МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭНЦИКЛОПЕДИЯ

НЕДРА

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭНЦИКЛОПЕДИЯ

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ
ЭНЦИКЛОПЕДИЯ

ENCYCLOPEDIA OF EARTH SCIENCES, VOLUME IVB

THE ENCYCLOPEDIA OF MINERALOGY

Edited by ***KEITH FRYE***

Old Dominion University

HUTCHINSON ROSS PUBLISHING COMPANY

Stroudsburg, Pennsylvania

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭНЦИКЛОПЕДИЯ

Под редакцией ***К. ФРЕЯ***

Перевод с английского

А. К. ЗАПОЛЬНОВА,
А. П. ПЛАТУНОВОЙ

Под редакцией

А. Г. БУЛАХА и В. Г. КРИВОВИЧЕВА

ЛЕНИНГРАД «НЕДРА» ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ 1985

552
М62
УДК 548/549 (031)

М62 **Минералогическая** энциклопедия/Под ред. К. Фрея: Пер. с англ. — Л.: Недра, 1985. — 512 с., ил. — Пер. изд.: США, 1981.

Освещены все направления науки и практики — от специальных геологических исследований до геммологии. Рассмотрены группы породообразующих минералов, описаны свойства минералов, методы их анализа, приведены данные по минералогии метеоритов, Луны. Изложены вопросы кристаллографии и кристаллооптики. Дан словарь минералов (около 3000 терминов).

Для минералогов, петрографов, геологов разных специальностей и любителей камня.

$М\frac{1904020000—331}{043\ (01)—85}46—85$

552

© 1981 by Hutchinson Ross Publishing Company

© Перевод на русский язык. Издательство «Недра», 1985

ОТ РЕДАКТОРОВ ПЕРЕВОДА

Предлагаемая вниманию советского читателя книга является одним из томов энциклопедии наук о Земле, издаваемых сейчас в США. Она представляет собой всесторонний и хорошо сделанный справочник по минералогии. Составитель и редактор книги Кит Фрей (магистр по петрографии и доктор философии по геохимии) является профессором университета в Норфолке (Виргиния) по кафедрам минералогии и петрографии. Он автор книги «Современная минералогия» (1974 г.), занят исследованиями по петрологии, минералогии и геохимии докембрийского фундамента и перекрывающих его метабазальтоидных образований в Центральной Виргинии. Известны широкая эрудиция и высокая квалификация редактора, они отразились в удачной компоновке Минералогической энциклопедии.

Основной объем книги занят почти 140 обзорными статьями, каждая из которых составлена крупным специалистом в своей области. Статьи эти достаточно полно отражают современный уровень развития и новейшие успехи минералогии и смежных наук и завершаются библиографическим указателем наиболее ценных публикаций по теме статьи. Материал изложен четко, почти всегда просто и без обычного сейчас излишнего засорения научного языка латинизированной терминологией. Важно, что вместо традиционного для отечественных минералогических справочников перечисления лишь свойств, формул, структур, местонахождений минералов две трети книги посвящено статьям широкой тематики. Во-первых, это статьи по динамической, если можно так сказать, кристаллографии, посвященные процессам роста кристаллов, зависимости габитуса кристаллов от условий их роста, явлениям порядка—беспорядка и т. д. Во-вторых, это обзоры по электронной микроскопии, инфракрасной спектроскопии, микрозондовому анализу и другим современным физическим методам изучения вещества. В-третьих, это оригинальные статьи о минералах в организме человека и животных, в растениях, органогенных рудах, по минералогии Луны, метеоритов и мантии. В-четвертых, большую информацию дают многочисленные статьи по прикладной и технической минералогии, по экономике добычи минерального сырья, по промышленному синтезу кристаллов. Наконец, значительно обогащают содержание энциклопедии статьи по геммологии, сводка о крупнейших минеральных коллекциях мира и т. д.

Раздел второй — минералогический словарь — дает разъяснения по 3000 терминам (названия минеральных видов и их кристаллохимические формулы). Подробно описаны более 500 минералов с указанием основных свойств, распространенности и их использования.

В целом книга действительно энциклопедична. Материал в ней во многом нов для советского читателя и ценен своей практической направленностью. Она значительно облегчит читателям быструю ориентировку в разных вопросах минералогии и даст им первую необходимую в таких целях библиографию важнейших научных публикаций. Тематика статей столь разносторонняя, что энциклопедия будет полезна не только минералогам, но и всем, кто сталкивается в своей работе с минералами: петрографам, геохимикам и другим геологам, кристаллографам, геммологам, металлургам, технологам-обогатителям полезных ископаемых, химикам, специалистам керамической и абразивной промышленности, инженерам по синтезу кристаллов, биологам, медикам и многим другим. Несомненно, она привлечет интерес школьников старших классов, студентов и любителей камня.

Необходимо все же указать на удивительные для советского читателя пробелы в подборе статей. Отсутствуют какие-либо материалы по поисковой минералогии, в частности по минералам-индикаторам тех или иных процессов, условий образования руд и месторождений. Нет обзоров по типоморфизму минералов (этот термин и понятие в американской литературе до сих пор не используются). Не включены разделы по геохимии; последнее, правда, можно объяснить тем, что в серии энциклопедий имеется свой том по геохимии и смежным наукам. Нет статей по онтогении. Отошли на второй и даже на третий план теории минерало- и рудогенеза и физико-химическая интерпретация природного минералообразования; эти вопросы рассматриваются как фон в обзорах другого содержания.

Приятно отметить осведомленность авторов энциклопедии о нашей литературе. В оригинале книги мы находим ссылки на А. Г. Бетехтина, В. И. Вернадского, К. А. Власова, Е. К. Лазаренко, С. С. Смирнова, В. С. Соболева, Е. С. Федорова, А. Е. Ферсмана, А. В. Шубникова, на работы наших известных ученых Д. П. Григорьева, И. П. Ермакова, Б. Б. Звягина, Д. С. Коржинского, А. А. Кухаренко, А. С. Марфунина, А. И. Перельмана, А. С. Поваренных, В. И. Смирнова, Н. В. Соболева, Ф. В. Чухрова, а также на публикации А. Д. Генкина, Н. И. Горбунова, М. Е. Еськовой, А. Г. Коссовской, М. В. Кузьмина, Ф. Ш. Кутыева, Г. В. Кутыевой, Ю. Г. Лаврентьева, Е. Е. Лазько, А. С. Павленко, А. И. Пономаренко, Г. М. Попова, В. П. Серенко, Н. Н. Трушковой, В. Д. Шутова, А. А. Чернова. Все же оказалось необходимым дать ко многим статьям дополнительные ссылки и на другие советские публикации, чтобы облегчить читателю первый шаг в поиске необходимой ему отечественной литературы. Они помещены без номеров в конце пристатейных списков литературы. Кроме того, рекомендуемый перечень иностранной литературы дополнен нами приведенным ниже списком новейших советских работ общего характера по минералогии и смежным наукам.

Составлен также англо-русский список названий минералов, который облегчит чтение англоязычной литературы и, по мнению редакторов перевода, будет способствовать установлению однозначности названий минералов.

По согласованию с американским издательством ряд статей при переводе уменьшен в объеме (Гониометрия, Оптическая минералогия, Рудная микроскопия, Плотность, Кристаллография морфологическая и др.) за счет изъятия слишком общих или, наоборот, узкоспециальных разделов. Несколько статей исключено (Металлургия, Тиксотропия и др.). Исключен также авторский указатель по цитируемой литературе.

Безусловно, ряд предлагаемых американскими коллегами трактовок теоретических положений минералогии, принятая ими классификация минеральных месторождений, выдвигаемые в книге принципы классификации самих минералов и их номенклатура, используемая система написания химических формул и другие обратят на себя внимание своей необычностью. Мы не сопровождаем их какими-либо комментариями, полагая,

что ценность этой книги для советского читателя не только в том, чтобы дать ему в руки хороший справочник, но и в том, что он сможет сам создать свое суждение об уровне, объеме и практической направленности минералогии как науки в США.

В процессе редактирования ряд статей был просмотрен В. В. Гавриленко, Д. П. Григорьевым, А. Э. Гликиным, Э. А. Гойло, И. Е. Каменцевым, А. А. Кухаренко, С. М. Сухаржевским, Е. Б. Трейвусом, В. А. Франк-Каменецким.

А. Г. БУЛАХ, В. Г. КРИВОВИЧЕВ
(кафедра минералогии Ленинградского университета)

ДОПОЛНИТЕЛЬНЫЙ СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ, РЕКОМЕНДУЕМЫЙ РЕДАКТОРАМИ ПЕРЕВОДА

Справочники, монографии по общим вопросам минералогии

Бакакин В. В., Юданова Т. С. Кристаллическая структура силикатов. Формульный и библиографический указатель (1969—1978). Новосибирск, Наука, 1981. 73 с.

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

Белов Н. В., Годовиков А. А., Бакакин В. В. Очерки по теоретической минералогии. М., Наука, 1982. 208 с.

Барабанов В. Ф. Генетическая минералогия. Л., Недра, 1977. 327 с.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1956. 956 с.

Годовиков А. А. Введение в минералогию. Новосибирск, Наука, 1973. 256 с.

Годовиков А. А. Минералогия. М., Недра, 1983. 647 с.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М., Наука, 1975. 339 с.

Жабин А. Г. Онтогения минералов. Агрегаты. М., Наука, 1979. 275 с.

Кухаренко А. А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.

Лазаренко Е. К. Основы генетической минералогии. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1963. 410 с.

Лазаренко Е. К. Опыт генетической классификации минералов. Киев, Наукова думка, 1979. 314 с.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., Недра, 1965. 464 с.

Марфунин А. С. Введение в физику минералов. М., Недра, 1974. 324 с.

Минералогические таблицы. Справочник/Под ред. Е. И. Семенова. М., Недра, 1981. 399 с.

Минералы. Справочник/Под ред. Ф. В. Чухрова, Э. М. Бонштедт-Куплетской.

Т. 1. Самородные элементы Интерметаллические соединения. Карбиды, нитриды, фосфиды. Арсениды, антимониды. Висмутиды, сульфиды. Селениды, теллуриды. М., Изд-во АН СССР, 1960. 617 с.

Т. 2. Вып. 1. Галогениды. М., Изд-во АН СССР, 1963. 296 с.

Т. 2. Вып. 2. Простые окислы. М., Наука, 1965. 342 с.

Т. 2. Вып. 3. Сложные окислы, титанаты, ниобаты, танталаты, антимонаты, гидроокислы. М., Наука, 1967. 676 с.

Т. 3. Вып. 1. Силикаты с одиночными и сдвоенными кремнекислородными тетраэдрами. М., Недра, 1972. 883 с.

Т. 3. Вып. 2. Силикаты с линейными трехчленными группами, кольцами и цепочками кремнекислородных тетраэдров. М., Недра, 1981. 614 с.

Т. 3. Вып. 3. Силикаты с лентами кремнекислородных тетраэдров. М., Недра, 1983. 398 с.

Минералы. Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. М., Наука, 1974.

Вып. 1. Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. 514 с.

Вып. 2. Фазовые равновесия, важные для технического минералообразования. 490 с.

Митчелл Р. С. Названия минералов. М., Мир, 1982. 248 с.

Тезаурус по минералам/Г. Б. Бокий, Н. Н. Кочанова, Х.-Н. Теппер и др М., ВИНИТИ.

Т. 1. Карбиды, нитриды, арсениды, сульфиды, простые окислы, 1978. 299 с.

Т. 2. Сложные окислы, гидроокислы, самородные элементы, интерметаллиды, галогениды, 1977. 335 с.

Т. 3. Соли кислородных кислот, сложные окислы и гидроокислы, 1979. 560 с.

Т. 4. Вып. 1. Островные и цепочечные силикаты, 1981. 325 с.

