OH)_2Cl_4$ = 1,95(2), 2,40(2), 2,61 и 2,64.

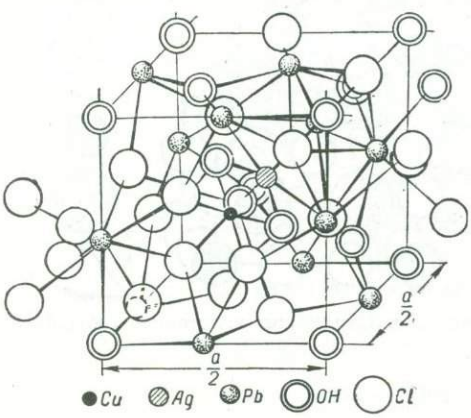


Рис. 286. Структура болеита: показана координация атомов Ag, Cu и Pb.

Структуры остальных минеральных видов близки к структуре болеита, что доказывается близостью параметра a и кратностью параметров c.

Хим. Состав требует дополнительного тщательного изучения. Отмечается замещение Cu и Pb (?) — Ag и Cl — OH.

Физ. Облик индивидов изометрический или короткостолбчатый (кюманжит). Сп. по двум или трем направлениям.

Отдел Б. С водой и добавочными радикалами

1. Группа труделита. Триг. (?)

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Труделит $Al_{10}[SO_4]_3(OH)_{12}Cl_{12} \cdot 30H_2O$ (?)	—	—	1,93	3

Стр. Структура не изучена. Сингония определена по ромбоэдрической спайности.

2. Группа кридита. Мон. $C_{2h}^6 - C2/c$, $Z = 4$.

	a	b	c	β	Пл.	Тв.
Кридит $Ca_3Al_2(SO_4)(OH)_2F_8 \cdot 2H_2O$	14,03	8,51	9,93	94°30′	2,74	3,75—4

Стр. В структуре сочетаются Al-октаэдры с Ca-кубами и тетраэдрами SO_4, причем в целом можно обнаружить некоторые элементы структур портландита, гипса и гидрограната (Борисов, 1964). Атомы Ca находятся в закрученных кубах и занимают два типа позиций с разным окружением. С Al-октаэдрами и SO_4-тетраэдрами они связываются через общие вершины и ребра. Межатомные расстояния: Ca_I—$F_5O(OH)H_2O = 2{,}35(5)$; 2,46; 2,53(2); Ca_{II}—$F_4O_2(H_2O)_2 = 2{,}30(4)$; 2,59(2); 2,60(2); Al—$F_4(OH)_2 =$ $= 1{,}79(4)$; 1,88(2); S—$O_4 = 1{,}46(2)$ и 1,47(2).

Физ. Облик столбчатый; сп. по (100) совершенная, по (110) средняя.

3. Группа коннелита. Гекс. $D_{6h}^4 - P6_3/mmc$ (?), $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.
Коннелит $Cu_{19}[SO_4](OH)_{32}Cl_4 \cdot 4H_2O$	15,85	9,16	3,4	2,5—3,5
Бутгенбахит $Cu_{19}[NO_3]_2(OH)_{32}Cl_4 \cdot 2H_2O$	15,85	9,16	3,4	3,5
Арцрунит $Pb_2Cu_4[SO_4](OH)_4Cl_6 \cdot 2H_2O$	—	—	—	—

Стр. Структуры минералов не изучены, но очевидно, что коннелит и бутгенбахит изоструктурны. Арцрунит ромб. (псевдогекс.) не исследован. Судя по облику, два первых могут оказаться цепными.

Хим. Состав коннелита и бутгенбахита постоянен. В арцруните Cu замещается Zn, а Pb — Ca.

Физ. Облик индивидов коннелита и бутгенбахита шестоватый, игольчатый. Сп. нет.

Подкласс 2. Каркасные

1. Группа ральстонита. Куб. $O_h^7 - Fd3m$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Ральстонит $Al_2(OH)_2F_4 \cdot H_2O$ $\frac{3}{\infty}$	9,91	2,52	5	(111) несов.

Стр. Структура близка к структуре пирохлора (Pabst, 1950), но не тождественна с ней, что вытекает из химического состава минералов. В основе ее лежит каркас из Al(OH, F)-октаэдров. Молекулы H_2O размещаются в крупных полостях структуры и имеют цеолитный характер. Там же находятся и атомы Na (КЧ = 12), входящие в состав минерала как компенсаторы отрицательного заряда каркаса при частичном замещении Al Mg. Расстояние Al—$(OH, F)_6 \approx 1{,}85$ (Cowley, Scott, 1948).

Хим. Состав требует дополнительного изучения. Он изменяется в результате изоморфного замещения Al — Mg + Na, содержание которых заметно варьирует, причем отношение Al : Mg колеблется от 6 : 1 (Степанов, Молева, 1962) до 3 : 2 (Pauly, 1965). Полная (динамическая) формула ральстонита: $Na_xMg_xAl_{2-x}(OH, F)_6 \cdot H_2O$ $\frac{3}{\infty}$.

Подкласс 3. Цепные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа мендипита. Ромб. $D_2^4 - P2_12_12_1$, $Z = 4$.

	a	*b*	*c*	Пл.	Тв.
Мендипит $Pb_3O_2Cl_2\,{}^1_\infty$	9,52	11,95	5,87	7,2	3

Стр. В структуре атомы Pb имеют координацию трех родов: Pb_I, окружены двумя атомами O и четырьмя атомами Cl (искаженная тригональная призма), Pb_{II} — четырьмя атомами O и тремя Cl; Pb_{III} — двумя атомами O и пятью атомами Cl. Цепной мотив структуры достигается за счет прочной связи Pb—O, в результате которой сдвоенные тетраэдры OPb_4 соединяются ребрами в бесконечные цепочки, вытянутые вдоль оси *c* (рис. 287). Межатомные расстояния: $Pb_I—O_2Cl_4 = 2{,}33(2)$; 3,12; 3,25(2); 3,44; $Pb_{II}—O_4Cl_3 = 2{,}33(4)$; 2,95; 3,44(2); $Pb_{III}—O_2Cl_5 = 2{,}33$; 2,93(2); 3,02; 3,21(2) (Gabrielson, 1958).

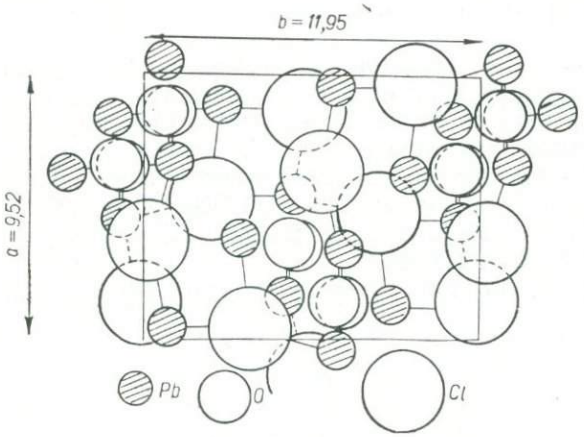


Рис. 287. Структура мендипита в проекции на плоскость (001).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов не изучен. Сп. по (110) совершенная, по (100) и (010) средняя.

2. Группа терлингуаита. Мон. $C_{2h}^3 - C2/m$, $Z = 7$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Терлингуаит $Hg^+Hg^{2+}OCl\,{}^1_\infty$	11,65	5,77	9,30	105°37′	8,7	2,5—3,5

Стр. Структура представлена бесконечными зигзагообразными цепочками ...Hg—O—Hg—O—Hg..., которые вытянуты вдоль оси *b* (рис. 288). Плоскостью излома цепей (зигзагов) является $(\bar{1}01)$; параллельно ей проходит спайность, и поэтому можно говорить о субслоистом характере цепной структуры, как в монтроидите HgO. Параллельно цепочкам ...Hg—O—Hg... протягиваются дискретные цепочки Hg_2Cl_2. Межатомные расстояния: $Hg—O_2 = 2{,}03$; $Hg—Cl_2 = 2{,}57$ (Ščavnicar, 1956).

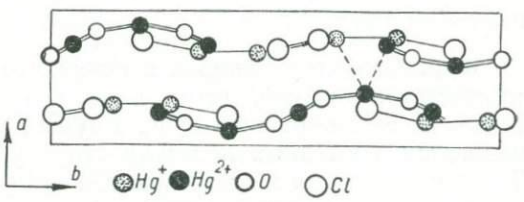


Рис. 288. Структура терлингуаита. Проекция на плоскость (001); видны два типа цепочек Hg—O—Hg и $Hg^{2+}—Cl_2$.

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов столбчатый, досчатый, вытянутый по оси *b*, изометрический. Сп. по $(\bar{1}01)$ совершенная.

Отдел Б. Водные

1. Группа геарксутита. Мон. Пр. гр. не опр.

	a	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Геарксутит $CaAl(H_2O)(OH)F_4\,{}^{1}_{\infty}$	—	—	—	—	—	2,78	(4)
Стральгиогфит $SrAl(H_2O)(OH)F_4\,{}^{1}_{\infty}$ (тихоненковит)	8,73	10,62	5,02	102°43′	4	3,3	3,75

Стр. Структура не изучена. Геарксутит отнесен к цепным на основе лишь игольчатого облика индивидов, что является недостаточным. Индивиды стральгиогфита имеют изометрический или таблитчатый облик.

Хим. Состав довольно постоянен; в стральгиогфите Sr частично замещается Ca (0,93%).

Подкласс 4. Слоистые

Отдел А. Простые

1. Группа бисмохлита. Тетр. $D^7_{4h} - P4/mmm$, $Z = 2$.

	a	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Бисмохлит $BiOCl\,{}^{2}_{\infty}$	3,90	7,38	7,4	2,5—3	(001) сов.
Бисмофит $BiOF\,{}^{2}_{\infty}$ (заварицкит)	3,75	6,23	7,9	(3—3,5)	(001) сов.

Стр. Изоструктурны с матлокитом (см. рис. 283); позиции Pb заняты Bi, а позиции F или Cl — атомами O. Межатомные расстояния: Bi—O_4 = 2,31; Bi—Cl_5 = 3,49 (Sillen, 1941).

Хим. В составе бисмохлита Cl замещается OH (до отношения 1 : 1).

Разновидности: OH-бисмохлит.

Физ. Облик искусственных кристаллов таблитчатый, сп. по (001) совершенная.

2. Группа бликсита. Ромб. → тетр.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Бликсит $Pb_4O_3Cl_2\,{}^{2}_{\infty}$	Не опр.	5,83	5,69	25,47	4	7,4	3,5 (?)
Лоретоит $Pb_7O_6Cl_2\,{}^{2}_{\infty}$	Тетр.	—	—	—	—	7,7	3
Плюмбофит $Pb_2OF_2\,{}^{2}_{\infty}$	$D^5_{2d} - P\bar{4}m2$	8,16	—	5,72	4	8,2	(4)

Стр. Изучена структура синтетического Pb_2OF_2, которая близка к структуре матлокита. Остальные отнесены к данному подклассу на основе морфологии, спайности и большого кристаллохимического сходства со слоистыми надоритом и эквемитом. Межатомные расстояния в плюмбофите: Pb—F_4 = 2,33(2) и 2,68(2); Pb—O_4 = 2,30(2) и 2,52(2) (Bystrom, 1947).

Хим. Состав требует дополнительного изучения.

Физ. Облик индивидов лоретоита и плюмбофита пластинчатый. Сп. по одному направлению совершенная.

3. Группа пенфильдита. Гекс. Пр. гр. не опр.

	a	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Пенфильдит $Pb_2OHCl_3\,{}^{2}_{\infty}$	11,15	9,8	8	6,8	—

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым условно на основе кристаллохимических соображений.

Хим. Состав трактуется различно в связи с разными результатами анализов. Необходимо дополнительное изучение.

Физ. Облик индивидов от столбчатого до таблитчатого. Сп. по (0001) средняя.

4. Группа лаврионита. Ромб → мон.

	Пр. гр.	a	b	c	β	Z	Пл.	Тв.
Лаврионит $Pb(OH)Cl$	$D_{2h}^{16} - Pcmn$	9,62	4,03	7,12	—	4	6,3	3,5—3,75
Клинолаврионит $Pb(OH)Cl$	$C_{2h}^{3} - C2/m$	10,79	3,98	7,19	117°13′	4	6,3	~2
Фидлерит $Pb_3(OH)_2Cl_4$	$C_{2h}^{5} - P2_1/a$	16,62	8,02	7,20	102°12′	4	5,6	~3,5

Стр. Минералы обладают сходным планом структуры, что подтверждается близким (или кратным) значением параметров ячейки. Структура лаврионита близка к структуре матлокита (см. рис. 283), и также к структуре котуннита и получается из последней при замене всех атомов Cl_1 группами OH. Эта замена увеличивает анизотропию связей особенно в направлении оси c, что, однако, отчетливо проявляется только у клинолаврионита. Межатомные расстояния в лаврионите: $Pb—(OH)_4 = 2{,}85$; $Pb—Cl_5 = 3{,}23$ (Brasseur, 1940).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов таблитчатый (по оси a) или досчатый (вытянутый по оси b). Сп. лаврионита по (101), а фидлерита по (100) средняя; сп. клинолаврионита по (001) совершенная.

Отдел Б. Сложные

1. Группа гематофанита. Тетр. $D_{4h}^{17} - I4/mmm$ (?), $Z = 3$.

	a	c	Пл.	Тв.
Гематофанит $Pb_5Fe_4O_{10}(OH)Cl$	7,82	15,26	7,7	2—3

Стр. Структура не изучена. Отнесен к слоистым на основе морфологии и физических свойств.

Хим. В составе отмечаются незначительные примеси Ca, Mn, Fe^{2+} и Mg.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) совершенная.

2. Группа надорита. Ромб. $D_{2h}^{17} - Bmmb$, $Z = 4$

	a	b	c	Пл.	Тв.
Надорит $PbSbO_2Cl$	5,60	5,44	12,22	7,0	3,5—4
Перит $PbBiO_2Cl$	5,62	5,57	12,43	8,2	3,5

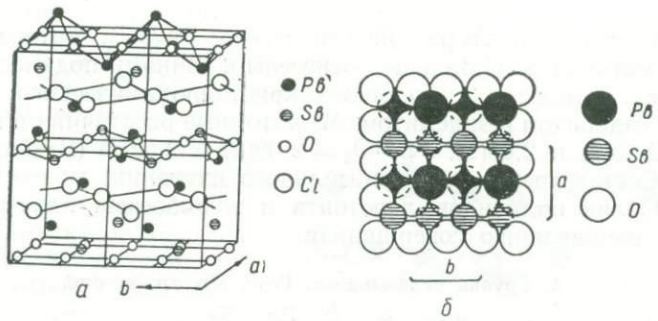


Рис. 289. Структура надорита:
а — общий вид; *б* — слой $PbSbO_2$ с четверной пирамидальной координацией Pb и Sb.

Стр. Минералы изоструктурны. Структура надорита представляет собой сочетание слоистой структуры типа плюмбита (в которой четверную пирамидальную координацию имеют атомы не только Pb, но и Sb) со слоями из атомов Cl (рис. 289), параллельными (001). КЧ Pb и Sb равно

8 (4O + 4Cl). Межатомные расстояния: Pb — O_4Cl_4 = 2,44 (4) и 3,18 (4); Sb — O_4Cl_4 = 2,17 (4), 3,39 (2) и 3,54 (2) (Sillen, Melander, 1941); в перите: Pb — O_4Cl_4 = 2,45 (4), 3,30 (2) и 3,25 (2); Bi — O_4Cl_4 = 2,27 (4), 3,45 (2) и 3,42 (2) (Gillberg, 1961).

Хим. Существенных изоморфных примесей не содержат.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (001) совершенная.

3. Группа эксдемита. Тетр. → ромб.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	*Z*	Пл.	Тв.
Эксдемит $Pb_6As_2O_7Cl_4$	Не опр.	10,8	—	25,6	8	7,1	2,5—3,5
Ортоэксдемит $Pb_6As_2O_7Cl_4$	Не опр.	10,8	10,8	25,6	8	6,9	2,5—3,5
Охролит $Pb_6Sb_2O_7Cl_4$	Ромб.	—	—	—	—	—	3,5

Стр. Два первых минерала структурно мало отличаются друг от друга (Sillen, Melander, 1941). Структура слоистая, близкая к типу надорита и, вероятно, дефектная (Strunz, 1942). Должно быть, часть позиций As занята атомами Pb, что приводит к уменьшению числа атомов O. В идеальном случае переход от надоритовой структуры к структуре эксдемита выражается схемой $Pb_4As_4O_8Cl_4 \rightarrow Pb_6As_2O_7Cl_4$. Дальнейшее же увеличение количества атомов Pb в структуре может идти только за счет уменьшения числа атомов As, и в конечном счете мы приходим к структуре бликсита: $Pb_6As_2O_7Cl_4 \rightarrow Pb_8O_6Cl_4$.

Хим. Состав немного варьирует за счет колебания отношения Pb : As; отмечается также изоморфное замещение As—Sb (до 1,15%) и Pb—Ca и Mn (до 0,5%).

Физ. Облик индивидов таблитчатый и пластинчатый; сп. по (001) совершенная.

4. Группа диаболеита. Тетр. → мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Диаболеит $Pb_2Cu(OH)_4Cl_2$	$C_{4v}^1 - P4mm$	5,87	—	5,49	—	1	5,4	3
Хлороксифит $Pb_3CuO_2(OH)_2Cl_2$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	10,36	5,74	6,53	97° 11′	2	6,9	3

Стр. Изучена только структура диаболеита (рис. 290). В ней четко выделяются слои, образующиеся за счет более прочных гидроксильных связей Pb—OH и Cu—OH, действующих внутри слоев по сравнению со связями Cl—OH, действующими между слоями. Атомы Pb имеют восьмерную координацию из 4OH и 4 Cl, образуя полиэдр в виде закрученного куба (квадрат из OH повернут на 45° относительно квадрата из атомов Cl), атомы Cu окружены октаэдрически 4OH и 2Cl (квадрат из OH расположен по экватору). Межатомные расстояния: Pb — —$(OH)_4Cl_4$ = 2,57 (4), 3,01 (2) и 3,18 (2); Cu — $(OH)_4Cl_2$ = 2,07 (4) и 2,75 (2) (Byström, Wilhelmi, 1950). Хлороксифит близок по величине параметров *a* и *b* к диаболеиту, но заметно отличается от него параметром *c*. Структурная близость требует прямых доказательств.

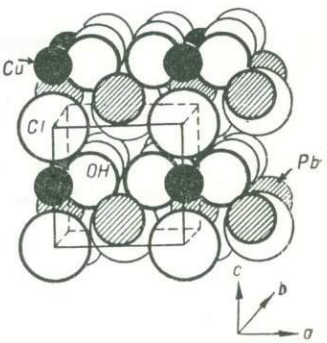


Рис. 290. Структура диаболеита;
отчетливо видны слои, параллельные (001).

Хим. Состав минералов постоянен.

Физ. Облик индивидов диаболеита пластинчатый, хлороксифита — досчатый. Сп. первого по (001), второго по ($\bar{1}01$) совершенная.

5. Группа кёненита. Триг.

		Пр. гр.	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Кёненит	$Na_4Ca_2Mg_7Al_4(OH)_{22}Cl_{12}\frac{2}{\infty}$	Не опр.	—	32,64	—	2,15	1—2

Стр. Структура представлена чередующимися двойными слоями состава $[Mg_7Al_4(OH)_{22}]^{4+}$ и $[Na_4Ca_2Cl_{12}]^{4-}$, имеющими различные параметры ячейки: первый — $a_h = 3{,}05$, $c_h = 10{,}88$; второй $a_h = 4{,}07$, $c_h = 32{,}64$ (Lohse, Allmann, Burzlaff, Hellner, 1963).

Хим. Состав изменяется за счет изоморфизма между Na, Ca, Mg и Sr. Атомы Cl замещаются Br (до 0,05%).

Физ. Облик индивидов разнообразен: от столбчатых и игольчатых (острые скаленоэдры) до таблитчатых. Сп. по (0001) совершенная.

Недостаточно изученные и сомнительные

Гидромеланоталлит $Cu_2(OH)_2Cl_2 \cdot H_2O$ (?), *давизит — оксихлорид* Pb, *кадвалдерит* $Al(OH)_2Cl \cdot 4H_2O$, *меланоталлит* Cu(OH)Cl?

Класс III. Фториды

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa		VIIIa		Ib	IIb	IIIb	IVb	Vb	VIb	VIIb	VIIIb
1	Тип IV. Галоидные соединения																H 5	
2	Li 1		Класс 3. Фториды										B 2	C 1	N 2	O 5	F 23	
3	Na 13	Mg 3											Al 10	Si 4	P 1	S 1		
4	K 4	Ca 5																
5		Sr 2	Y 2															
6																		
7						Ce 1												

Координационные		Каркасные		Кольцевые		Островные		Цепные		Слоистые	
простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные	простые	сложные
3	1	3	1			4	4	1	1	3	2

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа флюорита CaF_2
2. Группа вильомита NaF

Отдел Б. Сложные

1. Группа накалькифита $NaCaYF_6$

Подкласс 2. Каркасные

1. Группа нейборита $Na\,[MgF_3]\,{}^{3}_{\infty}$
2. Группа эльпасолита $K_2\,[NaAlF_6]\,{}^{3}_{\infty}$
3. Группа криолитионита $Na_3\,[Li_3Al_2F_{12}]\,{}^{3}_{\infty}$
4. Группа чухровита $Ca_3YAl_2\,(H_2O)_{10}\,[SO_4]\,F_{13}\,{}^{3}_{\infty}$

Подкласс 3. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа гиератита $K_2\,[SiF_6]$
2. Группа авогадрита $K\,[BF_4]$

Отдел Б. Водные

1. Группа томсенолита $NaCa\,[AlF_6]\cdot H_2O$

Отдел В. С добавочными радикалами

1. Группа стенонита $Sr_2Al\,(CO_3)\,F_5$

Подкласс 4. Цепные

1. Группа селлаита $MgF_2\,{}^{1}_{\infty}$
2. Группа криолита $Na_2\,[NaAlF_6]\,{}^{1}_{\infty}$

Подкласс 5. Слоистые

1. Группа флюоцерита $CeF_3\,{}^{2}_{\infty}$
2. Группа веберита $Na_2\,[MgAlF_7]\,{}^{2}_{\infty}$
3. Группа хиолита $Na_4\,[NaAl_3F_{14}]\,{}^{2}_{\infty}$
4. Группа малладрита $Na_2\,[SiF_6]\,{}^{2}_{\infty}$

Недостаточно изученные и сомнительные

Подкласс 1. Координационные

Отдел А. Простые

1. Группа флюорита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	d	Пл.	Тв.	Сп.
Флюорит CaF_2	5,46	2,36	3,18	4	(111) сов.

Стр. Тип флюорита, КЧ = 8/4 (см. рис. 15).

Хим. Состав обычно постоянен. Наиболее существенные изменения получаются за счет изоморфных примесей Y и Ce, содержание которых достигает отношения (Y, Ce) : Ca = 1 : 6. В результате возникает дефектная структура, состав которой выражается формулой $Ca_{1-x}Y_{2/3x}F_2$, и немного изменяется параметр решетки.

Разновидности: Y-флюорит, Ce-флюорит.

2. Группа вильомита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	d	Пл.	Тв.	Сп.
Вильомит NaF	4,63	2,31	2,79	2,5	(100) сов.
Кароббит KF	5,40	2,66	2,51	(1,75)	(100)

Стр. Тип галита, КЧ = 6/6 (см. рис. 8).

Хим. Состав вильомита существенно не изменяется. Анализами отмечены незначительные примеси K (до 0,32%), Ca (до 1,2%) и следы Mg. В кароббите K частично замещается Na и F—Cl.

Отдел Б. Сложные

1. Группа накалькифита. Триг. $C_{3i}^1 - P\bar{3}$, $Z = 1$.

	a_h	c_h	Пл.	Тв.
Накалькифит $NaCaYF_6$	5,99	3,53	4,5	4—4,5

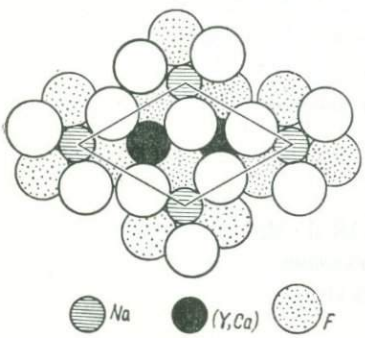


Рис. 291. Структура накалькифита;
проекция на плоскость (0001).

Стр. В структуре (рис. 291) октаэдры NaF_6 сочетаются с девятивершинниками CaF_9 и YF_9 (тригональные призмы с пирамидальными гранями). Полиэдры CaF_9 и YF_9 соединяются треугольными основаниями и образуют колонки вдоль оси c. В этом же направлении, но чередуясь с пустыми октаэдрами, повторяются октаэдры NaF_6. Между собой разные октаэдры соединяются ребрами. Межатомные расстояния: Na—F_6=2,33; (Ca, Y)—F_9= 2,30 (3) и 2,39 (6) (Воронков, Шумяцкая, Пятенко, 1962).

Хим. Отношение Ca : Y непостоянно; Y замещает Ca по схеме $2Ca \rightarrow Y + Na$. Атомы F замещаются Cl (до 3,79%) и OH (до 2%). Состав *TR* (замещающих Y): Dy, Er, Gd, Nd, Ce, Yb, Sm, Ho, Pr, Tb, La, Tu, Lu, Eu.

Физ. Облик короткостолбчатый; сп. по $(10\bar{1}0)$ совершенная.

Подкласс 2. Каркасные

1. Группа нейборита. Ромб. $D_{2h}^{16} - Pcmn$, $Z = 4$.

	a	b	c	Пл.	Тв.	Сп.
Нейборит $Na[MgF_3]\,\frac{3}{\infty}$	5,36	7,68	5,50	3,0	3	Нет

Стр. Тип перовскита. Октаэдры MgF_6 соединяются вершинами, образуя каркас (рис. 292). Атомы Na размещаются в полостях и имеют КЧ 12 (Chao и др., 1961).