Т. 4. Вып. 2. Пироксеноиды и амфиболы, каркасные и слоистые силикаты, органические соединения, 1983. 373 с.

Трушкова Н. Н., Кухаренко А. А. Атлас минералов россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 436 с.

Фекличев В. Г. Диагностические спектры минералов. М., Недра, 1977. 288 с.

Шафрановский И. И. Очерки по минералогической кристаллографии. Л., Недра, 1974. 152 с.

Учебники

Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М. Госгеолтехиздат, 1961. 542 с.

Лазаренко Е. К. Курс минералогии. М., Высшая школа, 1971. 602 с.

Миловский А. В., Кононов О. В. Минералогия. М., Изд-во Моск. ун-та, 1982. 312 с.

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., Недра, 1965. 306 с.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Уже на самых ранних этапах человеческой истории первобытные люди знали некоторые минералы и умели их использовать, о чем свидетельствуют древние находки изделий ручного труда. Можно только догадываться о том, когда впервые люди научились определять относительную ценность природных камней и как эти сведения распространялись. Находки древнейших орудий труда позволяют судить о выборе каменного материала. Так, орудия труда, найденные в ущелье Олдовай в Танзании, показывают, что Homo habilis уже 1 750 000 лет назад использовал для изготовления режущих и колющих предметов халцедон. Использование в пищу *галита* (обычная поваренная соль) свидетельствует о том, что его свойства были известны с глубокой древности.

Следующий, гораздо более поздний этап деятельности человека, связанный с познанием свойств минералов, датируется временем не ранее позднего палеолита. Человек научился выбирать наиболее высококачественные глины для изготовления гончарных изделий, распознавать рудные минералы и получать из них металлы (см. *Рудные минералы*), использовать декоративные свойства минералов (см. *Геммология*), а также отбирать минералы по твердости (см. *Шкала твердости Мооса*) и прочности (см. *Жад*) на предмет изготовления оружия и домашней утвари.

Хотя первые попытки систематизации минералов и их свойств, в том числе декоративных, относятся ко времени до XVII в., становление минералогии как науки началось только в 1660-е годы с работ Роберта Хука и Нильса Стенсена (Николаса Стено) по неорганическому росту и морфологии кристаллов (см. *Кристаллография: история*). После трех столетий непрерывных исследований наша наука продолжает активно развиваться и преподносить новые тайны.

Задачи и методы минералогии как науки не ограничиваются минералами в узком смысле этого понятия. Многие другие ее аспекты, в том числе прикладного характера, отражены в таких статьях, как *Абразивные материалы*, *Геммология*, *Кристаллизация стекла*, *Минералы беспозвоночных и растений*, *Биогенные минералы* (*минералы в организме человека и позвоночных*), *Минералогия портландцемента*, *Синтетические минералы*, *Смола и янтарь*.

Помимо статей, написанных минералогами о разных сторонах этой науки, в настоящий том включен толковый минералогический словарь. Он содержит около 3000 наименований, при этом примерно 2400 из них составляют официально утвержденные виды минералов. Для всех минеральных видов приводятся их химический состав, структурная группа и сингония, и их описание сопровождается одной или двумя ссылками на соответствующую литературу. Помимо того, свыше 500 наиболее важных минералов с точки зрения их относительной распространенности или практической ценности описываются более подробно. Заглавные статьи по всем минералам сопровождаются отсылками на разделы, в которых упоминается данный минерал.

При подборе и составлении статей для настоящего тома редактор столкнулся с проблемой: «На какого читателя они должны быть рассчитаны?» У профессиональных минералогов, естественно, имеется своя обширная литература, и для них этот том не представит большого интереса. В нашу задачу входило создать справочное пособие для неспециалистов в области минералогии. Поскольку в эту категорию входят специалисты разного научно-технического профиля, мы надеемся, что эта энциклопедия будет полезна для людей разной степени профессиональной подготовки. Исходя из этого, каждая словарная статья построена таким образом, что учитывает предполагаемый авторами и редактором уровень знаний читателя, стремящегося почерпнуть определенного рода информацию по какому-то конкретному вопросу.

Почти каждая статья сопровождается некоторым количеством ссылок на литературу, которая позволит читателю отыскать более глубокую и подробную информацию по интересующей его проблеме. После списка литературы приводятся отсылки на все статьи, имеющие отношение к данному вопросу. Дальнейшая информация о минералах, упоминаемых в каждой статье, отыскивается в словаре. Таким образом, каждую статью можно рассматривать как отправной пункт для изучения всех затронутых в ней вопросов.

Поскольку разные минералогические данные можно подразделить или сгруппировать самыми различными способами, решение вопроса о том, в какой именно статье конкретная тема обсуждается детально, было в конечном итоге произвольным. Редактор оставлял это на усмотрение авторов самих этих статей. В результате получились некоторые повторы в изложении материала в тех случаях, когда разные авторы обсуждали разные аспекты одной и той же темы. Другой недостаток — появление пробелов в освещении отдельных тем, что редактор попытался исправить путем введения кратких статей, написанных им самим. Но с помощью перекрестных ссылок читателю не составит труда отыскать требуемую информацию.

Как и в любой другой активно развивающейся науке, в минералогии существуют различные точки зрения по определенным вопросам. Редактор не ставил перед собой задачи снивелировать разные мнения; ведь эти разногласия имеют место среди самих специалистов.

Следует отметить, что некоторые термины свободного пользования здесь применяются в строго ограниченном смысле. Так, «параметр» относится только к параметрам кристаллической решетки, «кристаллическая решетка» употребляется в строго кристаллографическом значении этого термина и не включает понятий о дефектах или колебательных движениях атомов.

Цель настоящего тома — дать читателю представление о современном уровне науки о минералах. Как принято в минералогии, минерал в строгом смысле прежде всего является продуктом кристаллизации, а затем уже природным геохимическим или биохимическим соединением. Встречающиеся в природе некристаллические вещества относят к «минералоидам» (см. *Опал*, *Смола и янтарь*), кристаллические соединения, созданные искусственным путем, называются синтетическими (см. *Синтетические минералы*). Вместе с тем минералоиды могут преобразоваться в минералы в результате того, что со временем составляющие их атомы перестраиваются в упорядоченную кристаллическую структуру. С другой стороны, синтетические вещества иногда становятся минералами при взаимодействии с окружающей средой, когда образуются новые кристаллические соединения (примером могут служить римские монеты, которые

в результате длительного захоронения оказались инкрустированными *авуритом*).

Каждый минерал имеет собственное наименование. Некоторые из них уходят корнями в глубокую древность (например, *золото*), другие же вводятся по мере открытия новых минералов (см. *Наименование минералов*). Названия минералов, в отличие от таковых органических или неорганических соединений, в которых обычно определенным образом отражен их состав, не несут специальной смысловой нагрузки. Часто они представляют собой просто «этикетки», не несущие информации о химизме, структуре или физических свойствах какого-то минерального вида. Иногда в названии такие сведения бывают отражены, но многие новые минералы именуются по месту их первоначальной находки или в чью-либо честь.

Неспециалисту в области минералогии не совсем понятно, почему природное соединение NaCl получило название *галита*, а не хлорида натрия; если же взять для примера такое соединение, как $KAl_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}]$, то понятно, что его довольно громоздкое химическое наименование удобнее заменить более коротким названием *мусковит*, под которым он известен в минералогии. На практике для сложных химических соединений редко употребляют их полные химические наименования: они обычно упрощаются, сокращаются до акронимов, т. е. терминов, образуемых по первым буквам или слогам слов.

Наряду с узаконенными, т. е. старыми, названиями, уже вошедшими в общее употребление, или новыми, утвержденными Комиссией по новым минералам и их названиям Международной минералогической ассоциации, существуют термины, похожие на названия минеральных видов, взятые на вооружение как специалистами, так и неспециалистами. К ним относятся названия разновидностей: аметист для фиолетового *кварца* и рубин для красного *корунда*. Кроме того, распространены наименования рядов минералов, такие как *оливин* для полного ряда твердых растворов от *форстерита* Mg_2SiO_4 до *фаялита* Fe_2SiO_4 (см. *Оливина группа*). названия групп минералов, таких как *слюда* для всех минералов со структурой *мусковита*, а также синонимы, например октаэдрит для *анатаза*. Вместе с тем одно и то же название может относиться как к отдельным видам (*пирит*), так и к группе минералов, имеющих идентичную структуру (см. *Пирита группа*).

Хотя в минералогический словарь включено много синонимов и вышедших из употребления названий, его нельзя рассматривать как полный источник всех наименований минералов. Дополнительную информацию по этому вопросу читатель может найти в следующих публикациях: Хёрлбат К., Клейн К. Минералогия по системе Дэна. М., Недра, 1982; Лазаренко Е. К., Винар О. М. Мінералогічний словник (українсько-російсько-англійський). Київ, Наукова думка, 1975; Hey M. H. An index of Mineral Species and Varieties Arranged Chemically. London, British, Museum (Natural History), 1962.

Если бы минералогия была обособленной научной дисциплиной, т. е. минералогическая информация и методика исследований не использовались бы в других областях науки, а специалисты разного профиля не интересовались бы минералами, то имеющиеся периодические издания смогли бы удовлетворительно осветить новые данные, полученные в процессе минералогических исследований во всем мире. Но дело обстоит иначе.

Изучение минералов представляет интерес для специалистов разного профиля, например, с точки зрения типов химических связей и кристаллической структуры абразивных материалов, химизма цементов (см. *Минералогия портландцемента*), ионообменных свойств цеолитов. Вследствие этого минералогическая информация рассеяна в самых разнообразных периодических изданиях, во многих из которых интерес сосредоточен на определенной тематике или отрасли знаний, не имеющей непосредственного отношения к минералогии. Наряду с этим некоторые группы минералов, скажем глинистые минералы, имеют столь сложное строение, что изучаются специалистами, публикующими результаты своих работ отдельными изданиями.

Оба эти обстоятельства: интерес со стороны специалистов в других областях и работы самих минералогов — приводят к появлению огромного числа публикаций, одним из предметов рассмотрения которых, по крайней мере в научных статьях, являются минералогические данные и методика минералогических исследований. Получается, что сами минералоги находятся в затруднительном положении, пытаясь удержаться на уровне научных достижений, освещаемых в печати. Эта трудность отчасти связана с языковыми барьерами, так как очень немногие минералоги владеют всеми иностранными языками, на которых публикуются работы, содержащие минералогическую информацию. Вторая трудность состоит в том, что, как указывалось выше, существует множество разнообразных печатных изданий.

Одним из примеров могут служить Mineralogical Abstracts, выпускаемые совместно Минералогическим обществом Великобритании и Минералогическим обществом США, где для англоязычного читателя собраны воедино результаты многолетних минералогических исследований. В 1976 г. 44 минералога из 10 стран составили резюме по работам 21 автора из национальных минералогических обществ, являющихся членами Международной минералогической ассоциации.

Список авторов данного тома приводится после перечня основных словарных статей. Некоторые авторы выступали также в роли рецензентов соответствующих статей, в частности тех, которые мне — как редактору — потребовалось подготовить при завершении настоящей книги. Хотелось бы выразить свою признательность Ф. Д. Блоссу (Виргинский политехнический институт), У. Т. Холсеру (штат Орегон) и Марджори Хукер за их ценные советы.

Статьи, написанные редактором этого тома, были рецензированы и отредактированы Р. У. Фейрбриджем (штат Колумбия), У. Т. Холсером (штат Орегон), Р. А. Хауи (Лондон), Р. Е. Ньюнхемом (штат Пенсильвания), С. Скоттом (Торонто), Е. Уайтом и У. Б. Уайтом (штат Пенсильвания), П. Риббе (штат Виргиния), Г. Алмером (Темпл), У. С. Уайзом (Санта-Барбара). Я. Кутина и Дж. С. Уайт проверили описания минералов, подготовленные редактором тома. Минералогический словарь был полностью проверен и в значительной степени исправлен П. Б. Муром (Чикаго). За стилистическую редакцию рукописи тома я чрезвычайно обязан Ф. Р. Фергусону (штат Пенсильвания). Г. Никула (научный сотрудник библиотеки университета Олд-Доминион) и П. Мак-Эндрью (референт библиотеки Виргинского университета) оказали неоценимую помощь в получении необходимых библиографических ссылок. Окончательному созданию этой энциклопедии во многом способствовала тщательная корректура рукописи, проведенная моим отцом Джоном Фреем.

Я приношу искреннюю благодарность всем указанным лицам, а также тем, кто не упомянут персонально, но вложил свой вклад в то, что настоящая книга увидела свет.

КИТ ФРЕЙ
Тиро, Виргиния

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Периодические издания

Геология и геофизика, 1960 —, Новосибирск.

Геохимия, 1956—, Москва.

Доклады АН СССР (геология, геохимия, минералогия, физика), 1933—, Москва.

Записки Всесоюзного Минералогического общества, 1933 —, Ленинград.

Известия АН СССР, серия геологическая, 1956 —, Москва.

Кристаллография, 1956 — , Москва.

Минералогический журнал, 1978 — , Киев.

Минералогический сборник Львовского государственного университета, 147 —, Львов.

Советская геология, 1958 —, Москва.

Academiae Scientiarum Finnicae, Ann. Series. A. III, 1909 —, Akateeminen Kirjakauppa, Helsinki 10, Finland.

Académie des sciences, Comptes rendus, Ser. D. Sciences Naturelles, 1835—, Gautier-Villars, Paris, France.

Acta Chemica Scandinavica, 1947 —, Munksgaard, Noerre Soegade 35, DK-1370 Copenhagen K, Denmark.

Acta Crystallographyca, Section A: Crystal Physics, Diffraction, Theoretical and General Crystallography; Section B: Structural Crystallograpy and Crystal Chemistry, 1948—, Munksgaard, Noerre Soegade 35, DK-1370 Copenhagen K, Denmark.

Acta Geologica, 1952—, Magyar Tudomanyos Akademia, H 1363 Budapest, Hungary.

Acta Geologica Hispanica, 1966—, Instituto Nacional de Geologia, Avenida Jose Antonia 585, Barcelona, Spain.

Acta Geologica Polonica, 1950—, Polska Akademia Nauk, Komitet Nauk Geologicznych, Warszawa, Poland.

Acta Geologica Sinica, Plenum Publishing Corporation, New York and London.

Acta Geologica Taiwanica, 1947—, Science Reports of the National Taiwan University, Taipei, Taiwan.

American Ceramic Society, Journal, 1905—; Bulletin, 1922—, 65 Ceramic Drive, Columbus, Ohio 43214, USA.

American Chemical Society, Journal, 1879—, Washington, DC 20036, USA.

American Crystallographic Association, Transactions, 1965—, Polycrystal Book Service, Pittsburgh, Pennsylvania, USA.

American Journal of Sciences, 1818—, Yale University, New Haven, Connecticut 06520, USA.

Arkiv för Mineralogi och Geology, 1949—, Almqvist Wilsell, Stockholm, Sweden.

Der Aufschluss-Zeitschrift für die Freunde der Mineralogie und Geologie (VFMG), Dantestrasse 50, Heidelberg, GFR.

Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Proceedings, 1898—, Clunis Ross. House, 191 Royal Parade, Parkville, Victoria 3052, Australia.

Australian Gemmologist, 1958—, Gemmological Association of Australia, Box 149, GPO Sydney, N. S. W. 2001, Australia.

Australian Geology and Geophysics, See B M R Journal.

Australian Mineralogist, 1976— (in Australian Gems and Crafts Magazine), GPO Box 1071J, Melbourne, 3001 Victoria, Australia.

Beiträge zur Mineralogie und Petrographie, see Contributions to Mineralogy and Petrology.

B M R Journal of Australian Geology and Geophysics, 1976—, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Box 378, Canberra City, A. C. T. 2601, Australia.

Boletin Geologico y Minero. Instituto Geologica y Minera de Espana, Rios Rosas 23, Madrid, 3, Spain.

British Ceramic Society, Transactions and Journal, 1902—, Shelton House, Stoke Road, Shelzon, Stoke-on-Trent, UK.

British Museum (Natural History), Bulletin, Mineralogy, 1952—, Cromwell Road, London SW7, UK.

Bulletin de Minéralogie ((Société francais de Minéralogie et de Cristallographie), 1878—, Masson et Cie., 120 Bd. Saint-Germain, 75280 Paris Cedex 06, France. (Publication title changed) vol. 101, 1978, see Société francais.)

Canadian Journal of Earth Sciences, 1964—, National Research Council of Canada, Ottawa, Ontario, Canada K1A 0R6.

Canadian Mineralogist, 1957—, Mineralogical Association of Canada, Royal Ontario Museum, Department of Mineralogy, Toronto, Ontario, Canada M5S 2C6.

Carnegie Institution Yearbook, 1902—, Annual Report to the Director, The Geophysical Laboratory, 2801 Upton Street NW, Washington, DC 20008, USA.

Časopis pro Mineralogii a Geologii, 1956—, Societas Mineralogica et Geologica Bohemoslovaka, Vodickova 40, 112 29 Prague 1, Czechoslovakia.

Chemical Abstracts, 1907—, American Chemical Society, The Ohio State University, Columbus, Ohio 43210. USA.

Chemical Geology, 1966—, An International Journal Elsevier Scientific Publiching Company, P. O. Box 211, Amsterdam, The Netherlands.

Chemical Society, Journal, 1847—, Dalton Transactions; Faraday Transactions, Burlington House, London W1V OBN, UK.

Chemie der Erde, 1914—, Zeitschrift für chemische Mineralogie, Petrographie, Bodenkunde, Geochemie und Meteoritenkunde, Villengang 2, Postfach 176, 69 Jena, East Germany.

Clay Minerals, 1947—, Journal of the Clay Minerals Group of the Mineralogical Society, Oxford 0X2 0E1, England, UK.

Clay Science (Nendo Kagaku), 1960—, Nippon Nendo Gakkai, Department of Mineral Industry, School of Science and Engineering Waseda University, 4—170 Nishi Okubu, Shinjuku-ku, Tokyo 160, Japan.

Clays and Clay Minerals, 1952—, Journal of the Clay Minerals Society, Headington Hill Hall, Oxford, England, UK.

Compass, 1920—, Sigma Gamma Epsilon, University of Oklahoma, Norman OK 73019, USA.

Contributions to Mineralogy and Petrology, Beiträge zur Mineralogie and Petrologie, 1947—, International Mineralogical Association, Springer-Verlag, Heidelberger Platz 3, D-1000 Berlin 33, GFR, and 175 Fifth Avenue, New York, NY 10010, USA.

Crystal Structure Communications. 1971—, Universita di Parma, Via M. d'Azeglio 85, 43100 Parma, Italy.

CSIRO Minerals Research Laboratories, Annual Reports; Investigation Report, East Melbourne, Australia.

Cuadernos Geologia, 1970—, Universidad de Granada, Secretariado de Publicaciones, Granada, Spain.

Current Science, India, 1932—, Current Science Association, S. R. S. Sastry, Bangalore 560006, India.

Dansk Videnskabernes Skrifter, 1928—, Det Kongelige Danske Videnskabernes Selskab, Dantes Plads 5, Kobenhavn V, Denmark.

Denmark, Geological Survey, Bulletin, Noerre Sogade 35, DK-1370, Kobenhavn K, Denmark.

Deutschen Gemmologische Gesellshaft, Zeitschrift, 1951—, Gewerbehalle, Postfach 2717, 6580 Idar-Oberstein 2, GFR.

Earth and Planetary Science Letters, 1966—, Elsevier Scientific Publiching Company, P. O. Box 211, Amsterdam, The Netherlands.

Earth Science Reviews, 1965—, Elsevier Scientific Publishing Company, Box 211, Amsterdam, The Netherlands.

Economic Geology, 1906—, The Bulletin of the Society of Economic Geologists, New Haven, Connecticut, 06520, USA.

Finland, Geological Survey, Bulletin, 1895—, Helsinki, Finland.

Fortschritte der Mineralogie, 1911—, Deutsche Mineralogische Gesellschaft, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuch-

handlung, Johannesstrasse 3 a, 7000 Stuttgart, West Germany.

Gemmological Society of Japan, Journal (Hoscki Gakkaishi), 1974—, Tohoku University, Sendai 980, Japan.

Gems and Gemology, 1934—, Gemological Institute of America, 1660, Stewart Street, Santa Monica, CA 90404, USA.

Geochimica (China), in translation: Plenum Publishing Corporation, New York and London.

Geochimica and Cosmochimica Acta, 1963—, The Geochemical Society and Meteorological Society, Pergamon Press, Oxford OX3 OBW, UK.

Geoderma, 1967—, Elsevier Publishing Company, Box 211, Amsterdam, The Netherlands.

Geological Association of Canada, Proceedings, 1947—, Toronto, Canada.

Geological Institute, Bulletin, 1892—, University of Uppsala, Uppsala, Sweden.

Geological Journal, 1964—, Seel House, Seel Street, Liverpool L1 4AY, England.

Geological Magazine, 1864—, Cambridge University Press, London, NW1 2DB, UK.

Geological Society, Journal, 1845—, Scottish Academic Press, 33 Montgomery Street, Edinburgh EH7 5JX, Scotland.

Geological Society of America, Bulletin, 1888—, Abstracts with Programs, 1969—, 3300 Penrose Place, Boulder, Colorado 80301, USA.

Geological Society of Australia, Journal, 1953—, Adelaide, NSW, Australia.

Geological Society of Denmark, Bulletin, 1894—, 35 Noerre Soegade, DK-1370 Copenhagen K, Denmark.

Geological Society of Finland (Suomen Geologinen Seura), Bulletin, 1929—, Helsinki, Finland.

Geological Society of India, Journal, 1959—, 16 Ali Asker Road, Bangalore 560052, India.

Geological Society of Japan (Nihon Chishitsu Gakkai), Journal, 1893—, University of Tokyo, 7-3-1 Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, 113, Japan.

Geological Society of South Africa, Transactions, 1896—, Marshalltown, Transvaal, South Africa.

Geological Survey of Canada, Annual Report, 1843—; Memoirs, 1910—; Papers, 1935—, Department of Mines, Ottawa, Ontario, Canada.

Geological Survey, Finland, Bulletin, 1950—, Geologinen Tutkimuslaitos, Otaniemi, Helsinki, Finland.

Geological Survey, Great Britain, Bulletin, 1939—, London.

Geological Survey of Japan, Bulletin, 1950—, 135 Hisamato, Takatsu-ku, Kawasaki 213, Japan.

Geologicky Zbornic, 1950—, Slovenska Akademia Vied, Klemansova 19, 895 30 Bratislawa, Czechoslovakia.

Geologiska Föreningens i Stockholm, Förhandlingar, 1872—, 104 05 Stockholm, Sweden.

Geologists, Association, Proceedings, 1859—, Chelsea College, 171-3 King Street, London W6 9LZ, England, UK.

Geology, 1973—, Geological Society of America, 3300 Penrose Place, Boulder, Colorado 80301, USA.

Geoscience Canada, 1974—, Geological Association of Canada, 111 Peter Street, Toronto 1, Canada.

Geoscience Magazine (Chigaku Kenkyu), Kamigyo-ku, Kyoto, Japan.

Groupe français des Argiles, Bulletin, Centre national de la recherche scientifique, Paris, France.

Grønlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin, 1948—, København, Denmark.