Хим. Состав изучен недостаточно полно.

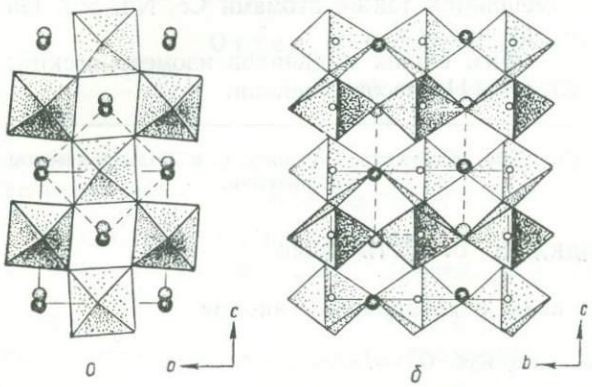


Рис. 292. Структура нейборита;
каркас из октаэдров MgF_6, в полостях которого расположены атомы Na (большие кружки).

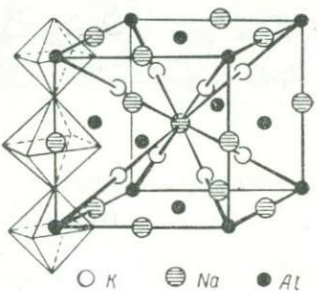


Рис. 293. Структура эльпасолита;
октаэдры AlF_6 и NaF_6 соединяются в единый каркас.

2. Группа эльпасолита. Куб. $T_h^6 - Pa3$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Эльпасолит $K_2[NaAlF_6]\,\frac{3}{\infty}$	8,11	3,0	3	Нет

Стр. Каркас построен из чередующихся октаэдров AlF_6 (находятся в вершинах и центрах граней кубической ячейки) и NaF_6 (находятся в середине ребер и центре). Атомы K в координации 12 расположены в центрах восьми малых кубов (рис. 293).

3. Группа криолитионита. Куб. $O_h^{10} - Ia3d$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Криолитионит $Na_3[Li_3Al_2F_{12}]\,\frac{3}{\infty}$	12,16	2,77	3—3,5	(110) сов.

Стр. Структурный тип граната. Октаэдры AlF_6 соединяются общими вершинами с тетраэдрами LiF_4 и образуют гетероатомный каркас, в полостях которого располагаются атомы Na в координации 8. Прочность связи в полиэдрах каркаса заметно больше, чем в полиэдрах NaO_8. Межатомные расстояния: Na—F_8 = 2,40 (4) и 2,58 (4); Li—F_4 = 1,80; Al—F_6 = = 1,81 (Menzer, 1930).

4. Группа чухровита. Куб. $T_h^4 - Fd3$, $Z = 8$.

	a	Пл.	Тв.
Чухровит $Ca_3YAl_2(H_2O)_{10}[SO_4]F_{13}\,\frac{3}{\infty}$	16,80	2,34	3,5

Стр. Главной особенностью структуры чухровита является каркас, состоящий из Al- и (Ca, Y)-октаэдров, соединяющихся друг с другом вершинами (рис. 294). В крупных полостях каркаса располагаются радикалы SO_4, связанные с H_2O-вершинами соседних полиэдров водородной связью. Распределение атомов Ca и Y по крупным октаэдрическим позициям должно быть статистическое. Межатомные расстояния: (Ca, Y) — $(H_2O)_3F_3$ = = 2,48 (3) и 2,29 (3); Al—F_6 = 1,85; S—O_4 = = 1,48 (Бокий, Горогоцкая, 1965).

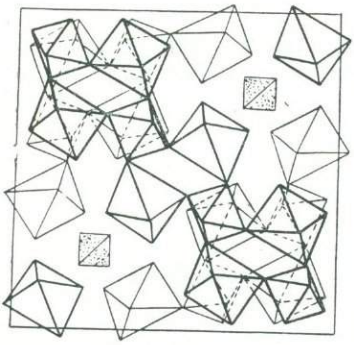


Рис. 294. Структура чухровита в полиэдрическом изображении.

Хим. Между атомами Ca и Y наблюдаются изоморфные отношения. Атомы Y замещаются также атомами Ce, Nd, Sm, Gd и другими *TR*.

Физ. Облик индивидов изометрический; сп. по (111) несовершенная.

Подкласс 3. Островные

Отдел А. Без воды и добавочных анионов

1. Группа гиератита. Куб. $O_h^5 - Fm3m$, $Z = 4$.

	a	Пл.	Тв.	Сп.
Гиератит $K_2[SiF_6]$	8,19	2,66	3	(111) сов.
Криптогалит $(NH_4)_2[SiF_6]$	8,35	2,02	3	(111) сов.

Стр. Структурный тип K_2PtCl_6 или «антифлюорита», где K (NH_4) занимает позиции F, а SiF_6 — позиции Ca (рис. 295). КЧ K (NH_4) равно 12F. Межатомные расстояния: K—F_{12} = 2,90; Si—F_6 = 1,75; NH_4—F_{12} = 2,97; Si—F_6 = 1,71 (*SB—III*, 121).

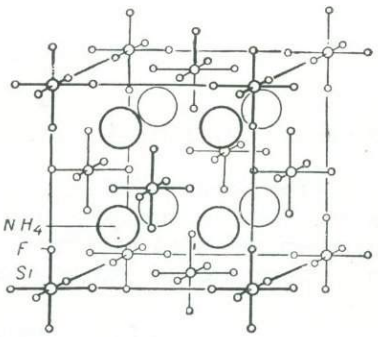


Рис. 295. Структура криптогалита с островными октаэдрами SiF_6, между которыми размещаются ионы аммония.

2. Группа авогадрита. Ромб., $Z = 4$.

	Пр. гр.	a	b	c	Пл.	Тв.
Ферручит $Na[BF_4]$	$D_{2h}^{17} - Ccmm$	6,26	6,83	6,78	2,50	~3,5
Авогадрит $K[BF_4]$	$D_{2h}^{16} - Pnma$	8,10	5,18	6,64	2,51	(3)

Стр. Ферручит изоструктурен с ангидритом (см. рис. 254); КЧ Na равно 8F. Авогадрит изоструктурен с баритом (см. рис. 255); КЧ K равно 12F. Межатомные расстояния в ферручите: B—F_4 = 1,41; Na—F_8 = 2,18— —2,20 (Bellanca, 1948); в авогадрите B—F_4 = 1,29; 1,39 (2) и 1,53; K—F_{12} ≈ ≈ 2,8 (Bellanca, Sgarlata, 1950).

Хим. Ферручит содержит K (до 3%); в авогадрите K замещается Cs (до 18%).

Разновидности: Cs-авогадрит.

Отдел Б. Водные

1. Группа томсенолита. Мон.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	*Z*	Пл.	Тв.
Томсенолит $NaCa[AlF_6]\cdot H_2O$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	5,58	5,51	16,13	96° 27′	4	2,99	3—3,5
Паратомсенолит $NaCa[AlF_6]\cdot H_2O$ (пахнолит)	$C_{2h}^6 - A2/a$	9,92	10,43	15,72	142° 15′	8	2,97	3,5

Стр. Паратомсенолит состоит из полиэдров AlF_6, $CaF_6(H_2O)$ и NaF_{12}, связанных в трехмерную (субкаркасную) постройку (Gerhard, 1966).

Физ. Облик индивидов столбчатый. Сп. томсенолита по (001) совершенная, тогда как у паратомсенолита почти не выражена.

Отдел В. С добавочными радикалами

1. Группа стенонита. Мон., $Z = 4$.

	Пр. гр.	*a*	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Стенонит $Sr_2Al[CO_3]F_5$	$C_{2h}^2 - P2_1/m$	5,45	8,69	13,14	98° 20′	3,9	3,5
Бёггильдит $Na_2Sr_2Al_2[PO_4]F_9$	$C_{2h}^5 - P2_1/c$	5,24	10,48	18,52	107° 21′	3,7	4,5—5,5

Стр. Структуры не изучены.

Хим. Состав довольно постоянен; для обоих минералов отмечаются примеси Ba.

Физ. У стенонита сп. по (001) и (120) средняя, бёггильдит обладает несовершенной сп. по двум направлениям.

Подкласс 4. Цепные

1. Группа селлаита. Тетр. $D_{4h}^{14} - P4_2/mnm$, $Z = 2$.

	a	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Селлаит MgF_2	4,65	3,07	3,15	4,25—4,75	(100) и (110) сов.

Стр. Тип рутила, КЧ = 6/3 (см. рис. 16). Расстояние $Mg—F_6 = 1,99$ (Baur, 1956).

Хим. Состав постоянен.

2. Группа криолита. Мон. $C_{2h}^5 - P2_1/n$, $Z = 2$.

	a	*b*	*c*	β	Пл.	Тв.
Криолит $Na_2[NaAlF_6]$	5,47	5,62	7,82	90° 11′	2,96	3

Стр. В основе структуры находятся гетероатомные цепочки из октаэдров состава $NaAlF_6$, параллельные оси *c* (рис. 296). Между цепочками в крупных полостях размещаются остальные $^2/_3$ атомов Na в координации 12 и скрепляют эти цепочки. Межатомные расстояния: $Al—F_6 = 1,79—1,83$;

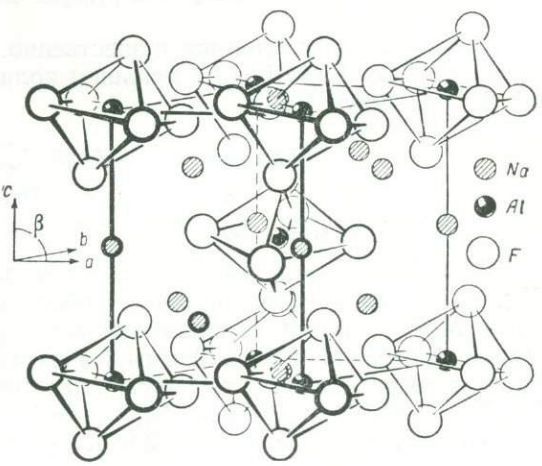


Рис. 296. Структура криолита. В гетерогенных цепочках, параллельных оси *c*, показаны только октаэдры AlF_6.

$Na - F_6 = 2{,}32 - 2{,}42$; $Na - F_{12} = 2{,}21 - 2{,}68$ (Naray-Szabo, Sasvari, 1938).

Хим. Состав постоянен.

Физ. Облик индивидов столбчатый до изометрического; сп. нет (?).

Подкласс 5. Слоистые

1. Группа флюоцерита. Гекс. $D^4_{6h} - P6_3/mmc$, $Z = 6$.

		a	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Флюоцерит	CeF_3 $^2_\infty$	7,12	7,29	6,1	5—5,5	(0001) сов.

Стр. Структура представлена волнистыми слоями атомов F, оторачивающими с двух сторон плоские гексагональные сетки из атомов Ce и F (рис. 297). Координация атомов Ce сложная: три атома F расположены по треугольнику на расстоянии 2,37, два атома F находятся на расстоянии 2,36 (расположены вдоль оси *c*), и шесть атомов F окружают его по призме на расстоянии 2,70 (Öftedal, 1929; Mansmann, 1965). Последний автор указывает пр. гр. $D^4_{3d} - P\bar{3}c1$.

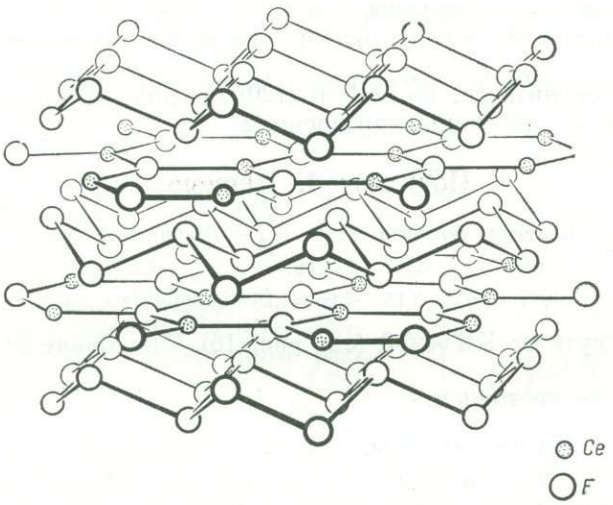


Рис. 297. Структура флюоцерита.

Хим. Состав изменяется существенно, так как Ce замещается La до отношения Ce : La = 1 : 1, в меньшем количестве содержатся изоморфные Nd, Pr, Y, Sm и Gd.

2. Группа веберита. Ромб. $D^{28}_{2h} - Ibmm$, $Z = 4$.

		a	*b*	*c*	Пл.	Тв.	Сп.
Веберит	$Na_2[MgAlF_7]^2_\infty$	7,31	7,06	9,99	2,97	3,75	(101) ср.

Стр. Структура изучена недостаточно. Слои образованы октаэдрами $(Mg, Al)F_6$, соединенными между собой вершинами, но так, что у октаэдров MgF_6 общими оказываются все вершины, а у октаэдров AlF_6 — только четыре из шести. Атомы Na окружены 8 атомами F и расположены между слоями по двум позициям. Межатомные расстояния: $Al - F_6 = 1{,}83\,(4)$ и $1{,}85\,(2)$; $Mg - F_6 = 1{,}94$; $Na_I - F_8 = 2{,}40\,(4)$ и $2{,}70\,(4)$; $Na_{II} - F_8 = 2{,}21\,(2)$, $2{,}56\,(4)$ и $2{,}69\,(2)$ (Byström, 1945).

3. Группа хиолита. Тетр. $D^6_{4h} - P4/mnc$, $Z = 2$.

	a	c	Пл.	Тв.	Сп.
Хиолит $Na_4[NaAl_3F_{14}]\frac{2}{\infty}$	7,01	10,41	2,99	3,5—4	(001) сов.

Стр. Слоистый мотив структуры создается октаэдрами AlF_6, из которых одна треть связана четырьмя вершинами, а остальные — лишь двумя (рис. 298). Слои параллельны базису и сдвинуты один относительно другого на половину его диагонали. В крупных полостях в плоскости слоя помещаются октаэдры NaF_6, которые составляют единое целое с AlF_6-октаэдрами. Остальные $^4/_5$ атомов Na имеют восьмерную координацию и расположены между слоями. Межатомные расстояния: $Al_I—F_6 = 1{,}82\,(4)$ и $1{,}92\,(2)$; $Al_{II}—F_6 = 1{,}82\,(2)$ и $1{,}94\,(4)$; $Na_I—F_6 = 2{,}23\,(4)$ и $2{,}56\,(2)$; $Na—F_8 = 2{,}40$. Расстояние между слоями 5,2 (Brosset, 1938).

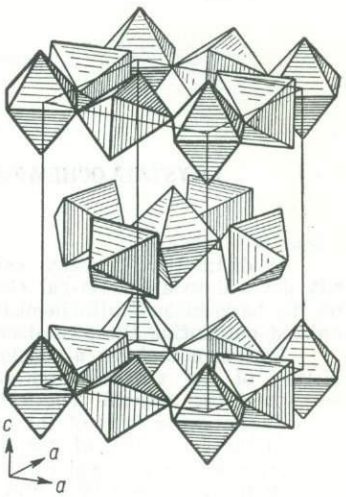


Рис. 298. Структура хиолита; показаны только октаэдры AlF_6, связанные в слои.

4. Группа малладрита. Триг. $D^2_3 - P321$.

	a_h	c_h	Z	Пл.	Тв.
Малладрит $Na_2[SiF_6]\frac{2}{\infty}$	8,87	5,07	3	2,74	(3,5)
Барарит $(NH_4)_2[SiF_6]\frac{2}{\infty}$	5,77	4,78	1	2,15	~3

Стр. Структура представлена слоями из октаэдров SiF_6 и NaF_6, которые параллельны (0001). Расстояния $Na—F_6 = 2{,}32$; $Si—F_6 = 1{,}69$ (Zalkin a. o., 1964). Координация NH_4-групп в барарите равна 9. Межатомные расстояния $NH_4—F_9 = 2{,}91$; $Si—F_6 = 1{,}66$ (Gossner, Kraus, 1934).

Хим. Полных анализов минералов нет.

Физ. Облик индивидов таблитчатый; сп. по (0001) совершенная, у малладрита не отмечалась (?).

Недостаточно изученные и сомнительные

Иттрокальциофлюорит Ca (Y, Er) F_5 (?), *камагфит* $K[MgF_3]$ (?).

A. S. Povarennykh

CRYSTALLOCHEMICAL CLASSIFICATION OF MINERAL SPECIES

Abstract

In distinction to many existing reference books on mineralogy this book is primarily devoted to a theoretical elaboration of the cardinal problems of modern mineralogy on the basis of crystallochemistry. The results of the author's researches in this field, carried out during the past decade are generalized in the book.

Part One contains a concise outline of the history of mineralogy followed by the history of the classification of minerals and a discussion of the development of our concept of the mineral. The following principal problems are considered:

1) the basic laws of the crystallochemistry of minerals;

2) the definition of the term mineral species and of the intraspecific concepts of subspecies, variety and difference;

3) the principles of a rational nomenclature of minerals;

4) crystallochemical formulae of minerals;

5) the principles of the crystallochemical classification of mineral species;

6) the crystallochemical characteristics of mineral classes and groups.

In the field of mineral crystallochemistry the author emphasizes the close interrelation and conditionality of the chemical composition and the internal structure. The laws of change in the chemical composition of minerals are considered in detail, and on the basis of isomorphic substitution of elements, the chief factors determining their structure. A new view is developed on the factors controlling the coordination number of atoms and the strength of the chemical bond in the structure of minerals. A general classification for all minerals is proposed, based on the anisotropy of bonds.

Discussing the problem of the mineral species, the author logically leads up to the pathway which modern ideas on this subject should follow, on the basis of a brief historical analysis of the development of this concept. A definition of the concept of mineral species, as well as of the intraspecific concepts — subspecies, variety and difference — is presented on the basis of the natural interrelation existing between the composition and the structure of minerals. This definition differs essentially from previous ones, which has necessitated a radical revision of the previous species and varieties and, naturally, a change in their nomenclature.

In view of the change in names, principles are proposed for a unified nomenclature of mineral species and intraspecific concepts, and rules are formulated for composing rational names for newly discovered minerals, which the author partly employs for renaming recently discovered minerals. The essential difference between the formulae of the individual mineral and the species is shown, and rules are presented for the unified compilation of crystallochemical formulae of mineral species.

The leading principle of the proposed crystallochemical classification of mineral species is the regular correlation between their chemism and structure, special attention being paid to the distribution in space of the most stable bonds between the atoms, determining the degree of anisotropy of the mineral properties. All minerals are divided into four basic types — homoatomic, sulfurous, oxygenous and haloid compounds. Within each type classes are distinguished according to the chemical composition of the leading electronegative element (for instance, arsenides, tellurides, oxides, silicates, phosphates, etc.). The classes are divided by their structure into subclasses (coordinational, framework, insular, chain and sheet). Then by the degree of complexity of composition and similarity of mineral structure divisions and groups are distinguished, their order (like that of the mineral species) being determined in each subclass by descending mean strength of the chemical bond. Thus, the entire classification is presented in the form of a strictly consistent and regular crystallochemical system of minerals, in which the place of each mineral species is precisely determined. This system most completely reveals the interrelation between the composition and structure of minerals and their properties and morphological features. The position of the mineral species in the scheme of classification will then give a clear idea not only of its chemism and structure, but also of

all its physical properties and the degree of their anisotropy, of its appearance and even, to some extent, of the conditions of its formation.

The scheme of the proposed crystallochemical classification of mineral species (up to the grade of subclass) is the following:

Types	*Classes*	*Subclasses*
I. Homoatomic and similar to them heteroatomic compounds	1) Simple subctances	
	2) Carbides, nitrides and phosphides	
II. Sulphides and analogous compounds	1) Arsenides, antimonides and bismuthides	
	2) Tellurides	
	3) Sulphides and selenides	
III. Oxygenous compounds	1) Oxides	1) Coordinational 2) Framework 3) Ring 4) Insular 5) Chain 6) Sheet
	2) Hydroxides and oxihydrates	
	3) Silicates and analogs	
	4) Borates	
	5) Vanadates	
	6) Arsenates	
	7) Phosphates	
	8) Tellurites and selenites	
	9) Wolframates and molybdates	
	10) Chromates and selenates	
	11) Sulphates	
	12) Carbonates	
	13) Iodates	
	14) Nitrates	
IV. Halogenous compounds	1) Chlorides, bromides and iodides	
	2) Oxi- and hydroxihalogenides	
	3) Fluorides	

Naturally, it is only in the classes that have the greatest numbers of mineral species that we find representatives of all indicated subclasses; in most of the classes there are only two or three subclasses.

Part Two presents a developed crystallochemical classification in which all the 1692 mineral species known at present are arranged according to the proposed system. The crystallochemical data (crystal class, space group, cell parameters, interatomic distances), the physical properties (hardness, specific gravity, cleavage) and the morphological characteristics are given for each mineral species. The position in the scheme of minerals wich uninvestigated structure is determined by the physical properties and morphological data. At the same time all known mineral structures are described, and the best drawings and schemes are provided. Since all the latest data on the determination and refinement of mineral structures (with coordination of afoms and cell parameters) are used in the book, it may serve as a most complete reference book on mineral crystallochemistry. The variations in the chemical composition of mineral species are characterised by the limits of isomorphic substitutions of mineral-forming elements, and allsubspecies, varieties and differences are indicated and named in accordance with the principles of rational nomenclature. Obsolete names of varieties, the names of some recently discovered minerals and phonetically incorrect names are presented in a special appendix.

ЛИТЕРАТУРА

Бакакин В. В., Белов Н. В. — «Геохимия», 1964, **2**, 91—101.
Барсанов Г. П. — Труды Мин. музея АН СССР, 1959, **9**, 3—18.
Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. Изд-во АН СССР, М., 1947.
Белов Н. В. — Минер. сборник Львов. геол. общ., 1950—1965.
Белов Н. В. Кристаллохимия силикатов с крупными катионами. Изд-во АН СССР, М., 1961.
Белянкин Д. С. — Зап. Всес. мин. общ., 1942, **71**, 1—2, 77—85.
Берцелиус И. Я. — Горн. журн., 1826, **8**, 61—75.
Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, М., 1950.
Бируни А. Собрание сведений для познания драгоценностей (минералогия). Изд-во АН СССР, 1963.
Бокий Г. Б. Введение в кристаллохимию. Изд-во МГУ, 1954.
Болдырев А. К. — Бюлл. журн. «Колыма», 1944, **1**.
Болдырев А. К. и др. Курс минералогии. ОНТИ, 1936.
Борисов С. В., Клевцова Р. Ф. — Ретгенография мин. сырья, 1964, **4**, 62—66.
Борнеман-Старынкевич И. Д. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Изд-во АН СССР, М.—Л., 1946.
Бранденбергер Е. Классификация химических соединений, основанная на стереохимических принципах. Приложение к книге П. Ниггли «Стереохимия». ИЛ, 1949, 295—336.
Браунс Р. Химическая минералогия. СПб., 1904.
Брэгг В. Л. Структура силикатов. ОНТИ, 1934.
Вернадский В. И. Основы кристаллографии. **1**, 1. М., 1904.
Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии. **1**, 1, СПб., 1908.
Вернадский В. И. История минералов земной коры, I, 1, НХТИ., 1925.
Вернадский В. И., Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1937.
Гольдшмидт В. М. Кристаллохимия. ОНТИ, 1937.
Горбов А. Ф. — Тр. Научн. -иссл.Ин-та галургии, 1960, **10**. 392—443.
Григорьев Д. П. — Зап. Всес. мин. общ., 1943, **72**, 2.
Григорьев Д. П. — Зап. Всес. мин. общ., 1961, **90**, 4, 431—437.
Григорьев Д. П. Основы конституции минералов. Госгеолтехиздат, 1962.
Грот П. Введение в химическую кристаллографию. О., 1911.
Елисеев Э. Н., Денисов А. П. — Вестник ЛГУ, серия геол. и геогр., 1957, в. 3, № 18.
Кокшаров Н И. Лекции минералогии. СПб., 1863.
Зленко Б. Ф. Сб. экспер. методич. иссл. рудных минералов. «Наука», М., 142—161.
Комков А. И. — Кристаллография. — 1959, **4**, 836—841.
Кравченко В. Б. — Журн. стр. химии, 1965, **6**, 1, 88—95.
Лаппаран А. Минералогия. М., 1899.
Лауэ М. История физики. Гостехтеоретиздат, М., 1956.
Лебедев В. И. Основы энергетического анализа геохимических процессов. Изд-во ЛГУ, 1957.
Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии. Госгеолиздат, 1949.
Макаров Е. С. и др. —«Геохимия», 1960, **3**, 193—213.
Медведев М. Минералогия, Спб., 1863.
Меншуткин Б. Н. Химия и пути ее развития. Изд-во АН СССР, М., 1937.
Минералы (справочник). I—II, Изд-во АН СССР, 1960—1963.
Минтсер Е. Ф. — «Геохимия», 1964, **4**, 340—347.
Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. Изд-во АН СССР, 1947.
Ормонт Б. Ф. Структуры неорганических веществ. ГИТТЛ, 1950.
Паулинг Л. Природа химической связи. Госхимиздат, 1947.
Поваренных А. С. — Тр. Криворожск. горнорудн. ин-та, 1954, **1**, 3—31.