High Temperatures-High Pressures, 1969—, Pion Ltd., 207 Bronesbury Park, London NW2 5JN, UK.

Indian Journal of Earth Sciences, 1974—, Indian Society of Earth Sciences, Presidency College, Calcutta 700073, India.

Indian Mineralogist, 1959—, Journal of the Mineralogical Society of India, Manasagangotri, Mysore 6, India.

Industrial Diamond Review, 1940—, N. A. G. Press, London, UK. *Institute* of Geological Sciences, Annual Report, London SW7 2DE, UK.

Institution of Mining and Metallurgy, Transactions (Section B: Applied Earth Science), 1892—, 44 Portland Place, London W1N 4BR, UK.

International Geological Congress, Proceedings, Published in cities of meetings, usually every four years.

Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists, Journal (Ganseki Kobutsu Kosho Gakkaishi), 1959—, Tohoku University Faculty of Science, Aobayama, Sendai-shi 980, Japan.

Journal of Applied Crystallography, 1968—, International Union of Crystallography, Copenhagen, Denmark.

Journal of Chemical Physics, 1933—, American Institute of Physics, 335 East 45th Street, New York, NY 10017, USA.

Journal of Crystal Growth, 1967—, North-Holland Publishing Company, P. O. Box 211, Amsterdam, The Netherlands.

Journal of Gemmology, 1947—, Gemmological Association of Great Britain, Proceedings, London, UK.

Journal of Geochemical Exploration, 1972—, Association of Exploration Geochemists, Elsevier Publishing Company, Box 211, Amsterdam, The Netherlands.

Journal of Geology, 1893—, University of Chicago Press, Chicago, Illinois 60657, USA.

Journal of Geophysical Research, 1896—, American Geophysical Union, Washington, DC 20006, USA.

Journal of Materials Science, 1966—, Chapman and Hall, London EC4P 4EE, UK.

Journal of Petrology, 1960—, The Clarendon Press, Oxford, UK.

Journal of Physical Chemistry, 1896—. American Chemical Society, 1155 16th Street NW, Washington, DC 20036, USA.

Journal of Physics C: Solid State Physics, 1968—, Institute of Physics, Techno House, Redcliffe Way, Bristol BS1 6NX, UK.

Journal of Sedimentary Petrology, 1931—, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists, Tulsa, Oklahoma, USA.

Journal of Solid State Chemistry, 1969—, Academic Press, 111 Fifth Avenue, New York, NY 10003, USA.

Korean Institute of Mining, Journal (Kwangsan Hakhoe Chi), 1968—, 172 Kangnung-Dong, Dobang-Ku, Seoul 130-02, South Korea.

Kwartalnik Geologiczny, 1957—, Instytut Geologiczny, Rakowiecka, 4, Warsaw, Poland.

Lapidary Journal, 1945—, P. O. Box 2369, San Diego, California, USA.

Lapis, 1976—, Christian Weiss Verlag, München 2, Oberanger 6, GFR.

Lithos, 1968—, National Councils for Scientific Research in Denmark, Finland, Norway, and Sweden, Universitetsforlaget Box 307, Oslo 3, Norway.

Materials Research Bulletin, 1966—, An international journal reporting on research in crystal growth and materials preparation and characterization. Pergamon Press, Oxford OX3 OBW, UK, and Elmsford, New York 10523, USA.

Meddelelser om Grønland, 1879—, Copenhagen, Denmark.

Metallurgical Transactions A, Physical Metallurgy and Materials Science, 1970—, American Society for Metals, Metals Park, OH 44073, USA.

Mineralia Slovaca, 1969—, Leningradska 11, 896 26 Bratislava, Czechoclovakia.

Mineralium Deposita, 1966—, Society for Geology Applied to Mineral Deposits, Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.

Mineralogia Polonica, 1970—, Polskie Towarzystwo Mineralogiczne, Al. Mizchiewicza, Krakov, Poland.

Mineralogica et petrographica acta (Acta Geologica alpina), 1948—, Contributions from the Instituto di mineralogie e petrografia, Universita di Bologna, Bologna, Italy.

Minegalogical Abstracts, 1920—, (separate 1959—), The Mineralogical Society of Great Britain and the Mineralogical Society of America, 41 Queen's Gate, London SW7 5HR, UK.

Mineralogical Journal, 1953—, Mineralogical Society of Japan (Nihon Köbutsugakki), Tokyo, Japan.

Mineralogical Magazine, 1876—, Journal of the Mineralogical Society of Great Britain, 41 Queen's Gate, London SW7 5HR, UK.

Mineralogical Record, 1970—, Tucson, AZ 85740, USA.

Minerals Science and Engineering, 1969—, National Institute for Metallurgy, Private Bag 7, Private Bag X3015, South Africa.

Natural Resources Forum, 1976—, United Nations. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Holland.

Nature, 1869—, Macmillan Journals Ltd., London WC2R 3LF, UK, and Washington, DC 20045, USA.

Die Naturwissenschaften, 1913—, Springer—Verlag, D-6900 Heidelberg 1, GFR.

Nendo Kagaku (see Clay Science).

Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1830—, Monatshefte, Abhandlungen, Abteilungen, E. Schweizerbart' sche Verlags buchhandlung, Stuttgart, GFR.

New Zeland Journal of Geology and Geophysics, 1958—, Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zeland.

New Zealand Journal of Sciences, 1958—, Department of Scientific and Industrial Research, Box 9741, Wellington, New Zealand.

Norges Geologiske Undersoekelse, Bulletin, 1972—, Universitetsforlaget, Oslo, Norway.

Norsk Geologisk Tiddskrift, 1905—, Norsk Geologisk Forening, Universitetsforlaget, Box 307, Blindern, Oslo 3, Norway

Österreichische Akademie der Wissenschaften, Mathematischnaturwissenschaftliche Klasse, Anzeiger, Springer Wienna, Austria.

Periodico di Mineralogica, 1930—. Rome, Italy.

Petrologie, 1975—, Doin Editeurs, 8, Place de l'Odeon, F75006 Paris, France.

Philosophical Magazine, 1798—, Taylor and Francis Ltd., 10—14 Macklin street, London WC2 B5NF, UK.

Philosophical Transactions, Series A, 1665—, Royal Society, 6 Carlton House Terrace, London SW1Y 5AG, UK.

Physics and Chemistry of the Earth, 1956—, Pergamon Press, Elmsford, NY 10523, USA.

Physics and Chemistry of Minerals, 1977—, International Mineralogical Association, Springer-Verlag, Postfach 105280, D-6900 Heidelberg 1, GFR.

Polska Akademia Nauk, Prace Mineralogiczne, 1965—; Archiwum Mineralogiczne, 1925—, ul Zwirki i Wigury 93, Warsaw 22, Poland.

Precambrian Research, 1974—, Elsevier Scientific Publishing Company, Box 211, Amsterdam, Netherlands.

Progress in Crystal Growth and Characterization, 1977—, Pergamon Press, Maxwell House, Fairview Park, Elmsford, NY 10523, USA.

Progress in Materials Science, 1949—, Pergamon Press, Elmsford, NY 10523, USA.

Rocks and Minerals, P. O. Box 29, Peekskill, New York, 10566, USA.

Rumania, Comitetul de Stat al Geologiei, Institutul Geologic, Studii Technice si Economice, Seria I, Mineralogie—Petrographie, Bucharest, Rumania.

Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen, 1920—, Zurich, Switzerland.

Science, 1883—, American Association for the Advancement of Science, 1515 Massachusetts Avenue, NW, Washington, DC 20005, USA.

Science de la Terre, Nancy, Université Ecole National Supérieure de Geologie Appliquée et de Prospection Miniére, France.

Scientia Geologica Sinica, 1975—, Plenum China Program, 227 West 17th Street, New York, NY 10001, USA.

Scientific Society of Warsaw, Mineralogic Archives, 1925—, Warszawa, Poland.

Scottish Journal of Geology, 1965—, Scottish Academic Press, 33 Montgomery Street, Edinburgh EH7 5JX, Scotland.

Scripta Geologia, 1971—, Universita J. E. Purkyne, Brno, Czechoslovakia.

Sedimentary Geology, 1965—, Elsevier Scientific Publishing Company, Box 211, Amsterdam, Netherlands.

Silicaty/Silicates, 1957—, Ceskoslovenska Akademie Ved, Vodicova 40, 112 29 Prague 1, Czechoslovakia.

Société francais de Minéralogie et de Cristallographie, Bulletin, 1878—1977 (name changed to Bulletin de Minéralogie with vol. 101, 1978), Masson et Cie, Paris, France.

Société Géologie de Belgique, Annales, 1877—, Université de Liége, 7 Place du Vingr-Août, 4000 Liége, Belgium.

Sociedade Geologica de Portugal, Boletim, Falculdade de Ciencias, Rua da Escola Politecnica, 58, Lisbon, 2, Portugal.

Societa Italiana de Mineralogia e Petrologia, Rendiconti, Musea Civico di Stoua Naturale, Corso Venezia, 55, Milan, Italy.

Société Royale des Liége, Bulletin, 1837—, 15 Avenue des Tilleuls, B-4000, Liége, Belgium.

Soil Science Society of America, Journal, 1936—, Madison, Wisconsin 53715, USA.

Soil Science, 1916—, Williams and Wilkins, 428 E. Preston St., Baltimore, MD 21202, USA.

Structure Reports, International Union of Crystallography, Oosthoek, Utrecht, The Netherlands.

Sveriges Geologiska Undersoekning, Årsbok, 1907—, Svenska Reproduktions AB, Fack, S-162 10 Vaellingby 1, Sweden.

Thermochimica Acta, 1970—, Elsevier Scientific Publishing Co., Box 211, Amsterdam, Netherlands.

Tschermak's Mineralogische und Petrgraphische Mitteilungen, 1878—, Springer, Vienna, Austria.

United States Bureau of Mines, Reports of Investigations, Minerals Yearbook, annual, Department of the Interior, Washington, DC 20402, USA.

United States Geological Survey, Professional Papers, 1902—; Bulletin, 1883—; Circular, Washington, DC 20402, USA

Ussher Society, Proceedings, British Museum (Natural History), Cromwell Road, London SW7, UK.

Vignana Bharathi, 1975—, University of Bangalore Bangalore 560056, India.

Západne Karpaty, Ložiska Séria Geologia, 1976—, Seria Mineralogia, Petrografia, Geochémia, 1975—, Geologicky Ustav Dionyza Stura, Mlynska Dolina 1, 809 40 Bratislava, Czechoslovakia.

Zeitschrift für Kristallographie, Kristallgeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie, 1977—, Akademische Verlagsgesellschaft, 6 Frankfurt am Main, GFR.

Zentralblatt für Mineralogie, 1807—, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Johannesstrasse 3a, 7000 Stuttgart 1, GFR.

Справочные пособия

Брегг У. Л., Кларингбулл Г. Д. Кристаллическая структура минералов. Пер. с англ. М., Мир, 1967. 389 с.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Пер. с англ. М., Мир.
Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты, 1965.371 с.
Т. 2. Цепочечные силикаты, 1965. 406 с.
Т. 3. Листовые силикаты, 1966. 317 с.
Т. 4. Каркасные силикаты, 1966. 482 с.
Т. 5. Несиликатные минералы, 1966. 408 с.

Костов Иван. Минералогия. Пер. с англ. М., Мир, 1971. 584 с.

Лазаренко Е. К., Винар О. М. Мінералогічний словник (українсько-російсько-англійський). Київ, Наукова думка, 1975. 773 с.

Справочник физических констант горных пород /Под ред. С. Кларка мл. М., Мир, 1969. 541 с.

Dietrich R. V. Mineral tables. New York, McGrau-Hill, 1969, 237 p.

Fleischer M. Glossary of mineral species, 3rd ed. — Mineral Records, Tuscon, Arizona, 1980.