Поваренных А. С. — Труды минерал. музея АН СССР, 1955, **7**, 104—112.
Поваренных А. С. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, **12**, 91—114.
Поваренных А. С. — Зап. Всес. мин. общ., 1959, **88**, 4, 395—407.
Поваренных А. С. — Труды Криворожск. горнорудн. ин-та, 1961, **10**, 25—37.
Поваренных А. С. — В сб.: Очерки по истории геол. знаний. Изд-во АН СССР, 1962, **10**, 65—89.
Поваренных А. С. — Труды Криворожск. горнорудн. ин-та, 1961, **10**, 38—44.
Поваренных А. С. Зап. Укр. отд. Всес. мин. общ. Изд-во АН УССР, 1962, 3—28.
Поваренных А. С. — Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1962, **16**, 57—67.
Поваренных А. С. — Зап. Всес. мин. общ., 1962, **91**, 4, 493—498.
Поваренных А. С. — В сб.: Теоретические и генетические вопросы минералогии и геохимии. Изд-во АН УССР, 1963, 3—23.
Поваренных А. С. — В сб.: Химический состав и внутреннее строение минералов. «Наукова думка», 1964, 3—27.
Поваренных А. С. — Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1964, **18**, 2, 126—144.
Поваренных А. С. — В сб.: Морфология, свойства и генезис минералов. «Наукова думка», 1965, 3—31.
Поваренных А. С. — Мин. сб. Львовск. геол. общ., 1965, **19**, 4, 326—332.
Риз А. Химия кристаллов с дефектами. ИЛ, 1956.
Семенов Е. И. — «Геохимия», 1957, 7, 626—637.
Семенов Е. И. Минералогия редких земель, Изд-во АН СССР, 1963.
Сидоренко Г. А. — Рентгенография минерального сырья, 1964, **4**, 39—61.
Соболев В. С. — Мин. сб. Львов. геол. общ., 1947, **1**, 3—9.
Соболев В. С. Введение в минералогию силикатов. Изд-во Львовск. ун-та, 1949.
Соболев Н. В. Парагенетические типы гранатов. «Наука», 1964.
Уэвелл В. История индуктивных наук, 1—3. СПб., 1867.
Уэллс А. Ф. Строение неорганических веществ. ИЛ, 1948.
Федоров Е. С. — Зап. Горн. ин-та, 1917, **6**, 2.
Федоровский Н. М. Генетическая минералогия. Петроград, 1920.
Ферсман А. Е. Геохимия, 1. ОНТИ, 1934.
Ферсман А. Е. Геохимия, 3. ОНТИ, 1937.
Ферсман А. Е. — Зап. Всес. мин. общ., 1945, **74**, 1.
Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. Изд-во ЛГУ, 1964.
Хвостова В. А. Минералогия ортита. Изд-во АН СССР, М., 1962.
Шафрановский И. И. Лекции по кристалломорфологии минералов. Изд-во Львов. ГУ, 1960.
Шибольд Э. — В сб.: Основные идеи геохимии, 3, ОНТИ, 1937.
Эйтель В. Физическая химия силикатов. ИЛ, 1962.
Эйхвальд Э. Ориктогнозия. СПб., 1844.
Энгельс Ф. Диалектика природы. Госполитиздат, 1952.

Adams F. D. The birth and development of the geological sciences. Baltimore, 1938.
Arzruni A. E. Physikalische Chemie der Kristalle. Brunswick, 1893.
Ball S. H. — Economic geology, 1931, **26**, 7.
Ball S. H. A Roman book on precious stones. Econ. Geol. Publ. Co., 1950.
Berry L. G. — Amer. Mineral., 1965, **50**, 3—4, 301—313.
Berry L. G., Mason B. Mineralogy. San Francisco, 1959.
Berzelius J. J. Nouveau système de minéralogie. Paris, 1819.
Breithaupt A. Übersicht der Mineral-Systems. Freiberg, 1830.
Caley E. R., Richards J. F. Theophrastus on stones. Columbus, 1956.
Chester A. H. A dictionary of minerals including their history and etymology. New York, 1896.
Christ C. L. — Amer. Mineral., 1960, **45**, 3—4, 334—340.
Dana E. S. System of mineralogy, 6th ed. New York, 1892.
Dana's System of mineralogy v. I—III, Ed. C. Palache, H. Berman, C. Frondel, 7th ed. New York, 1944—1962.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. Leipzig, 1913—1929.
Englisch G. L. Descriptive list of the new minerals 1892—1938. New York, 1939.
Evans H. — Science, 1963, **141**, 3576, 154—158.
Franke H. H. A. Ueber die mineralogische Nomenklature. Berlin, 1890.
Frondel C. Systematic mineralcgy of uranium and thorium. Washirgton, 1958.
Goldschmidt V. M. — Skrifter Norsk Videnkaps Akad., Oslo, Math. — Natur. Kl. 2, 1926, VII, 112.
Graf D. L. — Amer. Mineral., 1961, **46**, 11—12, 1283—1316.
Groth P. Entwicklungsgeschichte der mineralogischen Wissenschaften. Berlin, 1926.
Hauy R. J. Traité de Minéralogie. Paris, 1801.
Hermann R. Heteromeres Mineral-System. Moskau und Leipzig, 1860.

Hey M. H. An index of mineral species and varieties arranged chemically. London, 1955.
Hey M. H. Appendix to the second edition of an Index of mineral species and varieties. London, 1963.
Hofmann W. — Sitzungsber. Preuss. Akad. Wiss., 1938, 111—119.
Hoover H., Hoover L. H. De Re Metallica, by Georg Agricola. New York, 1950.
Hooykaas R. — Arch. Irternat. Hist. Sci., 1952, **18—19**, 45—55.
Laves F. Bayer G., Panagos A. — Schweiz. Min. Petr. Mitteil., 1963, **43**, 1, 217—234.
King C. W. Natural history of precious Stones and of the precious metals. London, 1870.
Kobell F. Geschichte der Mineralogie. München, 1864.
Kronstedt A. Försök till Mineralogie. Stockholm. 1758.
Lenz H. O. Mineralogie der alten Griechen und Römer. Gotha, 1861.
Linnai C. System naturae. Stockholm, 1770.
Machatschki F. — Monatshefte für Chemie, 1947, **77**, 333—342.
Machatschki F. Spezielle Mineralogie auf geochemischer Grundlage. Wien. 1953.
Meileitner K. — Fortrschr. Min., Krist. u. Petrogr., 1922, **7**, 221.
Mohs F. Characteristic of the natural history system of mineralogy. Edinburg, 1820.
Mohs F. Grundriss der Mineralogie. Dresden, 1822.
Moore P. — Amer. Mineral., 1965, **50**, 2052—2062.
Niggli P. Probleme der Naturwissenschaften. Basel, 1949.
Niggli P. Grundlagen der Stereochemie. Basel, 1945.
Orsel Y. — Bull. Soc. franç. min. crist., 1954, **77**, 1—3, 397—432.
Pabst A. — Amer. Mineral., 1950, **35**, 149—165.
Powarennych A. S. — Geologie, 1963, 377—400.
Powarennych A. S. —Geologie, 1965, **14**, 2, 153—189.
Ramdohr P. Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. 13 Aufl. Stuttgart, 1948.
Rose G. Das Crystallo-chemische Mineralsystem. Berlin, 1952.
Ross M. — Amer. Mineral., **44**, 3—4, 322—341.
Ross V. — Economic. Geology, 1957, **52**, 7, 755—774.
Schaller W. T. — Amer. Mineral., 1930, **15**, 12, 566—574.
Scüller A. Die Eingenschaften der Minerale, T. 2. Berlin, 1954.
Smyth J. V. — Miner. Soc. of America. Spec. Paper 1, 1963, 281—290.
Smyth J. V., Bailey S. W. — Acta Cryst., 1963, **16**, 801—811.
Strunz H. Mineralogische Tabellen. Leipzig, 1957.
Strunz H. — N. Jahrb. Min. Mh., 1963, **5**, 116—119.
Strunz H. — N. Jahrb. Min. Mh., 1963, **7**, 154—157.
Tennyson C. — Fortschritte Mineral., 1963, **41**, 1, 64—69.
Tertsh H. Das Geheimnis der Kristallwelt. Wien, 1947.
Tertsch H. Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt., 1952, **3**, 1, 74—76.
Werner A. G. Von dem äusserlichen Kennzeichen der Fossilien. Leipzig, 1774.
Winchell A. N. Elements of mineralogy emphasizing the variations in minerals. New York, 1942.
Winchell A. N. — Amer. Mineral., 1949, **34**, 3—4, 220—225.
Winchell A. N., Winchell H. Elements of optical mineralogy, P. 2. New York, 1951.
Winkler H. Structur und Eigenschaften der Kristalle. Berlin, 1950.
Zachariasen W. H. — Acta Cryst., 1954, **7**, 12, 795—799.
Zachariasen W. H. — Acta Cryst., 1948, **1**, 3, 281—285.
Zoltai T. — Amer. Mineral., 1960, **45**, 960—972.

УКАЗАТЕЛЬ НАИМЕНОВАНИЙ ВИДОВ, РАЗНОВИДНОСТЕЙ И РАЗНОСТЕЙ, НЕКОТОРЫХ СИНОНИМОВ И ОШИБОЧНЫХ ТРАНСКРИПЦИЙ, УТРАТИВШИХ СВОЕ ЗНАЧЕНИЕ В МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ ТЕРМИНОЛОГИИ

А

Аблыкит = галлуазит (?)
Абсит = Th-браннерит
Абукумалит = иттробритолит
Аваруит = никелит
Алаит = хьюэтит (?)
Агвиларит = Se-аргентит
Адамин = адамит
Акмит = Fe^{2+}, Ti-эгирин
β-Алабандин = гексаалабандин
Алаит = хьюэтит (?)
Алданит = U-торианит
Алланит = цериоэпидот
Алларгентум = Sb-аргентоаргаурит
Аллевардит = ректорит
Аллемонтит = стибарсит
Аллемонтит I = Sb-стибарсит
Аллемонтит III = As-стибарсит
Аллофан=амф. силикат Al (с Al : Si≈1 : 1)
Алургит = Mn, Si-мусковит
Альбит = Na-натроплагиоклаз
Альвит = Hf, Th-циркон
Альмандин = ферромагферальсилит и ферроманферальсилит
Альмериит = натралунит
Альфельдит (старый) = никельальфельдит
Алюмиан = натралунит
Алюминиевый магнезиохромит = Al-магнезиохромит
Алюминистый магнетит=Al-ферромагнетит
Алюминиевый сепиолит = Al-сепиолит
Алюминиевый ферроантофиллит = Al-ферроантофиллит
Алюмобритолит = албритолит
Алюмогематит = Al-гематит
β-Алюмогидракальцит — алюмогидрокальцит
Алюмокопиапит = Al-копиапит
Алюмомеланоцерит = Al-меланоцерит
Алюмононтронит = Al-нонтронит
Алюмосапонит = Al-сапонит
Алюмохалькосидерит = Al-феррикуалферфосфит
Алюмохризотил = Al-хризотил
Алюмохромит = Al-феррохромит
Алюмоферроашарит = Fe, Al-ашарит
Алюмоэсхинит = Al-эсхинит
Алюодит (старый) = ферриалюодит
Амблигонит (старый) = фторамблигонит
Аммониевый афтиталит = NH_4-глазерит
Аммониевый глазерит = NH_4-глазерит
Аммониевые квасцы = амальгисит
Аммониоярозит = амярозит
Амозит = куммингтонит (?)
Ангаралит = алюмоклинохлор
Англезобарит = Pb-бариобарит
Андрадит = ферригроссуляр
Анимикит = Sb-аргентоаргарит
Анкерит = ферродоломит
Анкилит (старый) = стронциоанкилит
Аннабергит = никельэритрин
Аннивит = Bi-арсенотетраэдрит
Аннит = ферробиотит
Аноксит = H-каолинит (?)
Анортит = Ca-кальциоплагиоклаз
Анортоклаз = Na-микроклин
Анофорит = Ca, Al-арфведсонит
Антарктицит = калькгексагихлит
Антолит = Na-антофиллит
Апателит = ярозит (?)
Аплауит = кобтетрагисит
Аплом = Al-ферригроссуляр
Аплоуит = аплауит
Арандизит = к.-д. смесь SnO_2 и SiO_2
Ареоксен = As-деклуазит
α-Аргентит=акантит
β-Аргентит=аргентит (куб.)
Аргентоярозит = аргярозит
Аргиродит (старый) — германиоаргиродит
Аргиропирит = нчст. штернбергит
Аризонит = в разл. степени изм. ильменит
Арит = Sb-никелин
Аркверит = Hg-аргентоаргаурит
Арожадит (старый) = ферроарожадит
Аррожадит = арожадит
Арсенатапатит = свабит
Арсенатбеловит = F-тальмесит
Арсенванадинит = AsO_4-ванадинит
Арсеностибит = As-стибиконит
Арсеноторит = As-торит (мтм.)
Арсеноферрит = лёллингит
Арсенреслерит = рёслерит
Арсенсульванит (старый) = арсеносульванит
Арсеноураноцирцит = метахейнрихит
Астрофиллит (старый) = ферроастрофиллит
Атопит = Na, Mn-ромеит
Аурикуприд = Cu-ауроаргаурит
Ауросмирид = Au, Os-иридит
Ауэрлит = PO_4-торит
Афтиталит = глазерит
Ашкрофтин = ашкрофтит

Б

Бадделеит = баделит
Базальтическая роговая обманка = магнезиоферрибаркевикит
Базалюминит = ортофельшёбаньит
Базаномелан = Fe^{2+}, Ti-гематит
Байерит II = гексагибсит
Байерит = гексагибсит
Барбертонит = магхромогидрит-2*H*
Бариевый лампрофиллит = Ba-лампрофиллит
Бариевый стронцианит = Ba-стронцианит
Бариевый уронофан = Ba-уранофан
Барикальцит = Ba-кальцит
Бариогейландит = Ba-гейландит
Бариомусковит = Ba-мусковит
Барисилит = плюмандисилит
Баристый кальцит = Ba-кальцит
Барит (старый) = барнобарит
Баритоцелестин = барит
Баркевикит (старый) = ферроалюмобаркевикит
Барокальцит = Ba-кальцит
Баррандит = Al-ферриварисцит
Бартит = Cu -аустинит
Баруазит = Ca-магнезиокаринтит
Бастинит = Li-гюролит
Батавит = Al-вермикулит
Батисит = набатитасилит
Бафертисит = бафертитасилит
Бацдит = Se-берилл
Беарсит = беарсенит
Беденит = Ca, Al-антофиллит
Бейделлит = Al-монтмориллонит
Бейкерит = B-датолит
Бейэрит = танборит
Беккелит = бритолит
Беллинджерит = купригидройодит
Бёргерит = вюрцит
Березовскит = Al-феррохромит
Бериллиевый ортит =частично Be-цериоэпидот, частично Be-итрэпидот
Бериллий-везувиан=Be-везувиан
Бериллий-маргарит = Be-маргарит
Бериллосодалит = берилсодалит
Бернднтит = станисулит
Берцелиит = берцелит
Бетаалабандин = гексаалабандин
Бетакварц = гексакварц
Бетакристобалит = кубокристобалит
Беталомоносовит = H_2O-фосфатмурманит
Бетамурманит = PO_4-гидратмурманит
Бетатридимит = гексатридимит
Бета-уранотил — парауранофан
Бефанамит = Zr-тортвейтит
Бехиерит = танборит
Бианкит = Fe-цингексагисит
Бидалотит = Al-феррогиперстен
Биксбиит (старый) = Fe-биксбиит
Билибинит = клдс. смесь UO_2, UO_3, PbO, CaO и SiO_2
Биннит = Ag, Zn-арсенотетраэдрит
Бирюза = алюмокуалферфосфит
Бисмоклит — бисмохлит
Бисмутоаурит = Bi-ауроаргаурит
Бисмут-скутерудит = Bi-скутерудит
Бломстрандин = Ti-прайорит
Бломстрандит = Ta-бетафит
Блэкеит = блейкит
Блюэит = Ni-пирит
Бобровкит = Fe-никелит
Борацит = кубоборацит
α-Борацит = борацит
Бордозит = Hg-аргентоаргаурит
Борньезит = глаукофан
Босьеманит = Mn, Co-магнезиогалотрихит
Босфорит = феррививианит (к.-д.)
Боталлакит = тригоатакамит
Боулинт = битиит
Бравоит = Ni-пирит
Браммалит = K-гидропарагонит
Брандизит = Fe-ксантофиллит
Брёггерит = Th-ураннинит
Бредигит = ортоларнит
Брейнерит = Fe-магнезиомагферцит
Брейслакит = ферролюдвигит
Бритолит (старый) = цериобритолит
Бромаргирит = хлоркераргирит
Бромеллит = бромелит
Бромхлораргирит = кераргирит
Бронзит = Fe-магнезиогиперстен
Брунсвигит = Al-феррошамозит-2*T*
Брэггит = брэгит
Будингтонит = бадингтонит
Бультфонтейнит = бултфонтейнит
Бура = натрогидроборит
Бурбанкит = бёрбанкит
Буссенгоит = бусенготит
Буттгенбахит = бутгенбахит
Бючлиит — гидрокарбонат K и Ca — продукт изменения древесной золы (к минералам не относится)

В

Вадеит = вэйдит
Вайриненит = вяюрюненит
Валлериит = валерит
Ванадиевая орха — ванадиоксит
Ванадиевый вульфенит = VO_4-вульфенит
Ванадиевый гроссуляр=V-алюмогроссуляр
Ванадиевый пироморфит = VO_4-фосфоромиметезит
Ванадиевый турмалин = V-шерлит
Ванадин — ванадиоксит
Ванадиомагнетит = V-ферромагнетит, частично кулсонит
Ванадистый магнетит = V-ферромагнетит
Вандендрисшеит — вандендрискеит
Вантгоффит = вантгофит
Вануралит = алурванит
Вануранилит = оксурванит
Варисцит (старый) = алюмоварисцит
Варламовит = к.-д. касситерит с FeOOH
Вартонит = Ni-пирит
Варулит = манганохагендорфит
Вейбуллит = Se-галеновисмутит
Вейлендит = вейлэндит
Вейншенкит = чёрчит
Вейрауит = феркобит
Верделит = Cr-шерлит
Вермонтит = Co-арсенопирит
Вернадит = к.-д. тодорокит (?)
Весбин = купридеклуазит
Веселинит = весейит
Веслинит = F-ромеит
Весцелиит = весейит
Виарит = виартит

Виарит I = виартит
Виарит II = паравиартит
Виикит = мтм, бетафит (частично)
Вилкеит = SiO_4, SO_4-фторапатит
Вилкманит = клиноседерхольмит
Вилюит = B-везувиан
Винчит = Mn-рихтерит (тремолит)
Виридин = Fe^{3+}, Mn^{3+}-андалузит
Висаксонит = V-торит (мтм)
Висмут = висмит
Висмутомикролит = Bi-микролит
Висмутосурьма = Bi-стибит
Витлокит = уитлокит
Виттит = Se-хаммарит
p-Витчит = паравитчит
Вишневит = сульфатканкринит
Воданит = Ti-биотит
Воднокалиевый эвколит = K-эвдиалит (?)
Воксит = метавоксит
Волковит = стронджинорит
Вольфахит = Sb-герсдорфит
Вольфеит = ферротриплоидит
Вольфрамистый колумбит = смесь колумбита и вольфрамита
Вольфрамповеллит = WO_4-повеллит
Волынскит — аргбистелит
Вонсенит — ферротриплоидит
Воробьевит = Cs-берилл
Вреденбургит = закон. срастание якобсита и гаусманита
Вудрёффит = вудрафит
Вудъявурит = к.-д. смесь водных окислов Ce, Ti и Si
Вюстит = фероксит
Вюртцит = вюрцит

Г

Гагаринит = накалькифит
Гаинит = гваринит (?)
Гакманит = S-содалит
Галенит (старый) = сульфогаленит
Галенобисмутит = галеновисмутит
Галеноборнит = Pb-борнит
Галотрихит (старый) = феррогалотрихит
Галургит = магногидроборит
Гамлинит = Ba-гойяцит
Ганкокит = Pb, Sr-кальциоэпидот
Ганнайт = ханеит
Ганошпинель = Zn-магнезиошпинель
Гарньерит = Ni-хризотил (?)
Гаррельсит = гарелсит
Гассулит = Mg-вермикулит
Гастальдит = Al-магнезиоалюмоглаукофан
Гастингсит = магнезиоалюмобаркевикит
Гатчетолит = U, Ta-пирохлор
Y-Гатчетолит = Y, U, Ta-пирохлор
Гатчит = хатчит
Гвадалкасарит = Zn-метацинабарит
Геарксит = геарксутит
Геденбергит = ферродиопсид
Гедифан = Ca, Ba-арсениомиметезит
Гейерит = S-лёллингит
Гейкелит = магнезиоильменит
Гейлюссит = гейлюсит
Гексагидрат хлорного железа = гидромолизит
Гексагидрит = маггексагисит
Геленит = алюмомеллилит
Гелиофиллит = ортоэкдемит
Гемиморфит = каламин
Генвудит = Fe^{3+}-алюмокуалферфосфит
Геокронит = стибиоорданит
Герхардит = куприогнитрит
Герцинит = феррошпинель
Герцинитхромит = Al, Fe-хромит
Гершелит = K-хабазит (?)
α-Гессит = гессит
β-Гессит = кубогессит
Гессонит = Fe-алюмогроссуляр
Гешенит = Cs, Mn-берилл
Гиалосидерит = Fe-магнезиооливин
Гиалофан = Ba-ортоклаз
Гианетит = ловенит (?)
Гиббенит = хоупит (?)
Гибшит = Fe^{3+}-плазолит
Гидденит = Cr-сподумен
Гидраргиллит = гибсит
Гидробритолит = частично разрушенный гидратизированный бритолит
Гидрогаусманит = смесь гаусманита с MnO (OH)
Гидрогаюин = гаюин
Гидрогенотенит = оксурфосфилит
Гидроген-ураноспинит = трёгерит
Гидрогетеролит = смесь гетеролита с MnO (OH)
Гидрогроссуляр = плазолит
Гидрокалюмит = калькалюмогидрит
Гидрокасситерит = к. -д.смесь касситерита с FeOOH
Гидрокатаплеит = изм. катаплеит
Гидроксилбастнезит = огбастнезит
Гидрониоярозит = оксиярозит
Гидроромеит = Ca-стибиконит
Гидросодалит = гидроксисодалит
Гидроталькит = магалюмогидрит-3*R*
Гидроторит = к.-д. смесь Fe_2O_3, TiO_2, MnO_2, ThO_2, SiO_2 и др.
Гидроуграндит = ферплазолит
Гидрофосфат натрия=нагидрогенгифосфит
Гидрофранклинит = Fe-халькофанит
Гидроцерит = к.-д. смесь окислов TR, Th, Fe, Si, P и др.
Гидроцианит = куприсит
Гидроциркон = к.-д. смесь ZrO_2, SiO_2, UO_2, Fe_2O_3 и др.
Гизингерит=амф. силикат Fe^{3+} (с Fe : Al ≈ ≈ 1 : 1)
Гильгардит = хилгардит
Гиперстен (старый) = Mg-феррогиперстен
Глаукопирит = Co-лёллингит
Глаукофан (старый) = магнезиоалюмоглаукофан
Глёт (литаргит) = плюмбоксит
Глиноземистый лучистый камень=альбитинолит
Говлит = хаулит
Голдфилдит = Te-стибиотетраэдрит
Гопеит = хоупит
Гортонолит = Mg-феррооливин
Гоуэрит = гоэрит
Грейджит = мельниковит
Грейит = смирновскит (?)
Грейнерит = Mn-магнезиодоломит
Гриновит = Mn-титанит
Гроссуляр (старый) = алюмогроссуляр
Гротин = гарстигит (?)
Гротит = Al, Fe-титанит

Грюнерит = феррокумингтонит
Грюнлингит = сульфожозеит (?)
Гулсит = халсит
Гуммит = к.-д. смесь слоистых гидроксилов U и Pb
Гуннбъярнит = Fe^{3+}-сепиолит
Гюгелит = хюгелит
Гюмбелит = Mg-гидромусковит

Д

Даверит = Y-синхизит
Дависит = каламин
Давсонит = досонит
Даджонит = Ca-никельэритрин
Дакеит = шрёкингерит
Даллит = O-карбонатапатит
Данаит = Co-арсенопирит
Даннеморит = Mn-кумингтонит
Дарапскит = нагисулнитрит
Даттонит = датонит
Даусонит = досонит
Дафнит = Fe-алюмошамозит-2*T*
Дачиардит = дакиардит
Дашкесанит = Cl-ферроферрибаркевикит
Девейлит = смесь лизардита со стивенситом
Девиллин = девилит
Дейкит = шрёкингерит
Деклуазит (старый) = цинкдеклуазит
Делафоссит = делафосит
Делессит = Mg-феррошамозит
Делиит = дэлит
Делоренцит = танталоэвксенит
Дельтаит = крандаллит
Демантоид = Cr-ферригроссуляр
Дернит = Na-фторапатит
Джалмаит = U-микролит
Джеромит = Se-аурипигмент (?)
Джефферизит = Ni-вермикулит
Джефферсонит = Zn-диопсид
Джиллеспит = джилеспит
Джилпинит = иоганнит
Джозефинит = Fe-никелит
Джорджиадезит = георгиадезит
Джулукулит = Ni-кобальтин
Диабантит = Fe-магнезиоклинохлор
Дидимолит = кальциоплагиоклаз
Дизаналит = Nb-перовскит
Дизлюит (дислуит) = Fe^{3+}-ганит
Дикинсонит = манганоарожадит
Дилльнит = F-зуньит
Диопсид (старый) = магнезиодиопсид
Диопсид-жадеит=Na, Al-магнезиодиопсид
Дипир = натроскаполит
Дистен = кианит
Дитрихит = Zn-феррогалотрихит
Диттмарит = дитмарит
Дитцеит = калькхроматйодит
Добреит = OH-бисмохлит
Доверит = Y-синхизит
Доломит (старый) = магнезиодоломит
α-Домейкит=домейкит
β-Домейкит = тригодомейкит
γ-Домейкит = альгодонит
Дравит = магнезиошерлит
Дундасит = дандасит
Дуттонит = датонит
α-Дуфтит = дуфтит
β-Дуфтит = Ca-дуфтит
Дэвин = дэвинит
Дюссертит = дюсертит

Е

Ежикит = моринит
Елизаветинскит = Co, Ni-литиофорит
Ельмит (хьельмит) = Sn-танталосамарскит

Ж

Жадеит-акмит=Fe^{3+}-жадеит
Железисто-магнистый ретгерсит = Fe, Mg-ретгерсит
Железистый борацит = Fe-борацит
Железистый ганит = Fe^{2+}-ганит
Железистый герцинит=Fe^{3+}-феррошпинель
Железистый диаспор = Fe-диаспор
Железистый доломит =Fe-магнезиодоломит
Железистый кальцит = Fe-кальцит
Железистый кнебелит = Mn-феррокнебелит
Железистый кордиерит = Fe-кордиерит
Железистый кутнагорит = Fe-кутнагорит
Железистый магнезиоферрит=Fe-магнезиоферрит
Железистый магнезиохромит= Fe-магнезиохромит
Железистый магнезит =магнезиомагферцит
Железистый родохрозит = манганоманферцит
Железистый смитсонит = Fe-смитсонит
Железистый сферокобальтин=Fe-кобальцит
Железистый франклинит = Fe-франклинит
Железистый хромит = Fe-феррохромит
Железо = феррит
Желтый иттротанталит = Ta-иттрофергусонит
Жинингит = мтм. Fe-торит
Жиоржиозит = гидромагнезит (?)

З

Заварицкит = бисмофит
Зандбергерит = хейнрихит
Зандбергерит = Zn-стибиотетраэдрит
Зейбертит = ксантофиллит-3*Tg*
Зейгерит = Mo-шеелит
Зигенит = Ni-кобальтполидимит
Зодит = Sb-теллуровисмутит
Золото = ауроаргаурит
Зуниит = зуньит

И

Иваарит = Ti-ферригроссуляр
Известь = кальцоксит
Изоклаз = изоклазит
Изумруд = Cr-берилл
Икаит = гексагидрокальцит
Иксионит = иксиолит
Иксионолит = иксиолит
Илезит = мантетрагисит
Иллит = к.-д. гидромусковит
Ильменит (старый) = ферроильменит
Ильменорутил = Fe, Nb-рутил
Имгрэит = никтелит
Индий = индит
Индит = феринсулит

Иогахидолит = йохачидолит
Иодерит = йодерит
Иорданит (старый) = арсеноиорданит
Иоцит = фероксит
Иридий = иридит
Иридистое золото = Ir-ауроаргаурит
Иридосмин = осмиосмирит
Иринит = Th-лопарит
Истонит = Al-магнезиобиотит
Иттнерит = измененный нозеан
Иттриалит = Th-таленит
Иттриевый эсхинит = Y-эсхинит
Иттристый кальцит = Y-кальцит
Иттровый гранат = Y-гроссуляр
Иттровый спесартин = Y-манганоманферальсилит
Иттрокразит = Th, Ti-эвксенит
Иттроманганоильменит = Mn, Y-ферроильменит
Иттроортит = итрэпидот
Иттросинхизит = Y-синхизит
Иттротанталит (черный)=частично Nb-форманит, частично танталосамарскит
Иттротитанит = Y-титанит
Иттрофлюорит = Y-флюорит
Ишиганеит=смесь криптомелана и бёрнесита
Ишикаваит = U-ниобиосамарскит

Й

Йодобромит = J-кераргирит
Йодэмболит = J-кераргирит
Йокосукаит = нсутит
Йонструпит = ринколит

К

Кабрерит = Mg-никельэритрин
Кадмистый родохрозит=Cd-манганоманферцит
Кайолит = Pb-бетафит (?)
Какоксен = какоксенит
Калиевый томпсонит = ашкрофтит
Калиевые квасцы = кальгисит
Каллаинит = алюмоварисцит
Каллилит = Bi-ульманит
Кальциевый каталеит=кальциокаталеит
Калистронцит = кастронсит
Каломель = каломелит
Кальковскин = измененный давидит (?)
Кальциевобариевый миметезит=Ca, Ba-арсениомиметезит
Кальциевый каталеит=кальциокаталеит
Кальциевый пироморфит=Ca-фосфоромиметезит
Кальциевый сейдозерит = Ca-сейдозерит
Кальциевый ярозит = Ca-ярозит
Кальцимангит = Mn-кальцит
Кальцио-анкилит = кальциоанкилит
Кальциобарит = Ca-бариобарит
Кальциогильгардит-2*M* (*Cc*) = хилгардит
Кальциогильгардит-*Tc* = парахилгардит
Кальциогюролит = калькгюролит
Кальциокопиапит = калькопиапит
Кальциолазулит = Ca-лазулит
Кальциоларсенит = Ca-ларсенит
Кальциородохрозит=Ca-манганоманферцит
Кальциосамарскит = Ca самарскит
Кальциостронцианит = Ca-стронцианит
Кальциотальк = калькмагсилфиллит
Кальциотанталит=смесь микролита и танталита
Кальциоторит = Ca-торит
Кальциофольбортит = тангеит
Кальциоцелестин = Ca-стронциобарит
Кальциоэгирин = Ca-эгирин
Кальцистый магнезит=Ca-магнезиомагферцит
Кальцистый родохрозит = Ca-манганоманферцит
Кальцистый сидерит = Ca-ферромагферцит
Кальцистый смитсонит = Ca-смитсонит
Кальцистый сферокобальтин = Ca-кобальцит
μ-Кальцит = фатерит
Кальцоксид = кальцоксит
Камарецит = брошантит
Канеит = кейнит
Канкринит (старый) = карбонатканкринит
Канфильдит = станноаргиродит
Карбид тантала = танталкарбит
Карбонатцианотрихит = карбоцианотрихит
β-Карборунд = кубомуасанит
Кариоцерит = Th-иттромеланоцерит
Карнасуртит = к.-д. смесь Al_2O_3, TR_2O_3, TiO_2, SiO_2, P_2O_5 и др.
Карфолит (старый) = манганокарфолит
Карфосидерит = оксонярозит
Кастенит = кумосулит
Каталеит (старый) = натрокаталеит
Катафорит = Ca, Al-арфведсонит
α-Кварц = кварц
β-Кварц = гексакварц
Квенстедтит = квенштедит
Кегёит = кихоуит
Кейльгауит = Y-титанит
Кейнит = манарсит
Кеннедиит = кеннедит
Кентролит (старый) = манганокентролит
Керолит = смесь серпентина и стивенсита
Керсутит = Ti-магнезиоалюмобаркевикит
Керченит = феррививианит (к.-д).
α-Керченит = Fe^{2+}-феррививианит (к.-д)
β-Керченит = Fe^{3+}-ферровивианит (к.-д.)
γ-Керченит = Fe^{3+}-ферровивианит (к.-д.)
Килхоанит = килхоунит
Килхоунит = орторанкинит
Кировит = Mg-мелантерит
Кирозит = As-марказит
Киткаит = нитеселит
Клаусталит = селеногаленит
Клевеит = Y, Ce-уранинит
Клейнит = гексамозезит
Клементит = Mg, Al-алюмошамозит
Клинобарандит = Al-клиноштренгит
Клиногедрит = клиноэдрит
Клиногиперстен (старый)= магнезиоклиногиперстен
Клиносклодовскит = склодовскит
Клинофероросилит = ферроклиногиперстен
Клинохлор (старый) = Al-магнезиоклинохлор
Клиночевкинит=чевкинит с удвоенным параметром (?)
Клиноэнстатит = магнезиоклиногиперстен
Кнебелит (старый) = Fe-манганокнебелит
Кнопит = Ce-перовскит
Кобальтадамин = Co-адамит

Кобальтистый доломит= Co-магнезиодоломит
Кобальтистый кальцит= Co-кальцит
Кобальтистый магнезит = Co-магнезиомагферцит
Кобальтистый родохрозит=Co-манганомагферцит
Кобальтистый сидерит=Co-ферромагферцит
Кобальтистый смитсонит = Co-смитсонит
Кобальткаберит = Mg-кобальтэритрин
Кобальтовый кальцит = Co-кальцит
Кобальтокальцит = кобальцит
Кобальтоменит = кобальтальфельдит
Кобальтпентландит = копентландит
Кобальтпирит = Co-пирит
Кобеит = Y, U-цирконолит (?)
Кокколит = Fe^{3+}-магнезиодиопсид
Кокшаровит = Al-магнезиокаринтит
Кольбекит = Be-стеретит
Кольеит = VO_4-миметизит
Колумбит (старый) = ниобиоколумбит
Колусит = Sn-арсеносульванит
Компреньякит = компреньясит
Копиапит (старый) = феррокопиапит
Коппит = пирохлор
Корвусит (старый) = натрокорвусит
Корнерупин = призматин
Коринит = Sb-герсдорфит
Корнвалит = эринит
Корнубит = триклиноэринит
Коронгвит = Ag-биндгеймит
Корундофиллит = Al-алюмоклинохлор
Коссирит = Fe^{3+}-энигматит
Кочубеит = Cr-клинохлор
Крейтонит = Fe^{2+}, Fe^{3+}-ганит
Кремерзит = NH_4-эритросидерит
Криофиллит = Fe-лепидолит
Криптоморфит = джинорит
β-Кристобалит = кубокристобалит
Кристофит = Fe-сфалерит
Кричтонит = Fe^{3+}-ферроильменит
Кроссит = глаукофан (новый)
Ксилотил = Fe^{2+}, Fe^{3+}-хризотил
Кузинит = магурмолит
Куменгеит = кюманжит
Куменгит = кюманжит
Кунцит = Mn^{3+}-сподумен
Куплетскит = манганоастрофиллит
Купроадамин = Cu-адамит
Купроаурид = Cu-ауроаргаурит
Купробисмутит = купровисмутит
Купрогосларит = Cu^{2+}-госларит
Купродеклуазит = куприделуазит
Купройдаргирит = Ag-маршит
Купрокировит = Mg, Cu-мелантерит
Купрокопиапит = халькопиапит
Купромелантерит = Cu-мелантерит
Купроплатина = Cu-платинит
Купрориваит = купририваит
Купросапонит = Cu^{2+}-сапонит
Купросклодовскит = яхимовит
Купроцинкит = Zn-малахит
Купрошеелит = Cu^{2+}-шеелит
Купроярошит = Cu, Mg-мелантерит
Купферит = магнезиокумингтонит
Курнакит = биксбиит
Кыштымит = La, OH-бастнезит
Кюстелит = аргентоаргаурит
Кюстерит = OH-куспидин

Л

Лабунцовит = титанонакалниотисилит
Лавендулан = лавендулит
Лавровит = V-магнезиодиопсид
Лазаревичит = арсеносульванит
Лазулит (старый) = магнезиолазулит
Лайтакариит = лайтакарит
Лакиит = Mn-мелантерит
Лаксманнит = вокеленит
Ландезит = Fe^{3+}-фосфоферрит
Лаубманит = дюфренит
Лаурионит = лаврионит
Лаутарит = калькйодит
Лафлинит = лохлинит
Левин = левинит
Лед = гидроксит
Ледгиллит = ледгилит
Ледуксит = смесь Cu_6As и NiAs
β-Лейцит = куболейцит
Леонгардтит = магтетрагисит
Лермонтовит = нингьоит (?)
Лембергит = Fe^{3+}-сапонит
Лепидомелан = Mg-ферробиотит
Лессингит = бритолит
Либерит = либерсилит
Ликазит = куфосогнитрит
Лимаит = Sn-ганит
Линдокит = Ca, Th-эвксенит
Линнеит = кобальтполидимит
Литиевый гюролит = Li-гюролит
Литиофиллит = манганотрифилин
Литиофосфат = литиофосфит
Лодочникит = Th-браннерит
Лозейит = лозиит
Ломбаардит = цериоэпидот
Ломоносовит = фосфатмурманит
Лонгбанит = гексабраунит
Лонхидит = As-марказит
Лоранскит = эвксенит
Лоренценит = Zr-рамзаит
Лохэйнортовский тоберморит=гидроксонотлит
Лудербакит = Al-рёмерит
Лудламит = ладламит
Льюисит = Ti-ромеит
Льюистонит = K, Al-гидроксилапатит
Людвигит (старый) = магнезиолюдвигит
Люсакит = Co-ставролит
Люсюнгит = лузунгит
Люцонит (старый) = арсенолюцонит
Лякруаит = лякруаксит

М

Мавинит = Fe^{3+}-хлоритоид
Мавудзит = давидит
Магбасит = кабамагальсилит
Маггемит (магхемит) = ферримагнетит
Магнезиальный вермикулит = вермикулит
Магнезиальный ганит = Mg-ганит
Магнезиальный герцинит = феррошпинель
Магнезиальный магнетит = Mg-ферромагнетит
Магнезиальный якобсит = Mg-якобсит
Магнезиобутит = Mg-бутит
Магнезио-вюстит = Fe-периклаз
Магнезиоколумбит = магниобит

Магнезиомелантерит = Mg-мелантерит
Магнезиоортит = магцерэпидот
Магнезиорибекит = Mg-рибекит
Магнезиосасексит = Mg-сасексит
Магнезиохлорофениц ит = магхлорофёниц ит
Магнезит = магнезиомагферцит
Магниоборит = суанит
Магниотриплит = Mg-триплит
Магнистый кальцит = Mg-кальцит
Магнистый кутнагорит = Mg-кутнагорит
Магнистый родохрозит = Mg-манганоманферцит
Магнистый сидерит = Mg-ферромагферцит
Магнистый смитсонит = Mg-смитсонит
Магноколумбит = магниобит
Магномагнетит = Mg-ферромагнетит
Магноферрихромит = Fe-хромит
Магнофорит = Ca, Al-арфведсонит
Магнохромит = магнезиохромит
Майченерит = мичнерит
Макинтошит = мтм. U-торит
Малакон = мтм. Th, U-циркон
Манассеит = магалюмогидрит-2*H*
Манганандалуазит = Mn^{3+}-андалузит
Мангананкилит= Mn^{3+}-кальциоанкилит
Манганаллюодит = манганоаллюодит
Манганантигорит = Mn-антигорит
Манганапатит = Mn-фторапатит
Манганберцелиит = манганоберцелит
Манганвезувиан = Mn-везувиан
Мангангидроксилапатит = Mn-гидроксилапатит
Мангандиаспор = Mn-диаспор
Мангандоломит = Mn-магнезиодоломит
Манганильменит = Mn-ферроильменит
Манганмагнетит = Mn-ферромагнетит
Манганобрусит = Mn-брусит
Манганогеденбергит = Mn-ферродиопсид
Манганоксиапатит = Mn-оксиапатит
Манганолангбейнит = манлангбейнит
Манганокальцит = Mn-кальцит
Манганомоссит = манганоколумбит
Манганортит = Mn-цериоэпидот
Манганосидерит = Mn-манганоманферцит
Манганостибит = гематостибит
Манганосферит = ферроманферцит
Манганотанталит = манганотанталоколумбит
Манганофиллит = Mn-магнезиобиотит
Манганофлогопит = Mn-магнезиобиотит
Манганпеннин = Mn-клинохлор
Манганпиросмалит = пиросмалит
Мангансмитсонит = Mn-смитсонит
Манган-уралит = Mn-магнезиоарфведсонит
Манганхёрнесит = манхёрнесит
Манганхризотил = Mn-хризотил
Марасмолит = Fe-сфалерит
Марганцовистый анкерит = Mn-ферродоломит
Марганцовистый доломит = Mn-магнезиодоломит
Марганцовистый кальцит = Mn-кальцит
Марганцовистый магнезит = Mn-магнезиомагферцит
Марганцовистый сидерит = Mn-ферроманферцит
Марганцовистый смитсонит=Mn-смитсонит
Марганцовистый франклинит=Mn^{3+}-франклинит
Марганцовистый борацит = эрикаит
Марганцовый борацит = эрикаит
Марганцевый гидроксилапатит=Mn-гидроксилапатит
Марганцевый тремолит = Mn-тремолит
Марганцевый франклинит = Mn^{2+}-франклинит
Марганцевый фторапатит= Mn-фторапатит
Марганцевый эпидот = Mn^{2+}-кальциоэпидот
Мариалит = Na-натроскаполит
Мариньякит = Ce-пирохлор
Марматит = Fe-сфалерит
Масрит = Mn, Co-феррогалотрихит
Массикот = ортоплюмбоксит
Масюит = мазюит
Матранит = вюрцит
Маунтинит = клинороудзит
Мауцеллиит = Pb-ромеит
Мбозиит = Al-арфедсонит
Медзянкит = Zn-арсенотетраэдрит
Меджидит = ураноталлит
Медистый гетерогенит = Cu-гетерогенит
Медистый сферокобальтин = Cu-кобальцит
Медный смитсонит = Cu-смитсонит
Мезитин = Fe-магнезиомагферцит
Меймакит = гидротунгстит
Мейтландит = мтм. U-торит
Мейченерит = мичнерит
Меланит = Ti-ферригроссуляр
Меланостибиан = манганостибит
Меланотекит = феррикентролит
Мелинофан = мелифанит
Менаканит = Fe^{3+}-ильменит
Менделеевит = Ca-бетафит
Месселит = феррофэрфилдит
Метаалуноген = частично обезвоженный алуноген
Метабассетит = бассетит
Метавандендрисшеит = вандендрискеит
Метаварисцит = клиноварисцит
Метавоксит = клиновоксит
Метакирхеймерит = кирхеймерит
Металомоносовит = H_2O-фосфатмурманит
Металопарит = изм. лопарит
Метамурманит = PO_4-гидратмурманит
Метасимпсонит = микролит
Метаскупит = скупит (с меньшим содержанием H_2O)
Метастибнит = к.-д. антимонит
Метатенардит = гексатенардит
Метаураноцирцит = метауранокиркит
Метацинабарит (старый)=сульфометацинабарит
Меташтренгит = клиноштренгит
Миллисит = Ca-уордит
Миметизит (старый) = арсениомиметезит
Митчелит = Cr-магнезиошпинель
Миниум = плюплюмбиоксит
Миццонит = кальциоскаполит
Моддерит = кобарсит
Мозамбикит = к.-д. смесь ThO_2, UO_2 и др.
Мозандрит = частично гидратированный ринколит
Молибдошеелит = MoO_4-шеелит
Молуранит = к.-д. смесь UO_2, UO_3 и SiO_2
Монгеймит = Fe-смитсонит
Монимолит = Ca, Fe-биндгеймит
Монтебразит = гидроксиламблигонит

Монтезит = Pb-герценбергит (?)
Монтепонит = кадмоксит
Морганит = Cs, Mn-берилл
Моссит = Nb-тапиолит
Моссотит = Sr-арагонит
Мотрамит = куприделаузит
Мошеландсбергит = ландсбергит
Мункрудит = кианит
Мункфорсит = Mn-апатит (?)
Мурит = магцинкогидрит
Мурманит (старый) = гидратмурманит
Муромонтит = Be-итрэпидот (?)
Мурхаузит = кобгексагисит
Мышьяк = арсит
Мэкиненит = мякиненит

Н

Нагателит = PO_4-цериоэпидот
Накалифит = накалькифит
Намаквиллит = цианотрихит
Настуран = уранинит
Натриевый ураноспинит = наурасфиллит
Натроалунит = натралунит
Натробиотит = Na-биотит
Натровые квасцы = нальгисит
Натромонтебразит = натмонтебразит
Натроотенит = наурфосфиллит
Натросанидин = Na-санидин
Натрохальцит = накупригиогсит
Натроярозит = натярозит
α-Науманит = ортонауманит
β-Науманит = науманит (куб.)
Нашатырь = амхлит
Наэгит = Y-фторапатит
Невьянскит = иридиосмирит
Ненадкевичит = ниобионакалниотисилит
Нептунит (старый) = ферронептунит
Нивенит = Y-уранинит
Нигрин = Fe^{3+}-рутил
Никелевый сапонит = Ni-сапонит
Никельгексагидрит = никгексагисит
Никелевый тальк = Ni-тальк
Никель — железо = Ni-феррит
Никелистый магнетит = Ni-ферромагнетит
Никелистый пирит = Ni-пирит
Никелистый сферокобальтин=Ni-кобальцит
Никельантигорит = Ni-антигорит
Никельхлорит = Ni-клинохлор
Никельэпсомит = Ni-эпсомит
Никольсонит = Zn-арагонит
Ниобиевый дизаналит = луешит
Ниобиевый эсхинит = Nb-эсхинит
Ниобистый перовскит = Nb-перовскит
Ниобистый рутил = Nb-рутил
Ниобиоанатаз = Nb-анатаз
Ниоболабунцовит = Nb-титанонакалниотитасилит
Ниоболопарит = Nb-лопарит
Ниобоперовскит = Nb-перовскит
Ниоботапиолит = Nb-тапиолит
Ниоботитанит = тангалоколумбит
Ниобоцирконолит = Nb-цирконолит
Ниобочевкинит = Nb-чевкинит
Ниобоэвксенит = ниобиоэвксенит
Ниобоэшинит = Nb-эсхинит
Нитраммит = амнитрит
Нитробарит = баринитрит
Нитрокалит = калинитрит
Нитрокальцит = кальктетрагинитрит
Нитромагнезит = маггексагинитрит
Ноблеит = ноублит
Новачекит = арсениомагурасфиллит
Норденшельдин = норденшельдит
Норстрандит = гибсит-4*H* с упорядоченным чередованием слоев
Ноцерин = фторфлюоборит
Нсута-MnO_2= нсутит
MnO-нсутит = Mn^{2+}-нсутит
Нунканбахит = K-калькгексагихлит
Ньюбериит = ньюберит
Ньюболдит = Fe-сфалерит
Нюсьерит = Ca-фосфоромиметезит

О

Обручевит = Y, U-пирохлор
Обыкновенная роговая обманка=магнезиокаринтит
Оверит = оувёрит
Озаннит = Al-арфведсонит
Окерманит = магнезиомелилит
Оксикерсутит = феррикерсутит (?)
Оксичильдренит=Fe^{3+}-или Mn^{3+}-эосфорит
Оксикерченит = Fe^{2+}-феррививианит
Оксифторид свинца = плюмбофит
Октибеггит = Fe-никелит
Оливин (старый) = Fe-магнезиооливин
Олигонит = ферроманферцит
Олово = станит
Оловотанталит = уоджинит
Оловянистый ганит = Sn-ганит
Омфацит = фассаит
Онджеит = смесь хантита и магнезита
Онофрит = сульфометацинабарит
Оранжборнит = реньерит (частично может быть идаит)
Ортоломоносовит = фосфатмурманит
Ортоторбернит = торбернит
Орточевкинит = ромб. чевкинит (?)
Оруетит = сульфожозеит (Пикок)
Осмирид = иридиосмирит
Осмит = осмиосмирит
Отавит = кадмоцит
Отеманит = станостанисулит
Оттрелит = Mn-хлоритоид (?)
Офретит = эрионит
Оямалит = TR, PO_4-циркон

П

Пайгеит = пейджит
Палладий = палладит
Палладит (старый) = паладоксит
Параатакамит = тригоатакамит
Парабатлерит = ортобатлерит
Паравоксит = воксит
Параволластонит (старый)=клиноволластонит
Парагеарксутит = геарксутит
Парагопеит = триклинохоупит
Парадамин = триклиноадамит
Паракутногорит = (Ca; Mn) CO_3 с неупорядоченной структурой, но со стехиометрическим отношением Ca : Mn (?)
Паралаурионит = клинолаврионит
Парамелаконит = паратенорит
Парамонтроузит = вандиоксит

Параскупит = скупит (с немного меньшим содержанием H_2O)
Паратакамит = тригоатакамит
Параурихальцит I = розазит
Параурахальцит II = розазит
Парахилгардит = триклинохилгардит
Паргасит = Al-магнезиокаринит
Партриджит = биксбиит
Партцит = парцит
Пастреит = Na-ярозит
Патерноит = калиборит
Паулингит = полингит
Пахнолит = паратомсенолит
Пацит = S-лёллингит
Пектолит (старый) = кальциопектолит
Пеннаит = вёлерит (?)
Пенин = магнезиоклинохлор
Пенрозеит = блокит
Пентагидрит = магпентагисит
Перрьерит = перьерит
Перцилит = персилит
Петцит = пецит
Пижонит = Ca, Al-клиногиперстен
Пизанит = Cu-мелантерит
Пикерингит = магнезиогалотрихит
Пикотит = частично Cr-магнезиошпинель, частично Al-феррохромит
Пикроильменит = магнезиоильменит
Пикромагнетит = Mg-ферромагнетит
Пикроортит = Mg-цериоортит
Пикротефроит = Mg-манганокнебелит
Пикрофармаколит = калькгексагидрарсенит
Пикрохромит = магнезиохромит
Пикроэпидот = Mg-кальциоэпидот
Пилолит = Al-палыгорскит
Пимелит = Ni-тальк
Пироарсенит = Sb-берцелит
Пироаурит = магферрогидрит-3R
Пироморфит = фосфоромиметезит
Пироп = магнезиомагфераль силит
Пиррит = пирохлор
Пирсит (старый) = арсенопирсит
Писекит = Th, Ti-самарскит
Пистомезит = Mg-ферромагферцит
Пицит = дельвоксит
Планерит = эвансит (?)
Платина = платинит
Платинистое золото = Pt-ауроаргаурит
Платинит (старый) = плюбиссесулит
Плеонаст = Fe^{3+}-магнезиошпинель
Плюмбодоломит = Pb-магнезиодоломит
Плюмбокальцит = Pb-кальцит (частично)
Плюмбоколумбит = Pb-ниобиосамарскит
Плюмбониобит = Pb-ниобиосамарскит
Плюмбосванбергит = Pb-сванбергит
Плюмбосинадельфит = Pb-синадельфит
Плюмбоярозит = плюмярозит
Полибазит (старый) = стибиополибазит
Полидимит (старый) = никельполидимит
Поликраз = Ti-эвксенит
Поликсен = Fe-платинит
Полимигнит = Fe, Nb-цирконолит (?)
Полисферит = Ca-фосфоромиметезит
Порпецит = Pd-ауроаргаурит
Полугидрат = бассанит
Правдит = изм. бритолит
Прайорит (старый) = Nb-прайорит
Приазовит = мтм. Ta-бетафит
Приорит = прайорит
Проаризонит = к.-д. смесь рутила, ильменита и гематита
Протовермикулит = вермикулит
Пршибрамит = Cd-сфалерит
Псевдовавеллит = крандаллит
Псевдоволластонит = паволластонит
Псевдолауэит = клинолауэит
Псевдотюрингит = Al-алюмошамозит-2*T*
Птилолит = морденит
Пурпурит = Mn-гетерозит
Пэйджит = ферролюдвигит