O'Donoghue M. ed. The encyclopedia of mineral and gemstones. London, Orbis, 1976. 304 p.

Phillips W. R., Griffin D. T. Optical mineralogy.— The Nonopaque Minerals. San Francisco, W. H. Freeman, 1981. 677 p.

Roberts W. L., Rapp G. R., Jr., Weber J. Encyclopedia of minerals. New York, Van Nostrand Reinhold, 1974. 693 p.

Учебники

Хёрлбат К., Клейн К. Минералогия по системе Дэна. М., Недра, 1982. 728 с.

Battey M. H. Mineralogy for students. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1972. 323 p.

Berry L. G., Mason B. Mineralogy: concepts, descriptions, determinations. San Francisco, Freeman, 1959. 630 p.

Correns C. W. Introduction to mineralogy, crystallography and petrology, 2nd ed. Heidelberg/New York, Springer-Verlag, 1969. 484 p.

Cox K. G., Price N. B., Harte B. An introduction to the practical study of crystals, minerals and rocks. London/ New York, McGraw-Hill, 1967. 233 p.

Frye K. Modern mineralogy. Englewood cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1974. 325 p.

Mason B., Berry L. G. Elements of mineralogy. San Francisco, Freeman, 1968. 550 p.

Reed H. H. Rutley's elements of mineralogy. 26th ed. London, Thomas Murby, 1970. 560 p.

Shelley D. Manual of optical mineralogy. Amsterdam, Elsevier, 1975. 239 p.

ОСНОВНЫЕ СТАТЬИ

Абразивные материалы
Аллотропия
Алмаз
Алунита, бёдантита, крандаллита группы
Амфиболы
Ангидрит и гипс
Анизотропия
Апатита группа
Арагонита группа
Асбест
Астрофиллита группа
Аутигенные минералы

Барометрия геологическая
Биогенные минералы (минералы в организме человека и позвоночных)
Биопирибол

Виды симметрии
Вольфрамита группа
Выращивание кристаллов

Габитус кристаллов
Галотрихита группа
Геммология (учение о драгоценных камнях)
Глины, минералы глин
Гониометрия
Гранаты
Гумита группа

Двойникование
Девитрификация вулканического стекла
Дефекты в кристаллах
Диагенетические минералы
Дисперсия оптическая

Жад
Железная шляпа
Жильные минералы

Изоморфизм
Изотропия

Кальцита группа
Каолинита—серпентина группа
Кварца группа
Классификация минералов: история
Классификация минералов: принципы
Клинопироксены
Коэсит и стишовит
Кристаллизация стекла
Кристаллическая решетка
Кристаллография: история
Кристаллография морфологическая

Линнеита группа
Люминесценция

Магнитные минералы
Международная минералогическая ассоциация
Метамиктное состояние
Метод паяльной трубки
Методы окрашивания минералов
Минералогические музеи мира
Минералогическое правило фаз
Минералогия Луны
Минералогия мантии
Минералогия портландцемента
Минералогия почв
Минералогия формации Грин-Ривер
Минералы беспозвоночных и растений
Минералы и самородные металлы черных песков
Минералы метеоритов
Минералы оптически одноосные и двуосные
Минералы пегматитов
Минералы пещер
Минеральные месторождения: классификация
Минеральные пигменты и наполнители
Минеральные ресурсы
Минеральные соли
Монотаксия

Наименование минералов
Направления и плоскости
Нерудные и рудные полезные ископаемые
Нерудные минералы
Нитраты

Огнеупорные (тугоплавкие) минералы
Окраска минералов
Оливина группа
Опал
Определитель кристаллов Баркера
Оптическая минералогия
Оптическая ориентировка
Ортопироксены
Осумилита группа
Отенита (торбернита), метаотенита (метаторбернита) группы

Пески
Пирита группа
Пироксеноиды
Пироксены
Пирохлора и стибиоконита группы
Плагиоклазы
Пластические деформации в минералах
Плеохроичные дворики
Плотность
Показатель преломления
Полевые шпаты
Поликристалл
Полиморфизм
Поляризация и поляризационный микроскоп
Породообразующие минералы
Порядок—беспорядок
Псевдоморфизм
Пьезоэлектричество

Разрывные нарушения в минералах
Россыпные месторождения
Рудная микроскопия (минераграфия)
Рудные минералы
Рутила группа

Самородные элементы и сплавы

Свойства минералов
Символы пространственной группы
Симметрия
Синтаксия
Синтетические минералы
Скелетные кристаллы
Слоистые силикаты
Слюды
Смектиты
Смола и янтарь
Содалита группа

Термолюминесценция
Термометрия геологическая
Топотаксия
Турмалина группа

Фантомные кристаллы
Фельдшпатоиды
Фигуры Видманштеттена
Фигуры травления
Фрагментарность кристаллических решеток
Фронделита группа

Хлорита группа

Цеолиты

Шкала твердости Мооса
Шпинели группа

Щелочные полевые шпаты

Электронная микроскопия (просвечивающая)
Электронная микроскопия (сканирующая) и поверхностные структуры кластических минералов
Электронно-зондовый микроанализ
Энгидро, энгидрит, или водяной камень
Эпидота группа
Эпитаксия

АВТОРЫ

Алмер Дж. (Gene C. Ulmer). *Шпинели группа*
Алпер А. (Allen M. Alper). *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Свойства минералов; Синтетические минералы*
Бейли С. (Sturgis W. Bailey). *Хлорита группа*
Бейтс Т. (Thomas F. Bates). *Электронная микроскопия (просвечивающая)*
Бёрк Дж. (John G. Burke). *Кристаллография: история*
Бетти М. (M. Hugh Battey). *Гониометрия; Плотность*
Билл Дж. (George H. Beall). *Девитрификация вулканического стекла*
Блосс Ф. (F. Donald Bloss). *Дисперсия оптическая; Оптическая ориентировка*
Бовенкерк Г. (H. P. Bovenkerk). *Абразивные материалы*
Бонд У. (Walter L. Bond). *Пьезоэлектричество*
Брайтич О. (Otto Braitsch). *Минеральные соли*
Браун К. (C. Ervin Brown). *Минеральные пигменты и наполнители*
Бриндли Дж. (George W. Brindley). *Глины, минералы глин; Слоистые силикаты*
Буи Э. (Emmy Booy). *Смектита группа; описания минералов*
Бэрри Л. (Leonard G. Berry). *Полиморфизм*
Витальяно Д. (Dorothy B. Vitaliano). *Люминесценция; Окраска минералов; Оптическая минералогия*
Витальяно Ч. (Charles J. Vitaliano). *Люминесценция; Окраска минералов; Оптическая минералогия*
Виттакер Е. (E. J. W. Whittaker). *Изоморфизм*
Гарлик Дж. (G. Donald Garlick). *Минералогия мантии*
Гарретт Д. (Donald E. Garrett). *Минеральные соли*
Гилберт Дж. (J. A. Gilbert). Описания минералов
Горниц В. (Vivien Gornitz). *Скелетные кристаллы; Фантомные кристаллы*
Грей Т. (T. J. Gray). Дефекты в кристаллах
Грузек М. (Michael W. Grutzeck). *Минералогия портландцемента*
Данхем К. (Kingsley Dunham). *Нерудные и рудные полезные ископаемые*
Декарли П. (Paul S. Decarli). *Коэсит и стишовит*
Дженкинс Дж. (John T. Jenkins). *Классификация минералов: принципы*
Джонс Дж. (J. B. Jones). *Опал*
Доман Р. (Robert C. Doman). *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Свойства минералов*
Доналдсон К. (Colin H. Donaldson). *Оливина группа*
Донней Дж. (J. D. H. Donnay). *Монотаксия; Поликристалл; Синтаксия; Эпитаксия*
Доусон Дж. (J. Barry Dawson). *Алмаз; описания минералов*
Дьюк Д. (David A. Duke). *Кристаллизация стекла*
Ийдзима А. (A. Iijima). Описания минералов
Камерон Р. (R. W. Cameron). Описания минералов
Кейл К. (Klaus Keil). *Электронно-зондовый микроанализ*
Келли У. (William C. Kelly). *Железная шляпа*
Клейн М. мл. (Martin Klein, jr.). *Пески*
Краунингшилд Р. (Robert Crowningshield). *Геммология (учение о драгоценных камнях)*
Крафт Э. (Edgar F. Cruft). *Ангидрит и гипс;* описания минералов
Куллеруд Г. (Gunnar Kullerud). *Термометрия геологическая*
Кутина Я. (Jan Kutina). *Жильные минералы*
Лангенхейм Р. (Ralph L. Langenheim). *Смола и янтарь*
Лейтон У. (W. Layton). *Амфиболы; Пироксены*
Ленгтон Т. (Thomas G. Langton). *Минеральные ресурсы*
Ли Ч. (Cheng K. Ly). *Электронная микроскопия (сканирующая) и поверхностные структуры кластических минералов*
Лоуренс Л. (L. J. Lawrence). *Рудная микроскопия (минераграфия)*
Мак-Дуголл Д. (David McDougall). *Термолюминесценция; Фигуры травления*
Мак-Коли Дж. (James W. McCauley). *Кальцита группа*
Мак-Коннелл Д. (Dungan McConnell). *Апатита группа; Биогенные минералы (минералы в организме человека и позвоночных)*
Мак-Нелли Р. (Robert N. McNally). *Свойства минералов; Синтетические минералы*
Мёршелл Г. (Gerard C. Moerschell). Описания минералов
Милтон Ч. (Charles Milton). *Минералогия формации Грин-Ривер*
Митчелл Дж. (James K. Mitchell). *Тиксотропия*
Моррисон-Смит Д. (Derek J. Morrison-Smith). *Пластические деформации в минералах*
Мур П. (Paul Brian Moore). *Минералы пегматитов*
Мюллер Р. (Robert F. Mueller). *Порядок—беспорядок*
Нассау К. (Kurt Nassau). *Выращивание кристаллов*
Ньюнхем Р. (Robert E. Newnham). *Жад; Магнитные минералы*
Олсен Э. (Edward Olsen). *Минералогия метеоритов*
Пабст А. (Adolf Pabst). *Метамиктное состояние; Определитель кристаллов Баркера; Топотаксия;* описания минералов
Петерсен О. (Ole V. Petersen). *Минералогические музеи мира*
Прайдер Р. (Rex T. Prider). *Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки*
Пиччото Э. (E. Picciotto). *Плеохроичные дворики*
Ридж Дж. (John D. Ridge). *Минеральные месторождения: классификация*
Ринальди Р. (Romano Rinaldi). *Цеолиты*
Розенберг Ф. (Philip E. Rosenberg). *Турмалина группа;* описания минералов
Рой Д. (Della M. Roy). *Минералогия портландцемента*
Ростокер Д. (D. Rostoker). *Пески*
Севедж К. (Carleton N. Savage). *Минералы и самородные металлы черных песков; Россыпные месторождения*
Сеньи Э. (E. R. Segnit). *Опал*
Смит Р. (R. Karl Smith). *Синтетические минералы*
Спейдел Д. (David H. Speidel). *Минералогическое правило фаз;* описания минералов
Старки Дж. (John Starkey). *Плагиоклазы*
Степлс Л. (Lloyd W. Staples). *Классификация минералов: история; Наименование минералов; Нитраты*
Стиле Я. (Ian M. Steele). *Минералогия Луны*
Стоунхауз Г. (Harold B. Stonehouse). *Псевдоморфизм*
Тейер Т. (T. P. Thayer). Описания минералов
Уайт Дж. (John Sampson White). *Вольфрамита группа;* описания минералов
Уайт У. А. (W. Arthur White). Описания минералов
Уайт У. Б. (William B. White). *Минералы пещер*
Уилсон Л. (Lee Wilson). Описания минералов
Уилсон М. (M. M. Wilson). *Амфиболы; Пироксены*
Уолстром Э. (Ernest E. Wahlstrom). *Анизотропия; Изотропия; Поляризация и поляризационный микроскоп*