Р

Рабдит = Ni-шрейберзит
Разерфордин = разерфордит
Рауеит = роуит
Рашлейит = Fe-алюмокуалферфосфит
Реддингит = манганофосфоферрит
Редингтонит = Cr-феррогалотрихит
Редкоземельный альстонит=*TR*-альстонит
Редкоземельный бетафит = Y-бетафит
Редкоземельный кальцит = *TR*-кальцит
Редкоземельный стронцианит = *TR*-стронцианит
Редледжеит = редледжит
Редондит = Fe-алюмоварисцит
Рёнит = Ca, Al-энигматит
Рёпперит = Mg, Zn-феррокнебелит
Рибекит = феррофферриглаукофан
Ризерит = Ti-ниобофергусонит
Ринкит = Ce-ринколит
Рипидолит = Mg-алюмоклинохлор
Ровеит = роуит
Роджерсит = чёрчит
Родзит = роудзит
Родит = Rh-ауроаргаурит
Родисит = родицит
Родохрозит = манганоманферцит
Розенит = ферротетрагисит
Розицкит = парасульфурит
Рокбриджит (старый) = ферророкбриджит
Ромбомагноякобсит= ортомагманганиякобсит
Роувеит = роуит
Роуландит = мтм. таленит (?)
Роценит = розенит
Ртуть (твердая) = меркурит
Рубеллит = Mn-эльбаит
Рубин = Cr-корунд
Рутеносмирид = Ru-иридиосмирит

С

Саамит = Sr-фторапатит
Сайбелиит = ашарит
Салеит = фосфоромагурасфиллит
Салит = Fe-магнезиодиопсид
Салмонсит = Fe^{3+}-гюролит
Самарскит (старый) = ниобиосамарскит
Самиресит = Pb-бетафит
Сапфир = Fe; Ti-корунд
Свартцит = сварцит
Свинец = плюмбит
Свинцовистый доломит = Pb-магнезиодоломит
Свинцовистый кальцит = Pb-кальцит
Свинцовистый смитсонит = Pb-смитсонит
Свинцовистый арагонит = Pb-арагонит

Свинцовистый гидроксиапатит = плюмапатит
Седовит = урмолит
Селадонит = ферриглауконит
Селен = селит
Селенжозеит = лайтакорит
Селенистый свинец = керстенит
Селеноваэсит = Se-ваэсит
Селеновисмутин = Se-висмутин
Селенозигенит = Se-полидимит
Селенокобеллит = Se-кобеллит
Селенокозалит = Se-козалит
Селенолиннеит = Se-кобальтполидимит
Селеносера = Se-сульфурит
Селенотеллур = Se-теллит
Сенаит = Mn. Pb-ферроильменит
β-Сепиолит = амф. «сепиолит»
α-Сера = сульфурит
β-Сера = клиносульфурит
γ-Сера = парасульфурит
Серандит = манганопектолит
Серебро = аргентоаргаурит
Серпиерит = ортодевилит
Сехениит = арфведсонит (опт. разн.)
Сидеразот = сидеразит
Сидерит=ферроманферцит (в ряду (Mn, Fe) $(CO_2$ или ферромагферцит (в ряду (Mg, Fe) CO_3)
Сидероплезит = ферромагферцит
Сидерофиллит = Al-ферробиотит
Сиклерит (старый) = манганосиклерит
Силикорабдофанит = SiO_4-рабдофанит
Силикосмирновскит = SiO_4-смирновскит
Синисит = U-эсхинит
Сипилит = Er-фергусонит
Сирлезит = сёрлзит
Сисмондин = Mg-хлоритоид
Ситапарит = биксбиит
Сихнодимит = Ni-карролит
Сихутсунит = Mg-родонит
Скандиевый берилл = Sc-берилл
Сколит = алюмоглауконит
Сколопсит = изм. нозеан
Скорцалит = ферролазулит
Скунолит = икунолит
Смальтин = кобальтскутерудит
Смирновит = торутит
Сода = натронит
Соддиит = соддит
Соллиит = дюфренуазит (?)
Соммерит = Zn-мелантерит (?)
Спенсит = Al-иттромеланоцерит
Спессартин = манганоферальсилит и манганокалькманальсилит
Спирофи= спировит
Спурритт = спёррит
Станнолюцонит = Sn-стибиолюцонит
Станнотетраэдрит = Sn-стибиотетраэдрит
Станноэнаргит = Sn-энаргит
Старкиит = магтетрагисит
Стасит = девиндтит
Стассфуртит I = Fe-борацит
Стассфуртит II = Fe-борацит
Стассфуртит=борацит (волокнистые агрегаты)
Сташицит = Zn-конихальцит
Стеллерит = десмин
Стерреттит = стеретит
Стибианит (стиблит) = стибиконит
Стибиовисмутин = Sb-висмутин
Стибиодомейкит = Sb-домейкит
Стибиомикролит = Sb стибиомикролит
Стибиотеллуровисмутит = Sb-теллуровисмутит
Стильбит = десмин
Стихтит = магхромогидрит-3*R*
Странскиит = странскит
Стронциевый альстонит = Sr-альстонит
Стронциевый апатит = Sr-апатит
Стронциевый арагонит = Sr-арагонит
Стронциевый перьерит = Sr-перьерит
Стронциевый томсонит = Sr-томсонит
Стронциевый флоренсит = Sr-флоренсит
Стронциевый церуссит = Sr-церуссит
Стронцийапатит = стронапатит
Стронциогильгардит-*ITc* = стронхилгардит
Стронциоджинорит = стронджинорит
Стронциокальцит = Sr-кальцит
Стронциоарсенапатит = Sr, AsO_4-апатит
Стронциофторапатит = Si-фторапатит
Стронцистый кальцит = Sr-кальцит
Стрюверит = Fe, Ta-рутил
Стэньерит = гетерогенит
Стюартит = паралауэит
Суксит = к.-д. касситерит с FeOOH
Сульванит (старый) = ванадиосульванит
Сульфатапатит = накалькхлорсит
Сульфат-монацит = SO_4-монацит
Сурик = плюплюмбиоксит
Сурьма = стибит
Суссексит = сасексит
Суезит = Fe-никелит
Сферокобальтин = кобальцит
Схизолит = Mn-кальциопектолит
Сысертскит = осмиосмит
Сянхуалинит = сянхуалит

Т

Тааффеит = тафеит
Тавмавит = Cr-кальциоэпидот
Таласкит = Fe^{3+}-ферроливин
Тальктриплит = Fe, Mn-вагнерит
Тальк-хлорит = Mg-магнезиоклинохлор
Тальмессит = тальмесит
Тангаит = Al-алюмоварисцит
Танелит = тьюнелит
Танталбетафит = Ta-бетафит
Танталит = танталоколумбит
Танталпирохлор = микролит
Танталистый рутил = Ta-рутил
Танталовый поликраз=Ti-танталоэвксенит
Танталовый эвксенит = танталоэвксенит
Тантал (самородный) = танталкарбит (?)
Танталоколумбит = Ta-ниобиоколумбит
Тантполикраз = Ti-танталоэвксенит
Тантэвксенит = танталоэвксенит
Тарамит = ферроферрибаркевикит
Тарновитцит = Pb-арагонит
Татаркаит = клинохлор
Тейлорит = NH_4-арканит
Теллур = теллит
Тефроит = Mn-манганокнебелит
Тизонит = флюоцерит
Тиманит = селенометацинабарит
Тинаксит = канакальктитасилит
Типлеит = типлит
Тиродит = Mn-кумингтонит

Титанавгит = Ti-авгит
Титанбетафит = Ti-бетафит
Титанвезувиан = Ti-везувиан
Титанистый магнетит = Ti-ферромагнетит
Титанобиотит = Ti-ферробиотит
Титаномаггемит = Ti-ферримагнетит
Титаномагнетит = Ti-ферромагнетит
Титаноненадкевичит = Ti-ниобионакалниотитасилит
Титанооливин = Ti-оливин
Титанофлогопит=Ti-магнезиобиотит
Титанрабдофанит = тундрит
Титаноэльпидит=титанонакалниотитасилит
Титаноэшенит = Ti-эсхинит
Титаносодержащий колумбит=Ti-колумбит
Титаноэвксенит = Ti-эвксенит
Тихоненковит = стральгиогфит
Тоддит = смесь уранинита и самарскита
Торендрикит=Ca-магнезиоалюмоглаукофан
Ториевый ортит = Th-цериоэпидот
Ториевый эсхинит = Th-эсхинит
Торогуммит=в различной степени гидратированный U-торит
Торостенструпин = Th-стенструпин
Торотунгстит = иттротунгстит
Тороэсхинит = Th-эсхинит
Торрейит = торреит
Торчевкинит = Th-чевкинит
Трансваалит = гетерогенит
Тригономагнеборит = макалистерит
β-Тридимит = гексатридимит
Триплит (старый) = манганотриплит
Триплоидит (старый) = манганотриплоидит
Тритомит = Th-цериомеланоцерит
Триуит = к.-д. Cu-гетерогенит (очевидно смесь)
Трифилин (старый)= ферротрифилин
Трона = гидронатрит
Труделлит = труделит
Трустит = Mn-виллемит
Тугтупит = берилсодалит
Тулит = Mn^{3+}-цоизит
Туранит = мотрамит
Тусиит = калькопиапит
Тюрингит = Al-алюмошамозит
Тюяму(ю)нит = калькурванит

У

Уантахайит = Ag-галит
Узбекит = фольбортит
Уитнеит = As-халькит (?)
Уклонсковит = намагдигиогсит
Улигит = Zr, Al-перовскит
Урамфит = амурфосфиллит
Урановый вульфенит = U-вульфенит
β-Уранофан = парауранофан
Уранмикролит = U-микролит
Уранпирохлор = U-пирохлор
Ураноторит = U-торит
Ураноцирцит = уранокиркит
Ураношпатит = PO_4-цейнерит
Урбанит = Na, Fe-диопсид
Устарасит = Pb-висмутин (?)
Уфертит = давидит
Уэллсит = K-гармотом
Уэрриит = Cl-каледонит (?)

Ф

Фаматинит = стабиолюцонит
Фараллонит = к.-д. смесь MgO, WO_3 и SiO_2
Фассаит = Ca-авгит
Фатерит B = фатерит
Фаулерит = Fe, Zn-родонит
Фаустит = фостит
Фаялит = Fe-феррооливин и Fe-феррокнебелит
Фейрфильдит = фэрфилдит
Фёлькерит = оксиапатит
Фемолит = фемосулит
Фенгит = Mg, Fe-мусковит
Фенгуангит = мтм. Th-бритолит
Фергусонит (старый) = иттриофергусонит
α-Фергусонит = фергусонит
β-Фергусонит = клинофергусонит
Ферморит = Sr, AsO_4-фторапатит
Фернандинит = кальциокорвусит
Ферриалуноген = Fe^{3+}-алуноген
Феррибраунит = Fe^{3+}-браунит
Ферригаллуазит = Fe^{3+}-галлуазит
Ферригастингсит = ферроферрибаркевикит
Ферригеленит = Fe-алюмомелилит
Феррильменит = Fe^{3+}-ильменит
Феррикопиапит = Fe^{3+}-копиапит
Ферримонтмориллоит = Fe^{3+}-монтмориллонит
Ферримусковит = Fe^{3+}-мусковит
Феррипалыгорскит = Fe^{3+}-палыгорскит
Феррисапонит = Fe^{3+}-сапонит
Феррисепиолит = Fe^{3+}-сепиолит
Ферриторит = мтм. смесь ThO_2, Fe_2O_3, SiO_2 и др.
Феррифаялит = Fe^{3+}-фероливин
Феррифлогопит = Fe^{3+}-флогопит
Феррихромит = Fe^{3+}-хромит
Ферроавгит = Fe-авгит
Ферроантигорит = Fe-антигорит
Ферробрусит = Fe-брусит
Ферроволластонит = Fe-волластонит
Ферровонсенит = ферролюдвигит
Феррогастингсит =ферроалюмобаркевикит
Феррогексагидрит = феррогексагисит
Феррогосларит = Fe^{2+}-госларит
Ферройохансенит = Fe-йохансенит
Феррокальцит = Fe-кальцит
Феррокобальтин = Fe-кобальтин
Ферролизардит = Fe-лизардит
Ферроплатина = Fe-платинит
Ферропикотит = Cr-магнезиошпинель
Феррорихтерит = Fe^{2+}-рихтерит
Феррородохрозит = манганоманферцит
Ферросалит = Mg-ферродиопсид
Ферросилит = феррогиперстен
Ферросмитсонит = Fe-смитсонит
Ферротанталит = ферротанталоколумбит
Ферротеннантит = Fe-арсенотетраэдрит
Ферротетраэдрит = Fe-стибиотетраэдрит
Ферротремолит = Fe^{2+}-тремолит
Феррофриделит = Fe-пиросмалит
Феррохризотил = Fe-хризотил
Ферроцинкородохрозит = Zn, Fe-манганоманферцит
Ферроэденит = Fe-эденит
Ферутит = давидит

Ферчайлдит = карбонат K и Ca продукт изменения древесной золы (к минералам не относится)
Фитингофит = Fe-ниобиосамарскит
Флейшерит = вюрцит-6*H*
Флогопит = магнезиобиотит
Флуоборит = флюоборит
Флюоборит (старый) = гидроксилфлюоборит
Форнесит = фурнесит
Форстерит = Mg-магнезиооливин
Фосфоралуноген = PO_4-алуноген
Фосформиметезит = фосфоромиметезит
Фосфорохромит = вокеленит
Фосфорреслерит = фосрёслерит
Фосфосидерит = клиноштренгит
Фосфоскородит = PO_4-скородит
Фосфоферрит (старый) = феррофосфоферрит
Фосфохромит = Fe^{3+}-алюмоварисцит
Фошаллассит = OH-цеофиллит
Фоязит = фожазит
Франколит = карбонатапатит
Фредрикит = Ag-арсенотетраэдрит
Фрейалит = Ce-торит
Фрейбергит = Ag-стибиотетраэдрит
Фрейринит = лавендулит
Фригидит = Ni-стибиотетраэдит
Фриделит = пиросмалит-2*H*
Фризеит = нчст. штернбергит (?)
Фритчеит = фрицшеит
Фронделит = манганорокбриджит
Фторантигорит = F-антигорит
Фтортремолит = F-тремолит
Фуксит = Cr-мусковит
Фэрфилдит (старый) = манганофэрфилдит
Фынченит = Th-бритолит

X

Хагаталит = мтм. TR, Nb-циркон
Хагендорфит (старый) = феррохагендорфит
Халпаит = Cu-акантит (?)
Халькоалюмит = халькалюмогидрит
Халькоборнит = закономерное срастание $CuFeS_2$ и борнита (распад изом. системы)
α-Халькозин = халькозин
γ-Халькозин = гексахалькозин
Халькопентландит = закономерное срастание $CuFeS_2$ и пентландита (распад изом. системы)
Халькопирротин = срастание $CuFeS_2$ и FeS (распад изом. системы)
Халькосидерит = феррикуалферфосфит
Халькоцианит = куприсит
Ханлеит = уваровит
Хантилит = As-аргентоаргаурит
Харлбатит = хёрлбатит
Харттит = Ca-сванбергит
Хатдамит = микролит
Хаттонит = клиноторит
Хёгбомит = хэгбомит
Хеггит = хэггит
Хейнричит = хейнрихит
Хелимондит = халимондит
Хенглейнит = Ni-пирит
Хёнтит = хантит
Хёрлбатит = вюрцит-4*H*
Хёрлбутит = хёрлбатит
Хеферит = чапманит
Хиггинсит = UO_4-конихальцит
Хинганит = Zn-станин (взм. кёстерит)
Хлоантит = никельскутерудит
Хлопинит = Ti-ниобиосамарскит
Хлораргирит = хлоркераргирит
Хлорманганокалит = хлорманкалит
Хлормеланит = Na, Al, Fe-диопсид
Хлорошпинель = Fe^{3+}-магнезиошпинель
Ходжкинсонит = хочкинсонит
Хохшильдит = к.-д. смесь PbO и SnO_2
Хошиит = Ni-магнезиомагферцит
Хризоколла = к.-д. диоптаз или шатукит
Хромавгит = Cr-авгит
Хромамезит = Cr-амезит
Хромантигорит = Cr-антигорит
Хромвезувиан = Cr-везувиан
Хромгаллуазит = Cr-галлуазит
Хромдиаспор = Cr-диаспор
Хромдиопсид = Cr-магнезиодиопсид
Хромистый герценит = Cr-феррошпинель
Хромистый магнетит = Cr-ферромагнетит
Хромит (старый) = феррохромит
Хромкаолинит = Cr-каолинит
Хромклинохлор = Cr-клинохлор
Хроммагнетит = Cr-ферромагнетит
Хроммусковит = Cr-мусковит
Хромовый турмалин = Cr-шерлит
Хромпикотит = Al-хромит
Хромрутил = редлежит
Хромцейлонит = Cr-магнезиошпинель
Хромцоизит = Cr-цоизит
Хромшпинель = Cr-магнезиошпинель
Хюнеркобелит = Ca-феррохагендорфит

Ц

Цвизелит = ферротриплит
Цезаролит = сезаролит
Цезиобиотит = Cs-биотит
Цейлонит = магнезиошпинель
Цейрингит = смесь арагонита с аурихальцитом
Целестин = стронциобарит
Централассит = гиролит
Цериевый арагонит = Ce-арагонит
Цериевый гойяцит = Ce-гойяцит
Церфлюорит = Ce-флюорит
Церфосфорхаттонит = цеторфоссилит
Цинк = цинкит
Цинкалюминит = цинкалюмогидрит
Цинкарагонит = Zn-арагонит (?)
Цинкбутит = Zn-бутит
Цинквреденбургит = закономерное срастание франклинита и гетеролита
Цинкистый якобсит = Zn-якобсит
Цинкит (старый) = цинкоксит
Цинклавендулан = Zn-лавендулит
Цинкмелантерит = Zn-мелантерит
Цинкоботриоген = цинботриоген
Цинковистый турмалин = Zn-эльбаит
Цинковистый хромит = Zn-феррохромит
Цинковый даннеморит = Mn, Zn-куммингтонит
Цинковый ставролит = Zn-ставролит
Цинковый церуссит = Zn-церуссит (?)
Цинкозит = цинкосит
Цинкокальцит = Zn-кальцит
Цинкокопиапит = цинкопиапит

Цинколивенит = Zn-оливенит
Цинкрёмерит = Zn-рёмерит
Цинкродохрозит = Zn-манганоманферцит
Цинкрокбриджит = цинрокбриджит
Цинкрозазит = розазит
Цинксапонит = Zn-сапонит
Цинксидерит = Zn-ферроманферцит
Цинкфаузерит = Zn-фаузерит
Циприн = Cu-везувиан
Цириловит = авелиноит
Циркелит (Hussak, 1894) = цирконолит (?)
Циркониевый бетафит = Zr-бетафит
Циркониевый шорломит =Zr, Ti-ферригроссуляр
Циркосульфат = циртетрагисит
Цирлит = гибсит
Цирсит = к.-д. смесь Na_2O, ZrO_2, SiO_2 и др.
Циртолит = U, Th-циркон (мтм.)

Ч

Чатамит = Fe-никельскутерудит
β-Чеймберсит = кубочеймберсит
Чемберсит = чеймберсит
Чералит = Ca, Th, U-монацит
Черный виикит = эвксенит
Чиленит = Bi-аргентоаргаурит
Чиллагит = WO_4-вульфенит
Чильдренит = ферроэосфорит
Чильдро-эосфорит=Mn-ферроэосфорит или Fe-манганоэосфорит

Ш

Шабазит = хабазит
Шайрёрит = парагейлит
Шандит = шэндит
Шамозит (старый) = Fe-алюмошамозит
Шаттукит = шатукит
Шварцембергит = плюмохлорйодит
Шватцит = Hg-стибиотетраэдрит
Шёгруфит = Fe-арсениоплеит
Шеллерит = пиросмалит-2*H*
Шёпит = скупит
Шериданит = Mg-алюмоклинохлор
Шерл (старый) = феррошерлит и ферроэльбаит
Шетелигит = Sb-бетафит
Шефферит = Mn-диопсид
Шнеебергит = Fe^{2+}-ромеит
Шорсуит = галотрихит
Шпинель (старая) = магнезиошпинель
Штаффелит = карбонатапатит
Штипельманит = La-флоренсит
Штренгит = ферриварисцит
Штютцит = штюцит
Шульценит = к.-д. Co, Cu-гетерогенит (возможно, смесь)
Шухардит = Ni-антигорит

Э

Эвколит = Mn, Fe-эвдиалит (?)
Эвкразит = мтм. смесь ThO_2, Fe_2O_3, Ce_2O_3, SiO_2 и др.
Эвксенит (старый) = ниобиоэвксенит
Эглестонит = иглстонит
Экгропит = кариопилит
Элвайлерит = наурасфиллит (?)
Электрум = аргаурит
Элеонорит = браунит
Эллахерит = Ba-мусковит
Эльбаит (старый) = алюмоэльбаит
Эльсворгит = Ca-бетафит
Эмболит = кераргирит
Эммонит = Ca-стронцианит
Эндлихит = AsO_4-ванадинит
Энстатит = магнезиогиперстен
Энтеролит = Fe-бобьерит
Эозит = UO_4-вульфенит
Эосфорит (старый) = манганоэосфорит
Эпиянтинит = скупит
Эпидесмин = десмин
Эрдлиит = никалюмогидрит
α-Эрикаит = эрикаит
β-Эрикаит = кубоэрикаит
Эрикит = частично изм. монацит, частично рабдофанит
Эрионит = офретит
Эритрин (старый) = кобальтоэритрин
Эритроцинкит = Mn-вюрцит
Эфесит = Na-маргарит
Эшвегеит = эвксенит
Эшинит = эсхинит

Ю

Юкспорит = розенбушит

Я

Ямагучилит = мтм, PO_4-циркон
Яматоит = Mn^{2+}-голдманит
Ярошит = Mg-мелантерит

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ВИДОВ

Абернатиит (Abernathyite) 405
Авгит (Augite) 336
Авелиноит (Avelinoite) 427
Авиценнит (Avizennite) 225
Авогадрит (Avogadrite) 510
Адамит (Adamite) 396
Аделит (Adelite) 399
Адыгеит (Adigeite) 360
Азовскит (Azovskite) 436
Азурит (Azurite) 476
Айкинит (Aikinite) 213
Акаганеит (Akaganeite) 259
Акантит (Acanthite) 203
Акрохордит (Akrochordite) 401
Аксаит (Aksaite) 378
Аксинит (Axinite) 296
Актинолит (Actinolite) 329
Алабандин (Alabandite) 190
Аламозит (Alamosite) 326
Албритолит (Albritholite) 310
Аллактит (Allaktite) 398
Аллеганит (Alleghanyite) 312
Аллопалладит (Allopalladite) . . . 174
Аллюодит (Alluaudite) 417
Алмаз (Diamond) 170
Алтаит (Altaite) 183
Алунит (Alunite) 455
Алуноген (Alunogen) 460
Альактинолит (Alactinolite) 336
Альванит (Alvanite) 386
Альгодонит (Algodonite) 179
Альстонит (Alstonite) 474
Альфельдит (Ahlfeldite) 438
Алюминит (Aluminite) 464
Алюмогидрокальцит (Alumohydrocalcite) 480
Амакинит (Amakinite) 258
Амальгисит (Amalhysite) 462
Амарантит (Amarantite) 463
Амариллит (Amarillite) 461
Амбатоаринит (Ambatoarinite) . . 484
Амблигонит (Amblygonite) 411
Амезит (Amesite) 350
Аминовит (Aminoffite) 353
Аммониоборит (Ammonioborite) . . 376
Амнитрит (Amnitrite) 488
Амурфосфиллит (Amurphosphillite) . 431
Амхлит (Amchlite) 492
Амярозит (Amjarosite) 455
Анальцим (Analcime) 283
Анапаит (Anapaite) 413
Анатаз (Anatase) 241
Ангидрит (Anhydrite) 450
Ангидрокаинит (Anhydrokainite) . 469
Англезит (Anglesite) 450
Андалузит (Andalusite) 307
Андерсонит (Andersonite) 479
Андорит (Andorite) 212
Анкилит (Ankylite) 479
Аноксит (Anauxite) 360
Антигорит (Antigorite) 342
Антимонит (Antimonite) 207
Антлерит (Antlerite) 453
Антоньит (Anthonyite). 265
Антофиллит (Antophyllite) 328
Антуанит (Antoinite) 444
Анхелелит (Angelelite) 396
Апатит (Apatite) 420
Апджонит (Apjohnite) 463
Апофиллит (Apophyllite) 343
Арагонит (Aragonite) 472
Арамайоит (Aramayoite) 201
Аргаурит (Argaurite) 171
Аргбистелит (Argbistelite) 185
Аргентит (Argentite) 199
Аргентопирит (Argentopyrite) . . . 194
Аргиродит (Argyrodite) 197
Аргярозит (Argjarosite) 455
Арденнит (Ardennite) 323
Ардилит (Ardealite) 432
Арканит (Arkanite) 451
Армангит (Armangite) 238
Арменит (Armenite) 303
Аромит (Aromite) 469
Арожадит (Arrojadite) 417
Арсениоплеит (Arseniopleite) . . . 407
Арсениосидерит (Arseniosiderite) . . 407
Арсенобисмит (Arsenobismite) . . . 401
Арсеноклазит (Arsenoklasite) . . . 397
Арсеноламприт (Arsenolamprite) . . 174
Арсенолит (Arsenolite) 244
Арсенопалладинит (Arsenopalladinite) 179
Арсенопирит (Arsenopyrite) 206
Арсенотеллурит (Arsenotellurite) . . 187
Арсенуранилит (Arsenuranilite) . . 407
Арсит (Arsite) 174
Артинит (Artinite) 479
Артурит (Arthurite) 401
Арфедсонит (Arfvedsonite) 330
Арцрунит (Arzrunite) 50
Астраханит (Astrakhanite) 461
Астролит (Astrolite) 360
Астрофиллит (Astrophyllite) . . . 356
Атакамит (Atacamite) 499
Ателестит (Atelestite) 396
Аугелит (Augelite) 418
Аурамальгама (Auramalgama) . . . 174
Аурипигмент (Auripigment) 216
Аурихальцит (Aurichalcite) 477
Ауростибит (Aurostibite) 180
Аустинит (Austinite) 399
Афвиллит (Afwillite) 344