Уорни С. (S. St. J. Warne). *Методы окрашивания минералов; Электронная микроскопия (сканирующая) и поверхностные структуры кластических минералов*
Утада М. (Minoru Utada). Описания минералов
Фейрбенкс Э. (Ernest E. Fairbanks). *Нерудные минералы*
Фейрбридж Р. (Rhodes W. Fairbridge). *Аллотропия; Аутигенные минералы; Слюды; Энгидро, энгидрит, или водяной камень;* описания минералов
Финкл Ч. мл. (Charles W. Finkl, jr.). *Минералогия почв*
Фойт Ф. мл. (Franklin F. Foit). *Турмалина группа;* описания минералов
Фрей К. (Keith Frye). *Алунита, бёдантита, крандалита группы; Арагонита группа; Астрофиллита группа; Барометрия геологическая; Биопирибол; Виды симметрии; Галотрихита группа; Гумита группа; Каолинита—серпентина группа; Клинопироксены; Кристаллическая решетка; Линнеита группа; Минералы оптически одноосные и двуосные; Направления и плоскости; Осумилита группа; Отенита (торбернита), метаотенита (метаторбернита) группы; Пирита группа; Пироксеноиды; Пирохлора и стибиконита группы; Полевые шпаты; Породообразующие минералы; Разрывные нарушения в минералах; Рутила группа; Самородные элементы и сплавы; Символы пространственной группы; Симметрия; Содалита группа; Фельдшпатоиды; Фрагментарность кристаллических решеток; Фронделита группа; Эпидота группа;* описания минералов
Фредриксон К. (Kurt Fredriksson). *Электронно-зондовый микроанализ*
Фридлендер К. (C. G. I. Friedlaender). *Кварца группа;* описания минералов
Фрост М. (Muchael J. Frost). *Гранаты; Двойникование; Показатель преломления; Рудные минералы; Фигуры Видманштеттена; Шкала твердости Мооса*
Фукс Л. (Louis H. Fuchs). Описания минералов
Хауи Р. (R. A. Howie). *Ортопироксены;* описания минералов
Хилл У. (Walter Hill). Описания минералов
Холмс Р. (Ralph J. Holmes). *Геммология (учение о драгоценных камнях)*
Чейв К. (Keith E. Chave). *Минералы беспозвоночных и растений*
Шнеер С. (Cecil J. Schneer). *Габитус кристаллов*
Элманн А. (Arthur J. Ehlmann). Описания минералов
Эрнст У. (W. Gary Ernst). *Асбест*
Янг Д. (David A. Young). *Щелочные полевые шпаты*
Ясновски Ф. (Phillip N. Yasnowsky). *Минеральные ресурсы*

А

АБРАЗИВНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Люди использовали орудия труда еще в далеком прошлом. При их изготовлении они обнаружили, что одни материалы тверже других и из них не только получаются более долговечные орудия, но их можно использовать для придания другим орудиям более подходящей формы, чем природная. Это открытие привело к осознанному отбору твердых материалов, используемых в качестве абразивов, а со временем и к созданию грубой шкалы твердости минералов. Абразивами являются также твердые материалы, которые используются для изменения формы, отделки поверхности и точки инструментов и других предметов. Другими словами, абразивы используются для зачистки орудий труда и придания им нужной формы и размеров.

Позднее, с ростом требований промышленности, развивалась добыча и обработка природных абразивов и одновременно росло производство инструментов и станков с их использованием. За этим последовало производство самих абразивов, ставшее теперь важной отраслью промышленности. Стоимость ежегодного мирового потребления абразивов и абразивных инструментов превышает 1 млрд. дол.

В 20-х годах XIX в. немецкий минералог Ф. Моос предложил шкалу твердости, включающую в качестве стандартных десять минералов. Определение твердости по шкале Мооса основывается на способности одного минерала оставлять царапину на другом (см. *Шкала твердости Мооса*). Например, на *топазе*, имеющем по шкале Мооса твердость 8, может оставить царапину *корунд*, твердость которого 9, а топаз может процарапать *кварц*, твердость которого 7. Шкала удобна для практического применения и полезна для определения минералов. Твердость некоторых распространенных абразивов указана ниже.

Абразив	Твердость
Трепел	5—6
Кварц	7
Гранат	8
Корунд, глинозем, карбид кремния	9
Кубический нитрид бора	9+
Алмаз	10

Минералы с твердостью по шкале Мооса около 6 или выше могут рассматриваться в качестве естественных абразивов. Среди них находят применение кварцевый песок, *гранат*, наждак, *корунд* и *алмаз*. Искусственные абразивы включают в себя глинозем, карбид кремния, карбид бора, кубический нитрид бора и *алмаз*. В настоящее время, для того чтобы обеспечить контроль свойств и их постоянство, большинство промышленных абразивов изготавливается искусственно (см. *Синтетические минералы*).

В таблице приведены сведения о потреблении (производстве) основных абразивов по данным Минералогического ежегодника (Minerals Yearbook) за 1972 г. Потребление алмаза в качестве абразива в США за 1977 г. оценивается примерно в 30 млн. кар (6 т), мировое потребление — примерно в 85 млн. кар (17 т). Данные в таблице включают и употребление вещества не только как абразива. Так, трепел, карбид кремния и кремнезем используются в качестве наполнителей (см. *Минеральные пигменты и наполнители*), карбид кремния и глинозем — в качестве огнеупорного материала (огнеупорный кирпич) (см. *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*).

Производство (потребление) абразивов в 1972 г., т

Абразив	В США	В мире
Естественные		
Трепел	80 000	Нет данных
Кремнезем	3 000	Нет данных
Гранат	17 000	19 000
Наждак и корунд	2 600	120 000 *
Искусственные		
Карбид кремния *	150 000 **	460 000
Глинозем	168 000 **	630 000
Металлические абразивы	215 000 **	Нет данных

* Включая и используемый в качестве огнеупоров и для других целей.
** В США и Канаде.

Трепел является естественным абразивом, который (например, в Северной Африке) представляет собой в основном аморфную окись кремния, или диатомовую землю. По сравнению с другими он более слабый и мягкий абразив, поэтому употребляется в завершающий этап обработки относительно мягких инструментов.

Большие обломки кремнистых пород употреблялись в качестве точильного камня или истирающей поверхности, но ныне они почти полностью вытеснены искусственными абразивами.

Гранат, добываемый для использования в качестве абразива, обычно представляет собой сложный силикат алюминия, магния, железа. Он используется главным образом в качестве абразивного материала для обработки дерева, стекла и некоторых металлов.

Наждак представляет собой разновидность природного корунда, содержащего *магнетит* и *гематит*. Он используется в качестве наполнителя для покрытия шероховатых поверхностей и в виде наждачных полотен и кругов.

Корунд — природный оксид алюминия с примесями. Используется для шлифования и полирования стекла, но почти полностью вытеснен искусственным оксидом алюминия. Мировая добыча естественного корунда в 1972 г. составила 7900 т.

Переработка естественных абразивов включает в себя выделение, дробление, растирание, просеивание и разделение по размеру и форме частиц.

Карбид кремния получается при взаимодействии кремнезема, нефтяного кокса, соли и опилок в электрической печи по технологии предложенной в 1891 г. Э. Ачесоном. Выращивают зерна двух типов: окрашенные в зе-

леный и черный цвет. Зеленое зерно обычно более чистое, более хрупкое и ломкое. Оно используется для шлифования твердых хрупких веществ, таких как цементированные карбиды. Черное зерно менее хрупко и более широко используется для придания формы и резания неметаллических материалов — стекла, керамики, природных камней, бетона.

Оксид алюминия, или глинозем, получается при плавлении боксита (природного оксида алюминия с примесями). Для удаления примесей добавляются кокс и железо. Использование различных добавок и вариации технологии процесса делают возможным получение зерна разной прочности или хрупкости. Основной добавкой для регулирования прочности является титан. Применяется глинозем главным образом при шлифовании всех типов существенно железистых и других подобных материалов.

Металлические абразивы — стальная и железная дробь — используются для чистки и обработки прочных металлических поверхностей путем воздействия дроби в струе воздуха.

Промышленные алмазные абразивы готовят из природного материала, а также получают синтетически. Естественный *алмаз* дробится и сортируется по форме и размеру. Искусственный *алмаз* выращивается из *графита* в присутствии катализаторов при крайне высоких давлениях и температурах. По большей части искусственный *алмаз* выращивается непосредственно до требуемых размеров и формы. Регулирование процесса синтеза *алмазов* позволяет широко варьировать прочность и другие свойства зерна, так что зерна *алмаза* производятся со свойствами, подходящими для связанных систем или отвечающими другим специальным требованиям. *Алмаз* как абразив используется главным образом для распиливания, шлифования и полирования неметаллических материалов, таких как стекло, камень, керамика, металлокерамика.

Новейшие синтезированные абразивы включают кубический нитрид бора, который приобретает все большее значение при заключительной обработке твердых легированных сталей, и оксид циркония-алюминия, который используется прежде всего для шлифовальных шкурок.

Абразивные материалы используются в виде связанных абразивов, в форме шлифовальных полотен или в несвязанной форме. Связанные абразивы, где абразивный материал находится в смолистой, металлической или стеклянной цементирующей среде, обычно применяются в инструментах, имеющих форму шлифовальных кругов, пил, дисков и жерновов. К другим формам связанных абразивов относятся точильные круги, бруски, камни для ручной точки инструментов и окончательной отделки отливок. В шлифовальных полотнах абразивный материал закрепляется на бумаге, ткани, волокне или составной основе, обычно с органическим связующим веществом. Они используются как ленты, диски и листы для ручной работы и в станках. Несвязанные абразивы обычно употребляются в тестообразном состоянии, в водной или масляной среде, иногда с добавлением смазочных материалов или ингибиторов. Абразивная масса циркулирует между вращающейся или вибрирующей шлифовальной пластиной и обрабатываемым предметом. Обычно несвязанные абразивы используются для доводки, полирования или в том случае, когда стоимость абразива очень низка (например, кварцевый абразив). Тем не менее для полирования твердых материалов используется даже алмазный порошок.

Г. БОВЕНКЕРК

См. также: *Минеральные ресурсы; Пески; Синтетические минералы, Шкала твердости Мооса.*

АЛЛОТРОПИЯ *

Термин «аллотропия» (введен Я. Берцелиусом в 1841 г.) относится к существованию химического элемента в двух или более различных формах, имеющих различную кристаллическую структуру и/или физические свойства. Аллотропы могут различаться по плотности, температуре плавления, молярному объему, цвету и другим физическим свойствам. В одних случаях имеется обратимый, в других — необратимый переход одного аллотропа в другой.

Ниже приведены примеры аллотропии.

Углерод: *чаоит*, *графит* и *лонсдейлит* (гекс); *алмаз* (куб.).

Сера: самородная, или *α-сера* (ромб.); *γ-сера*, или *розицкит* (мон.).

Фосфор: белый/желтый (две формы: куб. и ромб.), фиолетовый и черный (всего, таким образом, четыре аллотропа с различными свойствами); красный фосфор представляет собой смесь.

Олово: белое (тетр.), серое (куб.).

Железо: α-железо, или *камасит* (куб. объемно центрированная решетка, магнитно); γ-железо, или *тэнит* (куб. гранецентрированная решетка, стабильно только при температурах выше 1400 °С).

Кислород: кислород O_2 (плотность 1,429 г/л); озон O_3 (плотность 2,144 г/л).

Р. ФЕЙРБРИДЖ

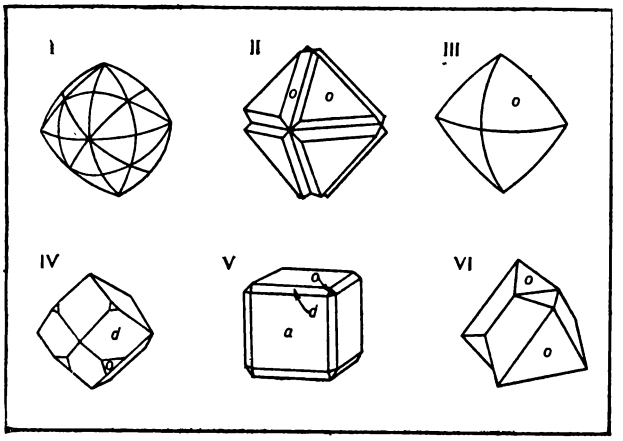
См. также: *Полиморфизм.*

АЛМАЗ

Алмаз кристаллизуется в кубической сингонии. Габитус кристаллов обычно октаэдрический, реже додекаэдрический и кубический и совсем редко тетраэдрический. Грани зачастую искривлены и покрыты штриховкой (см. рисунок). *Алмаз* является самым твердым из известных природных минералов, его твердость по шкале Мооса 10. Он не разъедается кислотами. Жирный на ощупь. Структурная ячейка гранецентрированная, кубическая, с $a_0 = 3{,}5595$ Å, содержит восемь атомов углерода. Двойникование обычно по {111} и по {001}. Показатель преломления колеблется от 2,417 до 2,421 (Na-свет). Дисперсия сильная, характерный блеск полированных камней обусловлен сочетанием высокого показателя преломления и крайне высокой твердости.

Оптические и физические свойства зависят главным образом от наличия или отсутствия примеси азота в дисперсной форме или в форме пластиночек, в соответствии с чем *алмазы* подразделяются на тип I (содержащие азот) и тип II. Различия между обоими типами перечислены в таблице. Следы роста внутри кристалла *алмаза* указывают на сложную историю неравномерного роста кристалла. Цвет очень различен: описаны бесцветные, голубые, красные, розовые, оранжевые, желтые, коричневые, черные, серые и зеленые алмазы. Желтая, коричневая и зеленая окраска, вероятно, обусловлена незначительной примесью железа, алюминия и магния, серая или черная — включениями углеродистого материала. Низкосортные разновидности *алмаза*, известные под названиями «борт» и «карбонадо», — зернистые или скрытокристаллические, их темная окраска обусловлена загрязнением и включениями. *Алмазы* можно красить облучением, при этом бомбардировка нейтронами окрашивает камень в зеленый цвет, а электронами — в синий. Зеленые *алмазы* при нагревании окрашиваются в различные оттенки желтого цвета, но никогда не становятся

* В отличие от полиморфизма при аллотропии может меняться состав молекул, как, например, в последнем примере. — *Прим. ред. пер.*



Примеры наиболее распространенных форм кристаллов алмаза (по [Vanders I., Kerr P. F., 1967]).

I — округленный гексаоктаэдр; *II* — октаэдрический двойник прорастания; *III* — округленный октаэдр; *IV* — ромбододекаэдр (*d*) и октаэдр (*o*); *V* — куб (*a*), октаэдр (*o*), ромбододекаэдр (*d*); *VI* — двойник по шпинелевому закону.

Эксперименты по синтезу в условиях высоких давлений показали, что алмаз в виде кубов образуется при относительно низкой температуре, тогда как октаэдрические кристаллы являются очень высокотемпературными. Из большинства кимберлитовых трубок и аллювиальных россыпей известны кристаллы разного типа, алмазы в виде куба широко распространены только на аллювиальных алмазоносных площадях Касаи (Заир) и в Бразилии.

снова совершенно бесцветными. Зеленые *алмазы* были найдены в золотоносных конгломератах Витватерсранда в ЮАР; появление зеленой окраски приписывается облучению за счет сопутствующих минералов урана. Плотность чистого алмаза 3,511, тогда как плотность низкобарической полиморфной модификации углерода, *графита*, 2,23. *Алмаз* сгорает в воздухе при 850 °С с образованием CO_2, а в вакууме частично превращается в графит при температуре более 1500 °С.

Основные физические свойства двух главных типов алмазов

Физические свойства	Тип I	Тип II
Поглощение в инфракрасном диапазоне	Между 8 и 10 мкм	Отсутствует между 8 и 10 мкм
Поглощение в ультрафиолетовом диапазоне	Полное от 3300 Å	Прозрачен до 2200 Å
Фотопроводимость	Низкая	Высокая
Двупреломление	Обычно высокое	Низкое или отсутствует
Теплопроводность	Очень хорошая	Чрезвычайно хорошая
Электропроводность	Отсутствует	Является полупроводником
Рентгеновская дифракция	Дополнительные пятна и полосы	Нормальная
Морфология	Хорошо образованные монокристаллы	Плохо развитые формы
Спайность	Относительно неровная	Относительно совершенная

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Коренным источником *алмазов* является слюдяной перидотит, кимберлит, который встречается в небольших диатремах (трубках взрыва), силлах и дайках. Алмазоносные кимберлиты, многие из которых имеют юрский или меловой возраст, известны в США, СССР (Якутия и бассейн Дона), Индии, на о. Калимантан, в Мали, Сьерра-Леоне, Заире, Танзании, Анголе, Зимбабве и во многих районах ЮАР [9]. *Алмазы* были также найдены в ксенолитах эклогитов в кимберлитовых трубках ЮАР [18], в трубках Мир и Удачная в Якутии [2, 4], в редких ксенолитах гранатовых серпентинитов из трубки Айхал в Якутии [3] и в ксенолите слюдисто-гранатового лерцолита из трубки Мотэ (Лесото) [10].

Современные аллювиальные алмазные месторождения, связанные с известными кимберлитовыми интрузиями, известны на о. Калимантан, в Западной Африке, Заире, Анголе и ЮАР; возможно, что кимберлиты будут обнаружены вблизи аллювиальных месторождений Бразилии, Гайаны, Китая, Австралии и в районе Хоггара в Сахаре, где никакие коренные источники *алмазов* до сих пор не известны. Аллювиальные алмазные россыпи были найдены в Чехословакии вблизи базальтовых брекчий, алмазоносность которых еще не доказана. Сообщалось о добыче *алмазов* из докембрийских филлитов в Гане. *Алмазы* в древних россыпях известны в Бразилии, СССР, ЮАР, Зимбабве, Индии и Австралии. В последние годы на юге Африки много *алмазов* добыто из террасовых отложений к северу и к югу от устья р. Оранжевая, а в настоящее время они добываются в том же районе драгированием подводных морских отложений. В США мелкие *алмазы* были найдены в четвертичных ледниковых отложениях в штатах Висконсин и Огайо, а кимберлиты не так давно были обнаружены в провинциях Канады Онтарио и Квебек, через которые шел ледник [14].

Небольшие *алмазы* обнаружены в некоторых метеоритах. Проведенные экспериментальные работы подтверждают гипотезу образования этих алмазов путем непосредственного преобразования *графита* в *алмаз* при ударе от столкновения метеорита с Землей, а не под действием высокого гравитационного давления в материнском метеоритном теле (см. *Минералы метеоритов*). Тем не менее условия, при которых происходит синтез гексагональной полиморфной модификации *алмаза*, *лонсдейлита*, недавно обнаруженного в метеоритах, позволяют предположить, что в некоторых метеоритах *алмазы* образовались под действием высоких давлений, возникающих при ударе, из включений кристаллического *графита*, находившегося в метеорите до столкновения.

Несмотря на то что все прежние сообщения о находках *алмазов* в альпинотипных перидотитах и дунитах считаются спорными, последние сообщения об *алмазах* из перидотитов и расположенных поблизости аллювиальных отложений в Севанском офиолитовом поясе (Армения, СССР [17]) воскрешают проблему *алмазов* в ультраосновных породах горно-складчатых поясов [7]. Сообщение об алмазе в базальтах Камчатки [1] требует подтверждения.

ВКЛЮЧЕНИЯ В АЛМАЗАХ

Многие *алмазы* содержат небольшие включения минералов, оказавшиеся внутри в процессе роста кристаллов алмаза. Наиболее распространенными включениями являются *магнохромит*, *форстерит*, *гранаты*, *клинопироксены* и *графит*. К распространенным включениям относятся *ортопироксены*, *пирротин*, *пентландит*, *рутил*, *коэсит*, *алмаз*, *ильменит*, *магнетит*, *кианит*, *флогопит* и *биотит*. Хотя в большинстве случаев включения в *алмазе* представлены либо единичными кристаллами, либо включениями одного минерального вида, В. С. Соболев

[5] во включениях отдельных алмазов различает следующие комбинации минеральных видов: *гранат + оливин ± энстатит ± хромит* (дунит/гарцбургитовый парагенезис); *гранат + оливин + энстатит + диопсид ± ± хромит* (лерцолитовый парагенезис); *гранат + оливин + диопсид* (верлитовый парагенезис) и *гранат + + омфацит ± рутил* (эклогитовый парагенезис). Большинство включений отвечает участкам повышенного напряжения в кристаллах, что определяется по наличию в них двупреломления или темных микротрещин [12]. Кроме кристаллических включений некоторые *алмазы* I типа содержат белые неотчетливые включения мелких частиц (менее 3 мкм в диаметре), — вероятно, газа и (или) жидкости. Кроме азота Мелтон и Жардини [15] в *алмазах* из Африки и Бразилии обнаружили воду, водород, диоксид углерода, аргон, этилен, этиловый спирт, бутан и кислород. Феск и др. [11], основываясь на анализе алмазов, свободных от включений, высокоразрешающим методом активации нейтронов, предположили присутствие в некоторых *алмазах* микрокапелек жидкости состава *гранат + диопсид ± оливин* совместно с большим содержанием серы и диоксида углерода.

СИНТЕЗ И ПАРАГЕНЕЗИС

В конце XIX и в начале XX в. предпринимались попытки синтезировать *алмаз*. Первые опыты в этом направлении были осуществлены Дж. Ханнеем, который в 1880 г. получил несколько мелких кристаллов, нагревая смесь лития, костяного масла (смесь азотсодержащих соединений, получаемых при переработке костей. — *Пер.*) и парафина под давлением; современным рентгеноструктурным методом кристаллы были определены как алмазы (в литературе высказываются сомнения, что анализу были подвергнуты именно «алмазы» Ханнея.— *Пер.*). Положительные результаты последующих опытов по синтезу А. Муассана, У. Крукса и Ч. Парсонса являются сомнительными.

Первый воспроизводимый синтез *алмазов* был осуществлен в 1953 г. в Швеции Всеобщей шведской электрической акционерной компанией. После этого синтез был проведен в нескольких лабораториях в США и в СССР, в Лаборатории по исследованию алмазов «Де Бирс» (Йоганнесбург) и в Австралийском национальном университете (Канберра). В чисто углеродной системе превращение *графита* в *алмаз* не может происходить даже при давлении 120 кбар, но добавление в систему определенных металлов, действующих как катализаторы, делает возможным образование *алмаза* в диапазоне температур 1200—2400 °С и давлений 55—100 кбар. В качестве катализаторов использовались тантал, хром, железо, кобальт, никель, рутений, палладий, индий и платина. *Алмаз* был также получен при субатмосферных давлениях путем осаждения на алмазный порошок углерода из метана при 1050 °С и давлении 0,3 торр (0,0004 бар) [6].

Многие исследователи полагали, что природный *алмаз* возникает в мантии (см. *Минералогия мантии*), поскольку: 1) основная материнская порода для *алмаза* (кимберлит) является ультраосновной и по составу подобна мантии; 2) сингенетические включения похожи на включения, находимые в высокобарических верхнемантийных парагенезисах и 3) весьма высокие давления и температуры, необходимые для образования *алмаза*, могут быть достигнуты только в мантии; это подтверждается экспериментами по синтезу *алмаза*. Многие геологи и физикохимики считают, что природный *алмаз* может образовываться только выше линии равновесия *графит/алмаз* в присутствии расплавленного силикатного вещества, т. е. выше солидуса перидотита.