Ахоит (Ajoite) 360
Ашавалит (Aschavalite) 190
Ашарит (Ascharite) 372
Ашкрофтит (Ashcroftite) 286
Аэругит (Aerugite) 396

Бабингтонит (Babingtonite) 327
Бавенит (Bavenite) 289
Баделит (Baddeleyite) 224
Бадингтонит (Buddingtonite) . . . 280
Банальсит (Banalsite) 278
Бандилит (Bandylite) 382
Баотит (Baotite) 292
Бараррит (Bararite) 513
Барбосалит (Barbosalite) 422
Барилит (Barylite) 287
Барингтонит (Barringtonite) 484
Баринитрит (Barynitrite) 487
Барит (Baryt) 450
Баритокальцит (Barytocalcite) . . . 474
Баркевикит (Barkevikite) 337
Барнесит (Barnesite) 390
Барсановит (Barsanovite) 295
Бассанит (Bassanite) 457
Бассетит (Bassetite) 431
Бастнезит (Bastnesite) 475
Батлерит (Buttlerite) 463
Баумгауерит (Baumhauerite) 200
Бафертитасилит (Bafertitasilite) . . 354
Беарсенит (Bearsenite) 402
Бёггильдит (Böggildite) 511
Бёдантит (Beudantite) 398
Бейерит (Byerite) 481
Бейлдонит (Bayldonite) 398
Бейлиит (Bayleyite) 483
Бекерелит (Becquerelite) 266
Беллит (Bellite) 446
Беловит (Belovite) 423
Белянкинит (Belankinite) 360
Бементит (Bementite) 340
Бёмит (Boehmite) 263
Бенжаминит (Benjaminite) 201
Бенитоит (Benitoite) 290
Бенстонит (Benstonite) 474
Бераунит (Beraunite) 425
Бёрбанкит (Burbankite) 473
Бергенит (Bergenite) 434
Бергидроксит (Berhydroxite) . . . 258
Березовит (Beresovite) 447
Берилл (Beryl) 299
Бериллийтенгерит (Berylliumtengerite) 484
Бериллит (Beryllite) 321
Бериллонит (Berylonite) 410
Берилсодалит (Berylsodalite) . . . 290
Бёркит (Burkeite) 457
Берлинит (Berlinite) 410
Берманит (Bermanite) 426
Бёрнессит (Birnessite) 270
Бертрандит (Bertrandite) 319
Бертьерин (Berthierine) 350
Бертьерит (Berthierite) 209
Берцелианит (Berzelianite) 198
Берцелит (Berzeliite) 396
Бетафит (Betafite) 228
Бетехтинит (Betechtinite) 215
Бетпакдалит (Betpakdalite) 443
Биберит (Bieberite) 459
Биверит (Beaverite) 455
Бийетит (Billietite) 266
Бикитаит (Bikitaite) 279
Биксбиит (Bixbyite) 225
Билинит (Bilinite) 462
Биндгеймит (Bindheimite) 230
Биотит (Biotite) 349
Бирингучит (Biringuccite) 376
Бирунит (Birunite) 360
Бисмит (Bismite) 225
Бисмофит (Bismofite) 503
Бисмохлит (Bismochlite) 503
Бисмутит (Bismutite) 481
Бисмутотанталит (Bismutotantalite) . 228
Бисмутоферрит (Bismutoferrite) . . 311
Бистремит (Byströmite) 247
Битиит (Bityite) 353
Бишофит (Bischophite) 493
Бликсит (Blixite) 503
Блокит (Blockite) 204
Блэйкит (Blakeite) 440
Бобьерит (Bobierrite) 433
Бокит (Bokite) 392
Болеит (Boleite) 500
Боливарит (Bolivarite) 436
Боливиан (Bolivian) 221
Болтвудит (Boltwoodite) 359
Бонаттит (Bonattite) 457
Бончевит (Bonchevite) 210
Боранит (Boracite) 364
Боржицкит (Borgyzkite) 436
Боркарит (Borcarite) 369
Борнит (Bornite) 197
Борнхардит (Bornhardite) 192
Ботриоген (Botryogen) 465
Бразилианит (Brazilianite) 423
Бракебушит (Brackebuschite) . . . 387
Брандтит (Brandtite) 403
Браннерит (Brannerite) 244
Браунит (Braunite) 237
Браунмилерит (Brownmillerite) . . 237
Брейтгауптит (Breithauptite) . . . 177
Бриартит (Briartite) 195
Бритолит (Britholite) 310
Брокит (Brockite) 424
Бромелит (Bromellite) 226
Брошантит (Brochantite) 453
Брукит (Brookite) 253
Бруньятеллит (Brugnatellite) . . . 269
Брусит (Brucite) 264
Брушит (Brushite) 432
Брэгит (Braggite) 191
Брюстерит (Brewsterite) 285
Буланжерит (Boulangerite) 211
Бултфонтейнит (Bultfonteinite) . . . 334
Бунзенит (Bunsenite) 225
Бурнонит (Bournonite) 213
Бурсаит (Bursaite) 221
Бусенготит (Bussengottite) 461
Бустамит (Bustamite) 327
Бутит (Boothite) 459
Бутгенбахит (Buttgenbachite) . . . 501

Вавеллит (Wavellite) 426
Вагнерит (Wagnerite) 419
Вайракит (Wairakite) 283
Валентинит (Valentinite) 246
Валерит (Valleriite) 219
Вальпургит (Walpurgite) 407
Вальтерит (Valterite) 484
Ванадинит (Vanadinite) 385

Ванадиоксит (Vanadioxite) 252
Ваналит (Vanalite) 392
Ванденбрандеит (Vandenbrandeite) . 266
Вандендрискеит (Vandendriskeite) . . 266
Вандиоксит (Vandioxite) 245
Ваноксит (Vanoxite) 270
Вантгофит (Vanthoffite) 453
Ванураллит (Vanuralite) 392
Варвикит (Warwickite) 367
Варисцит (Variscite) 412
Ваэсит (Vaesite) 204
Веберит (Weberite) 512
Вегшайдерит (Wegsheiderite) . . . 480
Везиньеит (Vesigneite) 386
Везувиан (Vesuvian) 321
Вейлерит (Weilerite) 398
Вейлит (Waleite) 402
Вейлэндит (Waylandite) 421
Вейсит (Weissite) 184
Вёлерит (Wöhlerite) 317
Вёлсендорфит (Völsendorfite) . . . 266
Венкит (Venkite) 282
Верпланкит (Verplanckite) 301
Верлит (Verlite) 187
Вермикулит (Vermiculite) 352
Весейит (Veszelyite) 426
Вестгренит (Westgrenite) 228
Виартит (Wyartite) 266
Вивианит (Vivianite) 433
Виденманит (Videnmanite) 484
Визеит (Viseite) 412
Визерит (Wiserite) 372
Вилламанинит (Villamaninite) . . . 204
Виллемит (Villemite) 305
Вильомит (Villiaumite) 508
Вильямит (Willyamite) 205
Винебергит (Winebergite) 469
Виноградовит (Vinigradowite) . . . 356
Виоларит (Violarite) 192
Висмит (Bismite) 174
Висмутин (Bismuthine) 207
Висмутовый джемсонит (Bismuthjamesonite) 221
Витерит (Witherite) 472
Витихенит (Wittichenite) 213
Витчит (Veatchite) 378
Владимирит (Vladimirite) 403
Власовит (Vlasovite) 291
Вокеленит (Vauquelinite) 446
Воксит (Vauxite) 435
Волконскоит (Volkonskoite) . . . 352
Волластонит (Wollastonite) 327
Вольтаит (Voltaite) 461
Вольтцин (Voltzine) 221
Вольфрамит (Wolframite) 248
Врбаит (Vrbaite) 200
Вудрафит (Woodruffite) 261
Вудхаузит (Woodhouseite) 421
Вулканит (Vulcanite) 186
Вульфенит (Wulfenite) 442
Высоцкит (Vysozkite) 191
Вэйдит (Wadeite) 290
Вюрцит (Wurtzite) 192
Вяюрюненит (Väyrynenite) 428

Гадолинит (Gadolinite) 353
Гайдингерит (Haidingerite) 406
Галаксит (Galaxite) 235
Галенит (Galena) 190
Галеновисмутит (Galenobismutite) . 210
Галит (Halite) 492
Галлит (Gallite) 195
Галлуазит (Halloysite) 345
Галотрихит (Halotrychite) 463
Гамагарит (Gamagarite) 387
Гамбергит (Hambergite) 368
Ганингит (Ganinghite) 457
Ганит (Gahnite) 235
Ганксит (Hanksite) 457
Ганомалит (Ganomalite) 320
Ганофиллит (Ganophyllite) 340
Гардистонит (Hardystonite) 348
Гармотом (Harmotome) 284
Гарелсит (Garrelsite) 380
Гарронит (Garronite) 286
Гарстигит (Harstigite) 320
Гауерит (Hauerite) 204
Гаусманит (Hausmannite) 236
Гаухекорнит (Hauchecornite) . . . 193
Гаюин (Hauyne) 282
Гваринит (Guarinite) 317
Геарксутит (Gearksutite) 503
Геверсит (Geversite) 180
Гейландит (Heulandite) 285
Гейлит (Heylite) 454
Гейлюсит (Gaylussite) 479
Гексаалабандин (Hexaalabandite) . . 192
Гексабраунит (Hexabraunite) . . . 237
Гексагибсит (Hexagibbsite) 263
Гексагидрокальцит (Hexahydrocalcite) 478
Гексакварц (Hexaquarz) 239
Гексамозезит (Hexamosesite) . . . 176
Гексастаннин (Hexastannine) . . . 196
Гексатенардит (Hexatenardite) . . . 451
Гексатридимит (Hexatridymite) . . 239
Гексафельшёбаньит (Hexafelsöbanyite) 464
Гексахалькозин (Hexachalcocite) . . 218
Гекторит (Hectorite) 352
Гелландит (Hellandite) 360
Гельвин (Helvine) 288
Гематит (Haematite) 224
Гематолит (Haematolite) 399
Гематостибит (Haematostibite) . . . 256
Гематофанит (Haematofanite) . . . 504
Гемафибрит (Haemafibrite) 401
Георгиадезит (Georgiadesite) . . . 397
Гентгельвин (Genthelvine) 288
Герасимовскит (Gerasimovskite) . . 270
Гергейит (Görgeyite) 460
Гердерит (Herderite) 430
Геренит (Guerinite) 403
Германит (Germanite) 197
Герсдорфит (Gersdorffite) 205
Герстлиит (Gerstleyite) 221
Герценбергит (Herzenbergite) . . . 217
Гессит (Hessite) 183
Гетерогенит (Heterogenite) 262
Гетерозит (Heterosite) 415
Гетеролит (Heterolite) 236
Гетероморфит (Heteromorphite) . . 200
Гётит (Goethite) 259
Гётценит (Götzenite) 316
Гетчелит (Getchellite) 216
Гиалотекит (Hyalotekite) 331
Гибсит (Gibbsite) 263
Гидробазалюминит (Hydrobasalumimite) 469

Гидробиотит (Hydrobiotite) . . . 351
Гидроборацит (Hydroboracite) . . . 377
Гидрогалит (Hydrohalite) 493
Гидроксисодалит (Hydroxysodalite) . 282
Гидроксит (Hydroxite) 242
Гидроксонотлит (Hydroxonotlite) . . 332
Гидромагнезит (Hydromagnesite) . . 479
Гидромеланоталлит (Hydromelanothallite) 506
Гидромолизит (Hydromolysite) . . . 492
Гидромусковит (Hydromuscovite) . . 351
Гидронатрит (Hydronatrite) 484
Гидроникит (Hydronickite) 264
Гидропарагонит (Hydroparagonite) . 351
Гидроскарброит (Hydroscarbroite) . 270
Гидротунгстит (Hydrotungstite) . . 261
Гидрофилит (Hydrophyllite) . . . 496
Гидрохлорборит (Hydrochlorborite) . 383
Гидроцеруссит (Hydrocerussite) . . 482
Гидроцинкит (Hydrozinkite) 476
Гиератит (Hyeratite) 510
Гийменит (Guilleminite) 440
Гилебрандит (Hillebrandite) . . . 331
Гильдит (Hyldite) 465
Гинсдалит (Hynsdalite) 421
Гиперстен (Hypersthene) 325
Гипс (Gyps) 469
Гиролит (Gyrolite) 344
Гисенит (Giessenite) 212
Гладит (Gladite) 212
Глазерит (Glaserite) 452
Глауберит (Glauberite) 453
Глаукодот (Glaucodot) 206
Глаукокеринит (Glaukokerinite) . . 270
Глауконит (Glauconite) 349
Глаукофан (Glaucophane) 330
Глаукохроит (Glaucochroite) . . . 307
Глюцин (Glucin) 429
Гмелинит (Gmelinite) 283
Годефруаит (Gaudefroyite) 369
Гойязит (Goyazite) 421
Голландит (Hollandite) 250
Гольдичит (Holdychite) 461
Голдманит (Goldmanite) 304
Гомилит (Homilite) 345
Гоннардит (Gonnardite) 286
Гоньерит (Gonyerite) 351
Гордонит (Gordonite) 435
Горсейксит (Gorceixite) 421
Горсфордит (Horcfordite) 179
Госларит (Goslarite) 459
Гоэрит (Gowerite) 378
Грандидьерит (Grandidierite) . . . 313
Грантсит (Grantsite) 391
Граутит (Groutite) 259
Графит (Graphite) 174
Графтонит (Graftonite) 417
Грейтонит (Gratonite) 201
Гриналит (Greenalite) 342
Гринокит (Greenockite) 192
Грифит (Griphite) 423
Гроссуляр (Grossular) 304
Гроувсит (Grovesite) 350
Грюнлингит (Grünlingite) 187
Гуанахуатит (Guanajuatite) 207
Гугиаит (Gugiaite) 353
Гудмундит (Gudmundite) 206
Гумит (Gummite) 312
Гуцевичит (Gutsevichite) 387
Гюролит (Hurolite) 425

Давидит (Davidite) 232
Давизит (Daviesite) 506
Дакиардит (Dachiardite) 287
Даналит (Danalite) 288
Данбурит (Danburite) 277
Дандасит (Dundacite) 480
Дансит (Dansite) 469
Данхэмит (Danhamite) 440
Датолит (Datolite) 345
Датонит (Duttonite) 262
Девилит (Davilite) 468
Девиндтит (Dewindtite) 434
Деклуазит (Descloizite) 385
Делафосит (Delafossite) 256
Дельвоксит (Delvauxite) 436
Дельриоит (Delrioyte) 389
Дельхайелит (Delhayelite) 334
Демесмекерит (Demesmaekerite). . . 440
Денингит (Deningite) 438
Дербилит (Derbylitez) 256
Десмин (Desmine) 285
Джайпурит (Jaipurite) 190
Джалиндит (Dzhallindite) 258
Джезказганит (Dzhezkazganite) . . 221
Джемсонит (Jamesonite) 210
Джилеспит (Gillespite) 338
Джимбоит (Gimboite) 366
Джинорит (Gynorite) 376
Диаболеит (Diaboleite) 505
Диаспор (Diaspore) 259
Диафорит (Diaphorite) 213
Дигенит (Digenite) 198
Дикит (Dickite) 341
Диксенит (Dicksenite) 311
Диморфит (Dimorphite) 204
Динерит (Dinerite) 179
Диопсид (Diopside) 325
Диоптаз (Dioptase) 302
Дирит (Deerite) 330
Дискразит (Dyscrasite) 179
Дитмарит (Dittmarite) 436
Догначкаит (Dognacskaite) 221
Долерофанит (Dolerophanite) . . . 453
Доломит (Dolomite) 473
Долоресит (Doloresite) 262
Домейкит (Domeykite) 179
Донбассит (Donbassite) 350
Досонит (Dausonite) 480
Дугласит (Douglasite) 495
Думрейхерит (Dumreicherite) . . . 469
Дурангит (Durangite) 399
Дуфтит (Duftite) 399
Дэвинит (Davinite) 282
Дэлит (Dalyite) 291
Дюмонтит (Dumontite). 434
Дюмортьерит (Dumortierite) . . . 313
Дюсертит (Dussertite) 398
Дюфренит (Dufrenite) 422
Дюфренуазит (Dufrenovsite) . . . 200

Еремеевит (Eremeevite) 366
Етманит (Etmanite) 311

Жадеит (Jadeite) 326
Жедрит (Gedrite) 336

Жисмондит (Gismondite) 286
Жозеит (Joseite) 185
Журавскит (Jouravskite) 465

Зандерит (Sanderite) 457
Заратит (Zaratite) 479
Зелигманит (Seligmanite) 213
Зинерит (Sinnerite) 221
Зуньит (Zunyite) 324
Зусманит (Zussmanite) 340

Иантинит (Ianthinite) 262
Иберисилит (Yberysilite) 353
Ибонит (Hibonite) 232
Ивановит (Ivanovite) 383
Игдлоит (Igdloite) 242
Иглстонит (Eglestonite) 499
Идаит (Idaite) 196
Идальгоит (Hidalgoite) 398
Изокит (Isokite) 424
Изоклазит (Isoklasite) 426
Иморит (Iimorite) 360
Иксиолит (Ixiolite) 248
Икунолит (Icunolite) 217
Ильваит (Ilvaite) 319
Ильменит (Ilmenite) 231
Инглишит (Englishite) 433
Индерборит (Inderborite) 373
Индерит (Inderite) 373
Индиалит (Indialite) 300
Индит (Indite) 171
Инезит (Inesite) 332
Иннелит (Innelite) 318
Иньоит (Inyoite) 373
Иоганнит (Johannite) 468
Иорданит (Jordanite) 201
Иранит (Iranite) 447
Иригинит (Iriginite) 444
Иридит (Iridite) 170
Истисуит (Istisuite) 360
Итоит (Itoite) 457
Иттрокальциофлюорит (Yttrocalcioflu-
orite) 513
Иттротунготит (Yttrotungstite) . . . 270
Итрэпидот (Ytrepidot) 322

Йодаргирит (Jodargyrite) 492
Йодерит (Yoderite) 309
Йокинит (Joaquinite) 293
Йохансенит (Johannsenite) 325
Йохачидолит (Johachidolite) 368
Йошимураит (Yoshimuraite) . . . 318

Кабамагальсилит (Kabamagalsilite) . 328
Кадвалдерит (Cadwaladerite) . . . 506
Кадмоксит (Cadmoxite) 225
Кадмоселит (Cadmoselite) 192
Кадмоцит (Cadmozite) 471
Казолит (Kasolite) 359
Каинит (Kainite) 464
Кайнозит (Kainosite) 297
Какоксенит (Kakoxenite) 425
Калаверит (Calaverite) 182
Каламин (Kalamine) 321
Каледонит (Kahledonite) 457
Калерит (Calerite) 405
Калиборит (Kaliborite). 376
Калинит (Kalinite) 462
Калинитрит (Kalinitrite) 488

Калиофилит (Kaliophyllite) 279
Калицинит (Kalicynite) 484
Калкинсит (Kalkinsite) 678
Каллаганит (Kallahanite) 480
Каломелит (Calomellite) 496
Кальгисит (Kalhysite) 462
Кальдерит (Calderite) 304
Калькалюмогидрит (Calcalumohyd-
rite) 269
Калькгексагиарсенит (Calchexahyar-
senite) 400
Калькгексагихлит (Calchexahychlite) 493
Калькгюролит (Calchureaulite) . . . 425
Калькибеборосилит (Calcybeborosilite) 345
Калькйодит (Calciodite) 485
Калькмагсилфиллит (Calcmagsilphyl-
lite) 341
Калькманальсилит (Calcmanalsilite) . 304
Калькопиапит (Calkopiapite) . . . 465
Калктетрагинитрит (Calctetrahynit-
rite) 489
Калькурванит (Calcurvanite) . . . 392
Калькурмолит (Calcurmolite) . . . 444
Калькурсилит (Calcursilite) 359
Калькхроматйодит (Calcchromatiodite) 486
Кальсилит (Kalsilite) 279
Кальциборит (Calciborite) 377
Кальциоферрит (Calcioferrite) . . . 426
Кальциртит (Calzirtite) 230
Кальцит (Calcite) 471
Кальцоксит (Calcioxite) 225
Кальюметит (Calumetite) 265
Камагфит (Kamagfite) 513
Канакалктитасилит (Kanacalctitasi-
lite) 292
Канасит (Canasite) 334
Канаэканит (Kanaekanite) 339
Канит (Cahnite) 370
Канкринит (Cancrinite) 282
Каницарит (Cannizzarite) 210
Каолинит (Kaolinite) 341
Капеленит (Cappelenite) 310
Караколит (Caracolite) 456
Карачаит (Karachaite) 360
Карбоборит (Carboborite) 372
Карбонатапатит (Carbonatapatite) . 420
Карбоцернаит (Carbocernaite) . . . 473
Карбоцианотрихит (Carbocyanotry-
chite) 270
Карденит (Cardenite) 352
Карелианит (Karelianite) 224
Кариинит (Caryinite) 396
Каринтит (Karinthite) 337
Кариопилит (Karyopilite) 342
Карминит (Carminite) 398
Карналлит (Carnallite) 494
Карнотит (Carnotite) 392
Кароббит (Carobbiite) 508
Карпинскит (Karpinskite) 283
Карролит (Carrolite) 192
Карфолит (Carpholite) 328
Касситерит (Cassiterite) 244
Кастронсит (Kastronsite) 452
Катаплеит (Katapleite) 294
Катоптрит (Katoptrite). 311
Катьерит (Cattierite) 204
Кафетит (Cafetite) 261
Кашпарит (Kašparite) 465
Кварц (Quarz) 239

Квенселит (Quenselite) 268
Квенштедтит (Quenstedtite) 460
Келдышит (Keldyshite) 360
Кемереpит (Kämmererite) 351
Кемпит (Kempite) 499
Кёненит (Koenenite) 506
Кеннедит (Kennedyite) 250
Кентролит (Kentrolite) 318
Кераргирит (Kerargyrite) 491
Кермезит (Kermesite) 207
Кернит (Kernite) 375
Керстенин (Kerctenine) 407
Керстенит (Kerstenite) 445
Кёстерит (Kösterite) 195
Кёттигит (Köttigite) 406
Кетнерит (Kettnerite) 481
Кехлинит (Koechlinite) 255
Кианит (Kyanite) 307
Кивуит (Kivuite) 434
Кизерит (Kieserite) 457
Кимцеит (Kimzeyite) 304
Кингит (Kingite) 436
Киноварь (Cinnabar) 208
Кирролит (Kirrolith) 422
Кирхеймерит (Kircheymerite) . . . 405
Кирштейнит (Kirschteinite) 307
Кихоуит (Kehoeite) 412
Кларкит (Clarkeite) 270
Клиноатакамит (Clinoatakamite) . . 499
Клиноварисцит (Clinovariscite) . . 412
Клиновоксит (Clinovauxite) . . . 434
Клиноволластонит (Clinowollastonite) 326
Клиногиперстен (Clinohypersthene) . 325
Клиноголландит (Clinohollandite) . 250
Клиногумит (Clinohumite) 312
Клиноклаз (Clinoclase) 397
Клинокриптомелан (Clinokryptomelane) 250
Клинолаврионит (Clinolaurionite) . 504
Клинолауэит (Clinolaueite) 434
Клинопирротин (Clinopyrrotine) . . 194
Клинороудзит (Clinorodesite) . . . 334
Клиноседерхольмит (Clinosederholmite) 194
Клиносимплезит (Clinosymplesite) . 406
Клиносульфурит (Clinosulfurite) . 172
Клиноторит (Clinothorite) 303
Клиноунгемахит (Clinoungemachite) 464
Клинофергусонит (Clinofergussonite) 227
Клинохлор (Clinochlor) 351
Клинохолмквистит (Clinoholmquistite) 328
Клиноциппеит (Clinozippeite) . . 466
Клиноцоизит (Clinozoisite) 322
Клиноштренгит (Clinostrengite) . . 412
Клиноэдрит (Clinohedrite) 314
Клодетит (Klaudetite) 253
Клокманит (Klockmannite) 220
Кнебелит (Knebelite) 306
Кобальтин (Cobaltine) 205
Кобальцит (Cobalcite) 471
Кобарсит (Cobarsite) 178
Кобгексагисит (Cobhexahysite) . . . 458
Кобеллит (Kobellite) 211
Кобокобит (Kobokobite) 436
Кобтетрагисит (Cobtetrahysite) . . . 466
Ковеллин (Covelline) 220
Когенит (Cohenite) 176
Козалит (Cosalite) 211
Кокимбит (Coquimbite) 460
Коктаин (Koktaite) 460
Кокцинит (Coccinite) 497
Колеманит (Colemanite) 378
Коллинсит (Collinsite) 429
Коловратит (Kolovratite) 392
Колорадоит (Coloradoite) 183
Колумбит (Columbite) 248
Кольскит (Kolskite) 360
Комбит (Combeite) 301
Компреньясит (Kompregnacite) . . . 266
Конгсбергит (Kongsbergite) 172
Конинкит (Koninckite) 412
Конихальцит (Konychalcite) . . . 399
Коннелит (Connelite) 501
Копентландит (Copentlandite) . . . 194
Копиапит (Copiapite) 465
Корвусит (Corvusite) 391
Кордиерит (Cordierite) 300
Кордилит (Cordylite) 476
Коржинскит (Korjynskite) 383
Коркит (Corkite) 421
Корнелит (Kornelite) 460
Корнетит (Cornetite) 419
Коронадит (Coronadite) 250
Корунд (Corundum) 224
Космохлор (Cosmochlore) 360
Котоит (Kotoite) 366
Котульскит (Kotulskite) 183
Котуннит (Cotunnite) 491
Коулингит (Coalingite) 269
Коусит (Coesite) 241
Коутекит (Koutekite) 178
Кофинит (Coffinite) 303
Крандаллит (Crandallite) 421
Краузит (Krausite) 467
Краускопфит (Krauskopfite) 343
Креднерит (Crednerite) 256
Крёнкит (Kröhnkite) 467
Креннерит (Krennerite) 184
Кридит (Creedite) 501
Криолит (Kryolith) 511
Криолитионит (Kryolythionite) . . . 509
Криптогалит (Kryptohalite) . . . 510
Криптомелан (Kryptomelan) . . . 250
Кристобалит (Cristobalite) 240
Крокоит (Crocoite) 445
Кронстедтит (Cronstedtite) 350
Круксит (Crookesite) 199
Крыжановскит (Kryjanovskite) . . . 436
Ксантиозит (Xantiosite) 395
Ксантоконит (Xanthoconite) 202
Ксантоксенит (Xanthoxenite) . . . 426
Ксантофиллит (Xanthophillite) . . . 348
Ксенотим (Xenotime) 415
Ксонотлит (Xonotlite) 331
Ктенасит (Ktenasite) 463
Куалферфосфит (Cualferphosphite) . 415
Кубанит (Cubanite) 194
Кубоборацит (Cuboboracite) . . . 363
Кубогессит (Cubohessite) 183
Кубокристобалит (Cubocristobalite) . 240
Куболейцит (Cuboleucite) 273
Кубомуасанит (Cubomoissanite) . . 175
Кубохалькопирит (Cubochalcopyrite) 196
Кубочеймберсит (Cubochambersite) . 363
Кубоэрикаит (Cuboericaite) 363
Кукеит (Cookeite) 351
Кулерудит (Kulerudite) 205
Кулсонит (Coulsonite) 235

Кумингтонит (Cummingtonite) . . . 322
Кумосулит (Cumosulite) 218
Кумрит (Cymrite) 282
Куперит (Cooperite) 191
Куплюмбисулит (Cuplumbisulite) . . 212
Купригидройодит (Cuprihydroiodite) 486
Куприогйодит (Cupriohiodite) . . . 485
Куприогнитрит (Cupriohnitrite) . . 488
Куприривант (Cupririvaite) 338
Куприсит (Cuprisite) 450
Куприт (Cuprite) 241
Купритунгстит (Cupritungstite) . . . 443
Купровисмутит (Cuprobismutite) . . 214
Кургантант (Kurgantaite) 377
Курнаковит (Kurnakovite) 374
Курумсакит (Kurumsakite) 360
Куспидин (Cuspidine) 320
Кутинаит (Kutinaite) 181
Кутнагорит (Kutnahorite) 473
Куфосогнитрит (Cuphosohnitrite) . . 488
Кюманжит (Cumangite) 500
Кюрит (Curite) 266

Лабит (Labite) 360
Лавендулит (Lavendulite) 402
Лаврионит (Laurionite) 504
Ладламит (Ludlamite) 429
Лазулит (Lazulite) 422
Лазурит (Lasurite) 282
Лайтакарит (Laitakarite) 217
Лампрофиллит (Lamprophyllite) . . 355
Ланаркит (Lanarkite) 454
Лангбейнит (Langbeinite) 452
Лангит (Langite) 463
Ландсбергит (Landsbergite) 172
Лансфордит (Lansfordite) 478
Лантанит (Lanthanite) 478
Лардерелит (Larderellite) 376
Ларнит (Larnite) 307
Ларсенит (Larsenite) 307
Латиумит (Latiumite) 314
Латрапит (Latrappite) 242
Лаурит (Laurite) 204
Лаусенит (Lausenite) 460
Лаутит (Lautite) 206
Лауэит (Laueite) 435
Лёвеит (Loeweite) 460
Левинит (Levynite) 283
Леграндит (Legrandite) 401
Ледгилит (Leadhillite) 482
Лейкосфенит (Leucosphenite) . . . 291
Лейкофанит (Leucophanite) 353
Лейкофёницит (Leucophoenicite) . . 312
Лейкофосфит (Leucophosphite) . . . 427
Лейтонит (Leightonite) 460
Лейфит (Leifite) 283
Лейхиит (Lehiite) 427
Лейцит (Leucite) 279
Леконтит (Lecontite) 461
Лёллингит (Löllingite) 180
Ленгенбахит (Lengenbachite) 218
Леонит (Leonite) 461
Лепидокрокит (Lepidocrocite) . . . 263
Лепидолит (Lepidolite) 350
Летовицит (Letocicite) 468
Либерисилит (Liberisilite) 287
Либетенит (Libethenite) 418
Либигит (Liebigite) 483
Ливейнгит (Liveingite) 200
Ливингстонит (Livingstonite) . . . 218
Лизардит (Lizardite) 342
Лилианит (Lillianite) 213
Линарит (Linarite) 455
Линдакерит (Lindackerite) 400
Линдгренит (Lindgrenite) 443
Линдстремит (Lindströmite) 212
Лироконит (Liroconite) 401
Лискирдит (Liskeardite) 401
Литидионит (Lithidionite) 360
Литиофорит (Lithiophorite) 267
Литиофосфит (Lithiophosphite) . . . 416
Ловенит (Loevenite) 317
Ловозерит (Lovozerite) 294
Лозиит (Loseyite) 477
Ломонтит (Laumontite) 287
Лопарит (Loparite) 242
Лопецит (Lopezite) 446
Лорандит (Lorandite) 214
Лоренсит (Laurensite) 496
Лоретоит (Lorettoite) 503
Лосонит (Lawsonite) 321
Лохлинит (Loughlinite) 333
Луешит (Lueshite) 242
Лузунгит (Lusungite) 421
Людвигит (Ludwigite) 367
Люнебургит (Lüneburgite). 373
Люцонит (Luzonite) 196
Лякруаксит (Lacroixite) 423

Магалюмогидрит (Magalumohydrite) 269
Маггексагинитрит (Maghexahynitrite) 489
Маггексагисит (Maghexahysite) . . . 458
Магналюмоксит (Magnalumoxite) . . 236
Магнезиоферрит (Magnesioferrite) . . 235
Магнетит (Magnetite) 235
Магнетоплюмбит (Magnetoplumbite) . 232
Магниобит (Magniobite) 248
Магниофиллит (Magniophillite) . . . 417
Магногидроборит (Magnohydroborite) 375
Магнолит (Magnolite) 440
Магнуссонит (Magnussonite) . . . 238
Магпентагисит (Magpentahysite) . .458
Магтетрагисит (Magtetrahysite) . . . 466
Магурасфиллит (Magurasphyllite) . . 404
Магурмолит (Magurmolite) 444
Магурсилит (Magursilite) 359
Магферальсилит (Magferalsilite) . . 304
Магферцит (Magfercite) 471
Магферрогидрит (Magferrohydrite) . 269
Магхлорофёницит (Magchlorophoenicite) 399
Магхромогидрит (Magchromohydrite) 269
Магцерэпидот (Magcerepidote) . . . 322
Магцинкогидрит (Magzinkohydrite) . 270
Мазюит (Masuite) 262
Майерсит (Miersite) 491
Майенит (Mayenite) 237
Макговернит (Macgovernite) 314
Макдональдит (Macdonaldite) . . . 334
Макейит (Mackayite) 438
Макельвит (Mackelvite) 478
Макиноит (Mackinawite) 190
Макалистерит (Macalisterite) . . . 381
Малахит (Malachite) 475
Малаяит (Malayaite) 309
Малладрит (Malladrite) 513
Маллардит (Mallardite) 459
Мальдонит (Maldonite) 178

Манандонит (Manandonite) 347
Манарсит (Manarsite) 178
Манганит (Manganite) 260
Манганозит (Manganosite) 225
Манганостибит (Manganostibite) . . 251
Манлангбейнит (Manlangbeynite) . . 452
Мансфильдит (Mansfildite) 395
Мантетрагисит (Mantetrahysite) . . 466
Манферальсилит (Manferalsilite) . . 304
Манферцит (Manferzite) 471
Манхёрнесит (Manhörnesite) . . . 406
Маргарит (Margarite) 348
Маргаросанит (Margarosanite) . . . 296
Марказит (Marcasite) 205
Марокит (Marockite) 237
Маррит (Marrite) 213
Маршит (Marshite) 491
Масканьит (Mascagnite) 451
Матильдит (Matildite) 201
Матлокит (Matlockite) 497
Маттеучит (Matteuccite) 469
Маурицит (Mauritzite) 270
Мауфит (Maufite) 360
Маухерит (Maucherite) 178
Медмонтит (Medmontite) 352
Мезолит (Mezolite) 286
Мезомикроклин (Mezomicrocline) . . 280
Мейергоферит (Meyerhofferite) . . . 374
Меланованадит (Melanovanadite) . . 391
Меланоталлит (Melanothallite) . . . 506
Меланоцерит (Melanocerite) 310
Меланофлогит (Melanoflogite) . . . 240
Мелантерит (Melanterite) 459
Мелилит (Melilite) 348
Мелифанит (Meliphanite) 353
Мелонит (Melonite) 185
Мельниковит (Melnikovite) 192
Мендипит (Mendipite) 502
Мендоцит (Mendozite) 462
Менегинит (Meneghinite) 212
Мервинит (Merwinite) 307
Мёрдокит (Murdochite) 238
Меркаллит (Mercallite) 467
Меркурит (Merkurite) 171
Метаалуноген (Metaalunogen) . . . 469
Метаанколеит (Metaankoleite) . . . 431
Метаборит (Metaborite) 364
Метавоксит (Metavauxite) 435
Метавольтин (Metavoltine) 464
Метагаллуазит (Metahalloysite) . . 341
Метакалькурванит (Metacalcurvanite) 392
Метановачекит (Metanovačekite) . . 405
Метаотенит (Metaautunite) 431
Метароссит (Metarossite) 389
Метасидеронатрит (Metasideronatrite) 464
Метаторбернит (Metathorbernite) . . 431
Метауранокиркит (Metauranocircite) . 431
Метауранопилит (Metauranopilite) . . 466
Метахейнрихит (Metaheinrichite) . . 405
Метахохманит (Metahohmannite) 469
Метахьюэтит (Metahewettite) . . . 390
Метацейнерит (Metazeunerite) . . . 405
Метацинабарит (Metacinnabarite) . . 192
Меташодерит (Metaschoderite) . . . 387
Миаргирит (Miargyrite) 201
Мизенит (Misenite) 467
Микроклин (Microcline) 280
Микролит (Microlite) 228
Миксит (Mixite) 402
Миларит (Milarite) 303
Миллерит (Millerite) 208
Миметезит (Mimetesite) 398
Минасрагрит (Minasragrite) 464
Минесотаит (Minnesotaite) 342
Миньюлит (Minyulite) 427
Мирабилит (Mirabillite) 460
Митридатит (Mitridatite) 436
Митчерлихит (Mitscherlichite) . . . 495
Мичнерит (Michenerite) 180
Мозезит (Mosesite) 176
Моктецумит (Moctezumite) 439
Молибденит (Molybdenite) 216
Молибдит (Molybdite) 252
Молибдоменит (Molybdomenite) . . 437
Молибдофиллит (Molybdophyllite) . . 320
Молизит (Molysite) 496
Монацит (Monazite) 416
Монетит (Monetite) 428
Моногидрокальцит (Monohydrocalcite) 478
Монтанит (Montanite) 270
Монтбрейит (Montbrayite) 183
Монтгомерит (Montgomeryite) . . . 426
Монтичеллит (Monticellite) 307
Монтмориллонит (Montmorillonite) . 252
Монтроидит (Montroydite) 246
Монтроузит (Montroseite) 259
Мончеит (Moncheite) 185
Мораэсит (Moraesite) 429
Морденит (Mordenite) 287
Моренозит (Morenosite) 459
Моринит (Morinite) 427
Морит (Mohrite) 461
Мосонит (Mawsonite) 197
Моурит (Mourite) 444
Муасанит (Moissanite) 175
Муллит (Mullite) 335
Мурманит (Murmanite) 357
Мусковит (Muscovite) 349
Мутманит (Muthmannite) 187
Мьюирит (Muirite) 292
Мякиненит (Makinenite) 208

Набатитасилит (Nabatitasilite) . . . 292
Навахоит (Navajoite) 262
Нагиагит (Nagyagite) 219
Нагидрогенгифосфит (Nahydrogenhyphosphite) 436
Нагисулнитрит (Nahysulnitrite) . . 489
Надорит (Nadorite) 504
Назинит (Nasinite) 376
Назонит (Nasonite) 320
Накалниотитасилит (Nakalniotitasilite) 294
Накалькифит (Nacalcyfite) 508
Накалькхлорсит (Nacalcchlorsite) . . 456
Накрит (Nakrite) 341
Накупригиогсит (Nacuprihyohsite) . 468
Нальгисит (Nalhysite) 462
Намагдигиогсит (Namagdihyohsite) . 464
Нантокит (Nantokite) 491
Нарсарсукит (Narsarsukite) 293
Наследовит (Nasledovite) 484
Натмонтебразит (Natmontebrasite) . 411
Натралунит (Natralunite) 455
Натрогидроборит (Natrohydroborite) 375
Натролит (Natrolite) 286
Натрониобит (Natroniobite) 242

Натронит (Natronite) 478
Натронитрит (Natronitrite) 488
Натрофилит (Natrophilite) 418
Натярозит (Natjarosite) 455
Науманит (Naumannite) 199
Наурасфиллит (Naurasphillite) . . . 405
Наурфосфиллит (Naurphosphillite) . 431
Науяказит (Naujakasite) 340
Нахколит (Nachcolith) 480
Нейборит (Neighbourite) 509
Некоит (Nekoite) 344
Ненадкевит (Nenadkevite) 360
Нептунит (Neptunite) 276
Непуит (Nepouite) 342
Несквегонит (Nesquehonite) 478
Нефелин (Nepheline) 279
Нигглит (Niggliite) 174
Нигерит (Nigerite) 233
Нигесулит (Nigesulite) 192
Нидиселит (Nidiselite) 215
Никалюмогидрит (Nickalumohydrite) 269
Никгексагисит (Nickhexahysite) . . 458
Никгидроксит (Nickhydroxite) . . . 264
Никгидрохлит (Nickhydrochlite) . . 497
Никелин (Nickeline) 177
Никелит (Nickelite) 171
Никтелит (Nicktelite) 183
Нингьоит (Ningyoite) 424
Ниобоксит (Nioboxite) 256
Ниобофиллит (Niobophyllite) . . . 356
Ниокалит (Niocalite) 317
Нитеселит (Niteselite) 215
Нифонтовит (Hifontovite) 371
Новакит (Novakite) 178
Нозеан (Nosean) 282
Ноланит (Nolanite) 233
Нонтронит (Nontronite) 352
Норбергит (Norbergite) 312
Норденшельдит (Nordenskiöldite) . . 366
Нордит (Nordite) 300
Норсетит (Norsethite) 474
Нортупит (Northupite) 477
Ноублит (Nobleite) 381
Нсутит (Nsutite) 245
Ньереpит (Nyererite) 474
Ньюберит (Newberyite) 425

Овихиит (Owyheeite) 212
Окенит (Okenite) 344
Оксиапатит (Oxyapatite) 420
Оксурванит (Oxurvanite) 392
Оксурфосфиллит (Oxurphosphyllite) 431
Оксярозит (Oxjarosite) 455
Оливейраит (Oliveiraite) 270
Оливенит (Olivenite) 396
Оливин (Olivine) 306
Ольдгамит (Oldhamite) 190
Ордоньезит (Ordonezite) 247
Орегонит (Oregonite) 178
Ориентит (Orientite) 323
Орлит (Orlite) 360
Орселит (Orcelite) 178
Ортобатлерит (Orthobutlerite) . . . 463
Ортодевилит (Orthodevilite) 468
Ортоклаз (Orthoclase) 280
Ортокобальтин (Orthocobaltine) . . 206
Ортоларнит (Ortholarnite) . . . 307
Ортомагманганиякобсиг (Orthomagmanganijakobsite) 236
Ортонауманит (Orthonaumannite) . 203
Ортопинакиолит (Orthopinakiolite). . 367
Ортоплюмбоксит (Orthoplumboxite) . 253
Орторанкинит (Orthorankinite) . . . 315
Ортоэкдемит (Orthoekdemite) . . . 505
Осаризаваит (Osarizavaite) 455
Осборнит (Osbornite) 176
Осмирит (Osmirite) 170
Осумилит (Osumilite) 302
Отенит (Autunite) 431
Оувёрит (Overite) 426
Охролит (Ochrolite) 505

Павонит (Pavonite) 209
Паксит (Paxite) 178
Палермоит (Palermoite) 422
Палладит (Palladite) 170
Паладоксит (Palladoxite) 256
Паллит (Pallite) 427
Палстибит (Palstibite) 177
Пальмьерит (Palmierite) 452
Палыгорскит (Palygorskite) 333
Пандаит (Pandaite) 228
Пандермит (Pandermite) 378
Папагоит (Papagoite) 298
Паравиартит (Parawyartite) 266
Паравитчит (Paraveatchite) 378
Параволластонит (Parawollastonite) . 296
Парагейлит (Paragaleite) 454
Парагонит (Paragonite) 349
Парагуанахуатит (Paraguanajuatite) . 217
Параджемсонит (Parajamesonite) . . 210
Паракокимбит (Paracoquimbite) . . 460
Паралауэит (Paralaueite) 435
Пararамельсбергит (Pararammelsbergite) 180
Парасульфурит (Parasulfurite) . . . 172
Парателлурит (Paratellurite) . . . 245
Паратенорит (Paratenorite) 238
Паратомсенолит (Parathompsenolite) . 511
Парауранофан (Parauranophane) . . 357
Парацельзиан (Paracelsiane) 278
Паризит (Parisite) 476
Паркерит (Parkerite) 193
Парсетенсит (Parsettensite) 345
Парсонсит (Parsonsite) 430
Парцит (Partzite) 230
Паскоит (Pascoite) 391
Патераит (Pateraite) 444
Патронит (Patronite) 207
Пейнит (Painite) 232
Пектолит (Pektolith) 332
Пенантит (Pennantite) 351
Пентагидроборит (Pentahydroborite) 370
Пентагидрокальцит (Pentahydrocalcite) 484
Пентландит (Pentlandite) 194
Пенфильдит (Penfieldite) 503
Периклаз (Periclase) 225
Перит (Perite) 504
Перовскит (Perovskite) 242
Персилит (Percylith) 500
Перьерит (Perrierite) 316
Петалит (Petalite) 280
Пецит (Petzite) 184
Пинакиолит (Pinakiolith) 367
Пинноит (Pinnoite) 371
Пинтадоит (Pintadoite) 392
Пираргирит (Pyrargyrite) 202

Пирит (Pyrite) 204
Пиробелонит (Pyrobelonite) 385
Пироксмангит (Pyroxmangite) . . . 328
Пиролюзит (Pyrolusite) 244
Пиросмалит (Pyrosmalith) 340
Пиростильпнит (Pyrostilpnite) . . . 202
Пирофанит (Pyrophanite) 231
Пирофиллит (Pyrophyllite) 342
Пирохлор (Pyrochlore) 228
Пирохроит (Pyrochroite) 264
Пирротин (Pyrrhotite) 194
Пирсит (Pearcite) 203
Пирсонит (Pirssonite) 479
Питтицит (Pitticite) 407
Плагиоклаз (Plagioclase) 278
Плагионит (Plagionite) 200
Плазолит (Plasolite) 304
Планоферрит (Planoferrite) 469
Платарсулит (Platarsulite) 205
Платинит (Platynite) 170
Платнерит (Plattnerite) 244
Платстибит (Platstibite) 177
Пломбьерит (Plombierite) 344
Плюмандисилит (Plumandisilite) . . 320
Плюмапатит (Plumapatite) 420
Плюмбиссесулит (Plumbisseselite) . . 217
Плюмбит (Plumbite) 171
Плюмбогуммит (Plumbohummite) . . 421
Плюмбоксит (Plumboxite) 253
Плюмбомалахит (Plumbomalachite) . 484
Плюмбоферрит (Plumboferrite) . . . 232
Плюмбофит (Plumbofite) 503
Плюмикролит (Plumicrolite) 228
Плюмохлорйодит (Plumochloriodite) 486
Плюмярозит (Plumjarosite) 455
Плюплюмбиоксит (Pluplumbioxite) . 251
Повеллит (Powellite) 442
Полибазит (Polybasite) 203
Полигалит (Polyhalite) 460
Полидимит (Polydymite) 192
Полингит (Paulingite) 284
Поллуцит (Pollucite) 279
Портландит (Portlandite) 264
Потарит (Potarite) 172
Прайдерит (Priderite) 251
Прайорит (Priorite) 243
Прайсит (Priceite) 383
Пренит (Prehnite) 347
Преображенскит (Preobrazhenskite) . 379
Пржевальскит (Prjevalskite) . . . 431
Призматин (Prismatine) 313
Пробертит (Probertite) 379
Прозопит (Prosopite) 500
Протодолоресит (Protodoloresite) . 267
Прустит (Proustite) 202
Псевдоболеит (Pseudoboleite) . . . 500
Псевдобрукит (Pseudobrookite) . . . 250
Псевдокотуннит (Pseudocotunnite) . 494
Псевдомалахит (Pseudomalachite) . . 419
Псевдоотенит (Pseudoautunite) . . . 431
Псиломелан (Psilomelane) 260
Пуатвенит (Poitevenite) 457
Пумпеллит (Pumpellyite) 323
Пухерит (Pucherite) 388
Пьемонтит (Piemontite) 322
Пэбстит (Pabstite) 290

Рабитит (Rabbittite) 483
Рабдофанит (Rhadbophanite) 424
Разерфордит (Rutherfordite) . . . 481
Ральстонит (Ralstonite) 501
Рамдорит (Ramdorite) 212
Рамзаит (Ramsayite) 337
Рамельсбергит (Rammelsbergite) . . 180
Рамсделит (Ramsdellite) 245
Ранкилит (Ranquilite) 359
Ранкинит (Rankinite) 315
Рансьеит (Rancieite) 270
Распит (Raspite) 442
Расселит (Russelite) 225
Ратит I (Rathite I) 200
Ратит II (Rathite II) 200
Раувит (Rauvite) 391
Рауенталит (Rauenthalite) 403
Реальгар (Realgar) 204
Рёблингит (Roeblingite) 314
Редледжит (Redledgeite) 251
Рейкебурит (Rijkeboerite) 228
Рейнерит (Reinerite) 238
Рейерит (Reyerite) 344
Ректорит (Rectorite) 352
Рёмерит (Römerite) 462
Ренардит (Renardite) 434
Рентгенит (Röntgenite) 476
Реньерит (Renierite) 197
Рёслерит (Roeslerite) 400
Ретгерсит (Retgersite) 458
Ретциан (Retziane) 400
Рецбаньит (Rezbanyite) 212
Риверсайдит (Riversideite) 344
Ридмёрджнерит (Readmergnerite) . . 278
Рикардит (Rickardite) 186
Ринколит (Rinkolite) 316
Риннеит (Rinneite) 494
Рихтерит (Richterite) 329
Ричмондит (Richmondite) 436
Ришеллит (Richellite) 436
Робинсонит (Robinsonite) 210
Родарсулит (Rhodarsulite) 205
Родицит (Rhodizite) 364
Родонит (Rhodonite) 327
Розазит (Rosasite) 477
Розелит (Roselite) 403
Розенбушит (Rosenbuschite) . . . 317
Розьерзит (Rosieresite) 436
Рокбриджит (Rockbridgeite) 422
Рокезит (Roquesite) 195
Ромбоклаз (Rhomboklase) 468
Ромеит (Romeite) 230
Росколит (Roscoelite) 349
Россит (Rossite) 389
Роудзит (Rhodesite) 334
Роуит (Roweite) 372
Рошерит (Roscherite) 427
Рубрит (Rubrite) 469
Рузвельтит (Rooseveltite) 395
Русаковит (Rusakowite) 392
Рустумит (Rustumite) 320
Рутил (Rutile) 244
Рэнсомит (Ransomite) 462

Сабугалит (Sabugalite) 431
Салинит (Sahlinite) 397
Самарскит (Samarskite) 249
Самплеит (Sampleite) 427
Самсонит (Samsonite) 215
Санборнит (Sanbornite) 339
Санидин (Sanidine) 280

Санмартинит (Sanmartinite) 248
Сантафеит (Santafeite) 387
Сапонит (Saponite) 352
Сапфирин (Sapphirine) 236
Саркинит (Sarkinite) 396
Сарколит (Sarcolite) 281
Саркопсид (Sarkopside) 417
Сарторит (Sartorite) 200
Сарыаркит (Saryarkite) 314
Сасексит (Sussexite) 372
Сассолин (Sassoline) 380
Сатпаевит (Satpayevite) 392
Сафлорит (Safflorite) 180
Сахамалит (Sachamalite) 473
Сборджит (Sborgite) 376
Свабит (Svabite) 398
Сванбергит (Svanbergite) 421
Сварцит (Swartzite) 483
Сведенборгит (Swedenborgite) . . . 231
Свитальскит (Svitalskite) 360
Себоллит (Cebollite) 360
Седерхольмит (Sedercholmite) . . . 194
Сезаролит (Cesarolite) 261
Сейдозерит (Seidoserite) 316
Селенолит (Selenolite) 246
Селит (Selite) 172
Селлаит (Sellaite) 511
Семсейит (Semseyite) 211
Сенармонтит (Senarmontite) 244
Сенжьерит (Sengierite) 392
Сенфельдит (Sainfeldite) 403
Сепиолит (Sepiolite) 333
Сервантит (Servantite) 228
Серендибит (Serendibite) 313
Серпентин-тальк (Serpentine-talc) . . 360
Сёрлзит (Searlesite) 346
Сибирскит (Sibirskite) 372
Сиглоит (Sigloite) 435
Сидеразит (Siderasite) 176
Сидеронатрит (Sideronatrite) . . . 464
Сидеротил (Siderotile) 458
Сиклерит (Sicklerite) 418
Силленит (Sillenite) 225
Силлиманит (Sillimanite) 335
Сильванит (Sylvanite) 185
Сильвин (Sylvine) 492
Симанит (Seamanite) 371
Симплезит (Symplesite) 406
Симплотит (Simplotite) 267
Симпсонит (Simpsonite) 228
Синадельфит (Synadelphite) . . . 398
Сингенит (Syngenite) 460
Синкозит (Sincosite) 431
Синхалит (Sinhalite) 365
Синхизит (Synchisite) 476
Скаккит (Scacchite) 496
Скаполит (Scapolite) 281
Скарброит (Scarbroite) 267
Склодовскит (Sklodowskite) 357
Сколецит (Skolezite) 286
Скородит (Skorodite) 395
Скотит (Scawtite) 332
Скупит (Schoepite) 262
Скутерудит (Skutterudite) 180
Славикит (Slavikite) 463
Смайтит (Smythite) 219
Смикит (Szmikite) 457
Смирновскит (Smirnovskite) 424
Смитит (Smitite) 201
Смитсонит (Smithsonite) 471
Смольникит (Szomolnokite) 457
Смольяниновит (Smolianinovite) . . 407
Содалит (Sodalite) 282
Соддит (Soddyite) 359
Соколовит (Sokolovite) 436
Соконит (Sauconite) 352
Сонолит (Sonolite) 312
Сономаит (Sonomaite) 469
Спанголит (Spangolite) 270
Спенсерит (Spencerite) 426
Сперилит (Sperrylite) 180
Спёррит (Spurrite) 314
Спировит (Spiroffite) 438
Сподумен (Spodumene) 326
Ставролит (Staurolite) 309
Станисулит (Stanisulite) 215
Станит (Stannite) 171
Станнин (Stannine) 195
Станнопалладинит (Stannopalladynite) 174
Станноплатинит (Stannoplaplatynite) 174
Станостанисулит (Stannostannisulite) 215
Стенонит (Stenonite) 511
Стенструпин (Steenstrupine) 296
Стеркорит (Stercorite) 425
Стеретит (Sterrettite) 412
Стефанит (Stephanite) 202
Стибарсит (Stibarsite) 174
Стибиконит (Stibiconite) 230
Стибиоколумбит (Stibiocolumbite) . . 228
Стибиопалладинит (Stibiopalladinite) 179
Стибит (Stibite) 174
Стивенсит (Stevensite) 352
Стилуэлит (Stillwellite) 310
Стильпномелан (Stilpnomelane) . . . 345
Стильпнохлоран (Stilpnochlorane) . . 345
Стишовит (Stishovite) 244
Стоксит (Stokesite) 332
Стоттит (Stottite) 258
Стральгиогфит (Stralhyohfite) . . . 503
Странскит (Stranskiite) 396
Стронапатит (Stronapatite) 420
Стронцианит (Strontianite) 472
Стронциоборит (Strontioborite) . . . 383
Стронджинорит (Stronginorite) . . . 376
Стронхилгардит (Stronhilgardite) . . 382
Струвит (Struvite) 425
Студтит (Studtite) 484
Суанит (Suanite) 371
Судоит (Sudoite) 351
Сузалит (Souzalite) 427
Сульванит (Sylvanite) 197
Сульфоборит (Sulphoborite) 371
Сульфогалит (Sulphohalite) 454
Сульфурит (Sulphurite) 172
Сурсасит (Sursassite) 322
Сфалерит (Sphalerite) 192
Сферобертрандит (Sphaerobertrandite) 319
Сянхуалит (Hsianghualite) 312

Тавистокит (Tavistockite) 422
Таворит (Tavorite) 411
Тагилит (Tagilite) 426
Таковит (Takovite) 270
Таленит (Thalenite) 315
Тальк (Talk) 342
Тальмесит (Talmessite) 403
Тамаругит (Tamarugite) 461

Танборит (Tanborite) 365
Тангеит (Tangeite) 385
Танталкарбит (Tantalcarbite) . . . 176
Танталоксит (Tantaloxite) 256
Тапиолит (Tapiolite) 247
Тарамеллит (Taramellite) 298
Таранакит (Taranakite) 433
Тарапакаит (Tarapacaite) 446
Тарбутит (Tarbuttite) 418
Татарскит (Tatarskite) 464
Таумасит (Thaumasite) 334
Таурисцит (Tauriscite) 459
Тафеит (Taaffeite) 233
Тахигидрит (Tachyhydrite) 494
Тейнеит (Teineite) 438
Теллит (Tellite) 172
Теллурит (Tellurite) 253
Теллуровисмутит (Tellurobismuthite) 185
Тенардит (Thenardite) 451
Тенгерит (Tengerite) 484
Тенорит (Tenorite) 226
Терлингуаит (Terlinguaite) 502
Термонатрит (Thermonatrite) . . . 478
Тернебомит (Törnebohmite) 310
Терчит (Tertschite) 378
Тетрадимит (Tetradymite) 185
Тетраэдрит (Tetrahedrite) 199
Тешемахерит (Teschemacherite) . . 480
Тилазит (Tilasite) 399
Тиллеит (Tilleite) 320
Тиллит (Teallite) 219
Тинит (Tinyte) 221
Тинкалконит (Tinkalkonite) 375
Тинтикит (Tintikite) 425
Тинценит (Tinzenite) 296
Типлит (Teepleite) 382
Тиролит (Tirolite) 401
Тиррелит (Tyrrelite) 192
Титанит (Titanite) 309
Тихит (Tychite) 477
Тоберморит (Tobermorite) 344
Тодорокит (Todorokite) 261
Токорналит (Tocornalite) 497
Томсенолит (Thomsenolite) 511
Томсонит (Thomsonite) 286
Топаз (Topaz) 308
Торбастнезит (Thorbastnesite) . . . 476
Торбернит (Torbernite) 431
Торианит (Thorianite) 224
Торит (Thorite) 303
Торолит (Torolite) 249
Торреит (Torreyite) 270
Тортвейтит (Thortveitite) 315
Торутит (Torutite) 244
Траскит (Traskite) 293
Траскотит (Truscottite) 344
Треворит (Trevorite) 235
Трёгерит (Trögerite) 405
Тремолит (Tremolite) 329
Трехманит (Trechmannite) 221
Тригидрокальцит (Tryhydrocalcite) . .484
Тригоатакамит (Trigoatakamite) . . 499
Тригоборнит (Trigobornite) 197
Тригодигенит (Trigodyhenite) . . . 198
Тригодомейкит (Trigodomeykite) . . 179
Тригонит (Trigonite) 238
Тридимит (Tridymite) 239
Трикальсилит (Trycalsylite) . . . 279
Триклиноадамит (Triclinoadamite) . 396
Триклиногибсит (Triclinogibbsite) . . 263
Триклинокрандаллит (Triclinocrandallite) 436
Триклинорозелит (Triclinoroselite) . 403
Триклинофошагит (Triclinofoshagite) 331
Триклинохилгардит (Triclinohilgardite) 382
Триклинохлоритоид (Triclinochloritoid) 339
Триклинохоупит (Triclinohopeite) . 413
Триклиноэринит (Triclinoerinite) . . 397
Тримерит (Trimerite) 287
Трипкеит (Trippkeite) 251
Триплит (Triplite) 419
Триплоидит (Triploidite) 419
Трипугиит (Tripuhyite) 247
Трифилин (Triphyline) 418
Трогталит (Trogtalite) 204
Троилит (Troilite) 190
Троллеит (Trolleite) 418
Труделит (Trudellite) 501
Трюстедтит (Trustedtite) 192
Тсилаизит (Tsilaisite) 300
Тсумебит (Tsumebite) 427
Тунгстенит (Tungstenite) 216
Тунгстит (Tungstite) 261
Тундрит (Tundrite) 338
Тухуалит (Tuhualit) 340
Тьюнелит (Tunellite) 381
Тыньит (Tynjite) 360
Тыретскит (Tyretskite) 383
Тэниолит (Taeniolite) 341

Уайтменит (Wightmanite) 370
Уванит (Uvanite) 390
Уваровит (Uwarowite) 304
Увит (Uvite) 300
Уиксит (Weeksite) 359
Уитлокит (Whitlolockite) 416
Улексит (Ulexite) 379
Ульвит (Ulvite) 235
Ульманит (Ullmannite) 205
Умангит (Umangite) 198
Умохоит (Umochoite) 265
Унгемахит (Ungemachite) 464
Уоджинит (Wodginite) 248
Уолстромит (Walstromite) 296
Уордит (Wardite) 427
Уралборит (Uralborite) 376
Уралолит (Uralolite) 429
Уранинит (Uraninite) 226
Уранокиркит (Uranocircite) 431
Уранопилит (Uranopilite) 466
Ураноспинит (Uranospinite) . . . 405
Ураносферит (Uranosphaerite) . . . 270
Уранофан (Uranophane) 357
Урмолит (Urmolite) 441
Уссингит (Ussingite) 282

Фабианит (Fabianite) 365
Фармаколит ((Pharmakolith) . . . 406
Фармакосидерит (Pharmakosiderite) 394
Фатерит (Vaterite) 473
Фаузерит (Fauserite) 459
Фейхиит (Faheyite) 429
Фельшёбаньит (Felsöbanyite) . . . 464
Фемосулит (Femosulite) 218
Фенакит (Phenakite) 305
Фенаксит (Fenaksite) 334

Фёникохроит (Phönikochroite) . . . 446
Ферванит (Fervanite) 390
Ферганит (Ferghanite) 392
Фергексагисит (Ferhexanysite) . . . 458
Фергусонит (Fergusonite) 227
Феринсулит (Ferinsulite) 192
Феркобит (Fercobite) 171
Фероксит (Feroxite) 225
Ферплазолит (Ferplasolite) 304
Ферплатинит (Ferplatinite) 171
Ферримолибдит (Ferrimolybdite) . . 442
Ферринатрит (Ferrinatrite) 460
Феррит (Ferrite) 171
Ферритунгстит (Ferritungstite) . . . 442
Ферроселит (Ferroselite) 205
Ферротетрагисит (Ferrotetrahysite) . 466
Ферручит (Ferruccite) 510
Ферьерит (Ferrierite) 285
Ферсманит (Fersmanite) 309
Ферсмит (Fersmite) 254
Фиброферрит (Fibroferrite) 463
Фидлерит (Fiedlerite) 504
Физелиит (Fizelyite) 212
Филлипит (Phillipite) 469
Филлипсит (Phillipsite) 284
Филловит (Fillowite) 417
Финеманит (Finnemanite) 238
Флейшерит (Fleischerite) 464
Флинкит (Flinkite) 399
Флоренсит (Florencite) 421
Флюеллит (Fluellite) 426
Флюоборит (Fluoborite) 369
Флюорит (Fluorite) 508
Флюоцерит (Fluocerite) 512
Фоглит (Voglite) 483
Фожазит (Faujasite) 284
Фольборгит (Volborthite) 387
Форбесит (Forbesite) 407
Форманит (Formanite) 227
Фосгенит (Phosgenite) 483
Фостит (Faustite) 415
Фосрёслерит (Phosrösslerite) 425
Фосфоферрит (Phosphoferrite) . . . 424
Фосфофиллит (Phosphophyllite) . . 413
Фосфуранилит (Phosphuranilite) . . 434
Фошагит (Foshagite) 331
Франкеит (Franckeite) 218
Франклинит (Franklinite) 235
Франсвилит (Francevillite) 392
Фребольдит (Freboldite) 190
Фрейеслебенит (Freieslebenite) . . . 213
Фрепонтит (Fraipontite) 360
Фресноит (Fresnoite) 292
Фрицшеит (Fritzscheite) 431
Фробергит (Frobergite) 185
Фройденбергит (Freudenbergite) . . 232
Фроловит (Frolovite) 370
Фрудит (Froodite) 180
Фурнесит (Furnacite) 446
Фурмарьерит (Fourmarierite) . . . 266
Фушерит (Fouscherite) 436
Фэрфилдит (Fairfieldite) 429
Фюлёпит (Füllöppite) 200

Хабазит (Habazite) 282
Хагендорфит (Hagendorfite) 417
Халимондит (Hallimondite) 404
Халипит (Chalypite) 176
Халсит (Hulsite) 367

Халькалюмогидрит (Chalkalumohydrite) 270
Халькантит (Chalkanthite) 458
Халькит (Chalkite) 171
Халькозин (Chalkosine) 203
Халькоменит (Chalkomenite) . . . 438
Хальконатронит (Chalkonatronite) . 479
Халькопиапит (Chalcopiapite) . . . 465
Халькопирит (Chalkopyrite) . . . 195
Халькостибит (Chalkostibite) . . . 214
Халькофанит (Chalkophanite) . . . 268
Халькофиллит (Chalkophyllite) . . 407
Хаммарит (Hammarite) 212
Хаммерит (Hummerite) 391
Ханеит (Hannayite) 425
Хантилит (Huntilite) 181
Хантит (Huntite) 474
Харадаит (Haradaite) 360
Харкерит (Harkerite) 313
Хастит (Hastite) 205
Хатчинсонит (Hutchinsonite) . . . 200
Хатчит (Hutchite) 200
Хауит (Howieite) 434
Хаулит (Howlith) 382
Хедлиит (Hedleyite) 185
Хейвиит (Haiweeite) 359
Хейдорнит (Heidornite) 382
Хейнрихит (Heinrichite) 404
Хельерит (Hellyerite) 478
Хенвудит (Henwoodite) 436
Хендерсонит (Hendersonite) 390
Хёрлбатит (Hurlbutite) 410
Хёрнесит (Hörnesite) 406
Хизлевудит (Heazlewoodite) 191
Хилгардит (Hilgardite) 382
Хиолит (Chiolite) 512
Хлоралюминит (Chloraluminite) . . 492
Хлорапатит (Chlorapatite) 420
Хлоритоид (Chloritoide) 339
Хлорманкалит (Chlormankalite) . . 494
Хлорокальцит (Chlorocalcite) . . . 492
Хлороксифит (Chloroxiphite) . . . 505
Хлоромагнезит (Chloromagnesite) . . 496
Хлоротил (Chlorotil) 402
Хлоротионит (Chlorothionite) . . . 456
Хлорофёницит (Chlorophoenizite) . . 399
Холденит (Holdenite) 399
Холиит (Hawleyite) 192
Холмквистит (Holmquistite) . . . 322
Хондродит (Chondrodite) 312
Хонесит (Honessite) 469
Хоробетсуит (Horobetsuite) 207
Хоупит (Hopeite) 413
Хохманит (Hohmannite) 463
Хочкинсонит (Hodgkinsonite) . . . 311
Хризоберилл (Chrysoberyl) 233
Хризотил (Chrisotil) 342
Хроматит (Chromatite) 445
Хромит (Chromite) 235
Хуанхит (Huanghoite) 476
Худобаит (Chudobaite) 400
Хунчжаоит (Huangtsaoite) 375
Хьюэтит (Hewettite) 390
Хэгбомит (Hoegbomite) 233
Хэггит (Haggite) 267
Хюгелит (Hügelite) 407

Цейнерит (Zeunerite) 404
Цельзиан (Celsiane) 278

Цеофиллит (Zeophyllite) 340
Церианит (Ceriaanite) 224
Церит (Cerite) 310
Церулеит (Coeruleite) 401
Церулеолактит (Coeruleolaktite). . . 426
Церуссит (Cerussite) 472
Цеторфоссилит (Cethorphossilite) . . 303
Цианотрихит (Cyanotrichite) 270
Цианохроит (Cyanochroite) 461
Цилиндрит (Cylindrite) 218
Цинботриоген (Zinbotriogene) . . . 465
Цинвальдит (Zinnwaldite) 350
Цингексагисит (Zinhexahysite) . . . 458
Цинкалюмогидрит (Zincalumohydrite) 270
Цинкенит (Zinckenite) 210
Цинкит (Zincite) 171
Цинкосит (Zinkosite) 450
Цинкоксит (Zincoxite) 226
Цинкопиапит (Zincopiapite) 465
Цинксилит (Zincosilite) 352
Цинрокбриджит (Zinrockbridgeite) . . 422
Циппеит (Zippeite) 466
Циркелит (Zirkelite) 500
Цирклерит (Zirklerite) 500
Циркон (Zircon) 303
Цирконолит (Zirconolite) 230
Циртетрагисит (Zirtetrahysite) . . . 598
Цоизит (Zoisite) 322

Чаньярсилит (Chanarsilite) 181
Чапманит (Chapmanite) 311
Чеймберсит (Chambersite) 364
Чевкинит (Tscheffkinite) 316
Чёрчит (Churchite) 432
Чикловаит (Csiklovaite) 187
Чкаловит (Chkalovite) 288
Чухровит (Tschuchrovite) 509

Шамозит (Shamosite) 351
Шарпит (Sharpite) 484
Шатукит (Schattukite) 298
Шафарцикит (Schafarzikite) 251
Шеелит (Scheelite) 442
Шэндит (Schandite) 193
Шеневиксит (Chenevixite) 401
Шёнит (Schönite) 461
Шерветит (Scherwettite) 388
Шервудит (Scherwoodite) 391
Шерлит (Schörlite) 300
Шертелит (Schertelite) 425
Ширмерит (Schirmerite) 201
Шмайдерит (Schmeiderite) 447
Шодерит (Schoderite) 387
Шольцит (Scholzite) 424
Шортит (Shortite) 474
Шпинель (Spinel) 235
Шрайберзит (Schreibersite) 175
Шрёкингерит (Schrökingerite) . . . 484
Штейгерит (Steigerite) 386
Штернбергит (Sternbergite) 219
Штетефельдит (Stetefeldite) 230
Штилеит (Stilleite) 192
Штольцит (Stolzite) 442
Штромейерит (Stromeyerite) 203
Штрунцит (Strunzite) 434
Штюцит (Stützite) 184

Шуйлингит (Schuilingite) 480
Шультенит (Schultenite) 404
Шутеит (Schutteite) 454

Щербаковит (Schcherbakovite) . . . 292

Эвансит (Evansite) 426
Эвдиалит (Eudialite) 295
Эвдидимит (Eudidymite) 290
Эвкайрит (Eucairite) 203
Эвклаз (Euklas) 308
Эвкриптит (Eukryptite) 305
Эвксенит (Euxenite) 254
Эвлитин (Eulytine) 276
Эвхлорин (Euchlorine) 469
Эвхроит (Euchroite) 400
Эгирин (Aegirine) 326
Эденит (Edenite) 337
Эдингтонит (Edingtonite) 286
Эзкуррит (Ezcurrite) 380
Эйтелит (Eitelite). 474
Эйхбергит (Eichbergite) 221
Эканит (Ekanite) 339
Экдемит (Ekdemite) 505
Экерманит (Eckermannite) 330
Экманит (Ekmanite) 345
Эллестадит (Ellestadite) 310
Эльбаит (Elbaite) 300
Эльпасолит (Elpasolith) 509
Эльпидит (Elpidite) 295
Эммонсит (Emmonsite) 438
Эмплектит (Emplectite) 214
Эмпресит (Empressite) 183
Энаргит (Enargite) 196
Эндрьюсит (Andrewsite) 422
Энигматит (Aenigmatite) 337
Эосфорит (Eosphorite) 414
Эпигенит (Epigenite) 221
Эпидидимит (Epididymite) 354
Эпидот (Epidote) 322
Эпистильбит (Epistilbite) 285
Эпистолит (Epistolite) 357
Эпсомит (Epsomite) 459
Эрикаит (Ericaite) 364
Эринит (Erinite) 397
Эрионит (Erionite) 287
Эриохальцит (Eriochalcite) 493
Эритрин (Erythrine) 406
Эритросидерит (Erythrosiderite) . . . 495
Эскеборнит (Eskebornite) 196
Эсколаит (Eskolaite) 224
Эсперит (Esperite) 287
Эсхинит (Aeschynite) 243
Этрингит (Ettringite) 465

Югаваралит (Yugawaralite) 287
Юконит (Yukonite) 407
Юрлит (Jurleite) 198

Явапаит (Javapaiite) 452
Ягоит (Jagoite) 320
Якобсит (Jakobsite) 235
Ярлит (Jarlite) 500
Ярозит (Jarosite) 455
Яхимовит (Jachimovite) 357

ОГЛАВЛЕНИЕ

От автора 3

Часть первая

Кристаллохимия минералов и принципы классификации минеральных видов

Глава 1. Краткая история развития минералогии и систематики минералов 7
Главные этапы в развитии минералогии 7
История систематики минералов 15
Дифференциация науки и определение понятия минерала 20

Глава 2. Основные закономерности кристаллохимии минералов 30
Химический состав минералов 30
Водород в составе минералов 32
Факторы, определяющие структуру минералов 34
Координационное число атомов 36
Изодесмические и анизодесмические минералы. Однородность и анизотропия связей 42
Систематика структурных типов минералов 45
Важнейшие структурные типы минералов бинарного состава 48
Изменение химического состава минералов 56
Изменение структуры минералов 63
Разрушение минералов и образование минеральных агрегатов 65

Глава 3. Минеральный вид — фундаментальное понятие минералогии . . 67
Возникновение и развитие понятия минерального вида 67
Современные представления о минеральном виде 69
Определение вида и внутривидовых понятий 71
О числе минеральных видов 75

Глава 4. Принципы рациональной номенклатуры минералов 78
Основные этапы в развитии номенклатуры минералов и современное ее состояние 78
Рационализация номенклатуры минералов в прошлом 79
Основы научной номенклатуры минералов 81
Правила составления рациональных названий минералов 84
Использование рациональной номенклатуры минералов в систематической части книги 85

Глава 5. Кристаллохимические формулы минералов 87
Кристаллохимические формулы минералов и отражение в них основных свойств элементов 87
Отражение в формулах типа химической связи и структурного мотива . . 90
Отражение в формулах изменения химического состава и строения минеральных видов 90
Правила для составления кристаллохимических формул минералов . . 93
Глава 6. Принципы кристаллохимической классификации минеральных видов 95
Различие между химическим и кристаллохимическим принципами классификации 95
Взаимосвязь между конституцией минералов, их формой и свойствами . . 96
Облик минералов и структурный мотив 97
Твердость и плотность минералов как критерии их конституции 99
Другие свойства, отражающие конституцию минералов 100
Соотношение между химическими и структурными признаками в схеме классификации 102
Общая схема кристаллохимической классификации минеральных видов 103
Глава 7. Кристаллохимическая характеристика минеральных классов и групп 106

Гомоатомные и близкие к ним соединения

Класс 1. Простые вещества 106
Класс 2. Карбиды, нитриды и фосфиды 108

Сульфиды и аналогичные соединения

Класс 1. Арсениды, антимониды и висмутиды 109
Класс 2. Теллуриды 110
Класс 3. Сульфиды и селениды 111

Кислородные соединения

Класс 1. Окислы 117
Класс 2. Гидроокислы и оксигидраты 126
Класс 3. Силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты, бериллосиликаты, титано- и цирконосиликаты, ураносиликаты 131
Класс 4. Бораты 138
Класс 5. Ванадаты 145
Класс 6. Арсенаты 148
Класс 7. Фосфаты 150
Класс 8. Теллуриты и селениты 153
Класс 9. Вольфраматы и молибдаты . . . . . —
Класс 10. Хроматы и селенаты 155
Класс 11. Сульфаты . . . . . —
Класс 12. Карбонаты 158
Класс 13 Йодаты 162
Класс 14. Нитраты 163

Галоидные соединения

Класс 1. Хлориды, бромиды, йодиды 163
Класс 2. Окси- и гидроксигалогениды 164
Класс 3. Фториды 165

Часть вторая

Кристаллохимическая классификация и краткая характеристика минеральных видов

Условные обозначения и сокращения 168

Тип I. Гомоатомные и близкие к ним гетероатомные соединения
Класс I. Простые вещества 169
Класс II. Карбиды, нитриды и фосфиды 175

Тип II. Сульфиды и аналоги
Класс I. Арсениды, антимониды и висмутиды 177
Класс II. Теллуриды 182
Класс III. Сульфиды и селениды 188

Тип III. Кислородные соединения
Класс I. Окислы 222
Класс II. Гидроокислы и оксигидраты 257
Класс III. Силикаты, боросиликаты, алюмосиликаты, бериллосиликаты, титаносиликаты, цирконосиликаты и ураносиликаты 271
Класс IV. Бораты 361
Класс V. Ванадаты 384
Класс VI. Арсенаты 393
Класс VII. Фосфаты 408
Класс VIII. Теллуриты и селениты 437
Класс IX. Вольфраматы и молибдаты 441
Класс X. Хроматы и селенаты 445
Класс XI. Сульфаты 448
Класс XII. Карбонаты 470
Класс XIII. Йодаты 485
Класс XIV. Нитраты 487
Тип IV. Галоидные соединения
Класс I. Хлориды, бромиды, йодиды 490
Класс II. Окси- и гидроксигалогениды 498
Класс III. Фториды 507
Резюме 514
Литература 516
Указатель наименований видов, разновидностей и разностей, некоторых синонимов и ошибочных транскрипций, утративших свое значение в минералогической терминологии 519
Указатель минеральных видов 532

Поваренных Александр Сергеевич

Кристаллохимическая классификация минеральных видов

Печатается по постановлению ученого совета Института геологических наук Академии наук Украинской ССР

Редактор **В. Н. Завирюхина**
Художественный редактор **С. П. Квитка**
Оформление художника **А. Г. Комяхова**
Технический редактор **Д. В. Вирич**
Корректор **Г. М. Столярчук**

БФ 02166. Зак. № 6-243. Изд. № 222. Тираж 3000. Бумага № 1, 70×108/16. Печатн. физ. листов 34,25. Условн. печатных листов 47,95. Учетно-издат. листов 42,9. Подписано к печати 15.XI. 1966 г. Цена 2 р. 83 коп.

Издательство «Наукова думка». Киев, Репина, 3.
Книжная ф-ка им. Фрунзе Комитета по печати при Совете Министров УССР. Харьков, Донец-Захаржевская, 6/8.

5295