По одной из оценок минимальные условия образования природного *алмаза*, отвечающие пересечению кривой равновесия *графит/алмаз* и линии сухого солидуса природного гранатового перидотита, составляют 1800 °С и 68 кбар, что приблизительно соответствует глубине 200 км. Если, однако, солидус перидотита понижается в присутствии *флогопита*, возможно, что минимальные условия образования *алмаза* составят 1200 °С и 45 кбар [8]. О значении содержания летучих при образовании *алмазов* свидетельствуют высокие содержания воды и CO_2 во вмещающих кимберлитах [9]; было высказано предположение, что парциальное давление диоксида углерода, по существу равное геостатическому давлению, необходимо для того, чтобы кристаллы *алмаза* оставались стабильными в условиях значительного содержания закисного и окисного железа [13]. Митчелл и Крокетт [16] высказали предположение, что в верхней мантии имеется возможность образования «затравочных ядер», на которые позднее нарастает метастабильный *алмаз*. Обнаружение *алмаза* в гранатовом лерцолите (основной горной породе верхней мантии) повышает возможность того, что затравочные кристаллы *алмазов* в кимберлитах могут происходить из гранатового лерцолита [10].

ПРИМЕНЕНИЕ

По своему блеску и твердости *алмаз* не имеет себе равных среди драгоценных камней (см. *Геммология*). Лучшие камни — бесцветные или голубоватые, хотя встречаются и великолепно окрашенные. Ниже приведены названия некоторых наиболее известных *алмазов* и их масса в каратах (1 кар = 0,2 г) в неограненном (необработанном) виде: «Куллинан» (3106), «Эксцельсиор» (995), «Джонкер» (726), «Юбилейный» (650), «Де Бирс» (440), желтый «Коленсо» (133) — все из Южной Африки; «Питт» (410) из Индии (другое название камня «Регент».— *Пер.*); «Дарсу Варгас» (460), «Южная звезда» (262) и розовый «Южный Крест» (118) из Бразилии. Знаменитыми ограненными камнями являются «Коинур» (108), «Орлов» (199) и «Шах» (88). Помимо обычного использования для резания стекла, волочения проволоки и бурения скважин алмаз применяется в тяжелой индустрии для механической обработки материалов, сверления и шлифования (см. *Абразивные материалы*). Высокая теплопроводность обусловливает все возрастающее применение *алмазов* для теплоотводов в электронной промышленности, а низкий коэффициент трения позволяет использовать его в качестве заменителя (хотя и дорогостоящего) традиционных металлов при изготовлении микротомов и хирургических скальпелей.

Дж. ДОУСОН

См. также: *Абразивные материалы; Геммология; Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Минералы и самородные металлы черных песков; Минеральные ресурсы; Россыпные месторождения; Синтетические минералы; Шкала твердости Мооса.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кутыев Ф. Ш., Кутыева Г. В.* Алмазы в базальтоидах Камчатки. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, с. 183—186.

2. *Пономаренко А. И., Серенко В. П., Лавько Е. Е.* Первые находки алмазоносных эклогитов в кимберлитах трубки Удачная. — Докл. АН СССР, 1973, т. 209, с. 188—189.

3. *Соболев В. С., Най Б. С., Соболев Н. В.* Ксенолиты алмазоносного пиропового серпентинита из трубки Айхал, Якутия. — Докл. АН СССР, 1969, т. 188, с. 168—170.

4. *Соболев В. С., Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г.* Включения в алмазах из алмазоносного эклогита. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, с. 121—123.

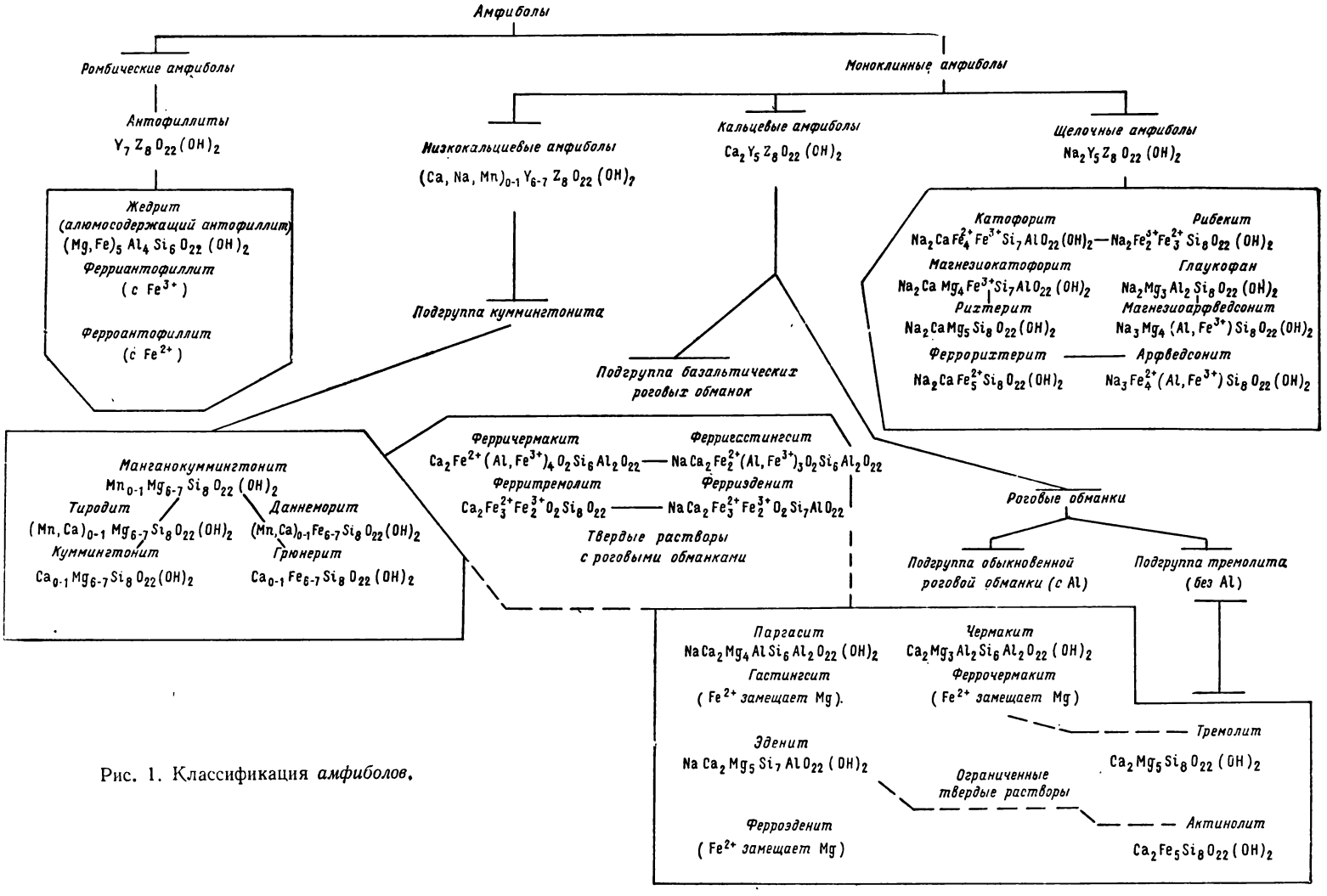


Рис. 1. Классификация *амфиболов*.

5. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава мантии. Новосибирск, Наука, 1977. 264 с.
6. *Angus J. C., Will H. A., Stanko W. S.* Growth of diamond seed crystalls by vapor deposition. — J. Appl. Physics, 1968, 39, p. 2915—2922.
7. *Dawson J. B.* New aspects of diamonds geology, in J. Fields, ed. — The Properties of Diamond. London, Academic Press, 1979, p. 539—554.
8. *Dawson J. B.* Kimberlite and its relationship to the upper mantle. — Phil. Trans. Roy. Soc. London. A., 1972, 271, p. 297—311.
9. *Dawson J. B.* Kimberlites and their xenoliths. Berlin, Springer-Verlag, 1980. 252 p.
10. *Dawson J. B., Smith J. V.* Occurrence of diamond in a mica-garnet lherzolite xenolith from kimberlite. — Nature, 1975, 254, p. 580—581.
11. *Fesq H. W.* et al. A comparative trace-element study of diamonds from Premier, Finsch and Jagersfontein Mines, South Africa. — Phys. Chem. Earth, 1975, 9, p. 817—836.
12. *Harris J. W.* Black material on mineral inclusions and in internal fracture planes in diamond. — Contrib. Mineral. Petrol., 1972, 35, p. 22—33.
13. *Kennedy G. C., Nordie B. E.* The genesis of diamond deposits. — Econ. Geol., 1968, 63, p. 495—503.
14. *Lee H. A., Lawrence D. E.* A new occurrence of kimberlite in Gauthier Township, Ontario. — Geol. Surv. Canada, Paper 68—22, 1968. 16 p.
15. *Melton C. E., Giardini A. A.* The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. — Am. Mineralogist, 1974, 59, p. 775—782.
16. *Mitchell R. W., Crockett J. H.* Diamond genesis — a symposium of opposing views. — Mineral. Deposita, 1971, 6, p. 392—403.
17. *Pavlenko A. S.* et al. On the diamonds in the ultramafic belts of Armenia. — Geochemistry Internat., 1974, 11, p. 282—294.
18. *Rickwood P. C., Mathias M.* Diamondiferous eclogite assemxenoliths in kimberlite. — Lithos, 3, 1970, p. 223—235.

АЛУНИТА, БЁДАНТИТА, КРАНДАЛЛИТА ГРУППЫ

Группа *алунита*	Группа *бёдантита*	Группа *крандаллита*
Алунит	*Бёдантит*	*Вейлендит*
Аммониоярозит	*Вейлерит*	*Гояцит*
Аргентоярозит	*Вудхаузеит*	*Горсейксит*
Биверит	*Гинсдалит*	*Дюссертит*
Гидрониоярозит	*Идальгоит*	*Заирит*
Натроалунит	*Кемлицит*	*Крандаллит*
Натроярозит	*Коркит*	*Люсюнгит*
Осаризаваит	*Сванбергит*	*Плюмбогуммит*
Плюмбоярозит	*Шлёссмахерит*	*Флоренсит*
Ярозит		*Эйлеттерсит*

Минералы этих изоструктурных групп относятся к тригональной сингонии и имеют общую формулу $AB_3(XO_4)(OH)_6$.

X занимает тетраэдрическую позицию, B — октаэдрическую, A имеет координационное число 12. *Алуниты* представляют собой сульфаты (X = S), у которых A = = K, Na, (NH_4), Ag, (H_3O), Pb; *крандаллиты* являются фосфатами, у которых одна группа (OH) замещена на (H_2O), а A = Ca, Sr, Ba, Pb, Bi, Ce, Th; *бёдантиты* — это арсенаты или фосфат-сульфаты, у которых A = Ca, Sr, Ba, Pb. Во всех трех группах в позициях B содержится (Al, Fe^{3+}) с возможным замещением на Cu в *алунитах*.

Большинство членов этих групп имеет базальную спайность. Кристаллы *алунитов* редки; но бёдантиты и в меньшей степени *крандаллиты* образуют ромбоэдрические псевдокубические кристаллы.

Алуниты встречаются в породах, измененных под воздействием серной кислоты, выделившейся при окислении пирита, и при гидротермальном воздействии. *Бёдантиты*, как правило, находятся в жеодах в кварцевых жилах. *Крандаллиты* являются вторичными минералами, но находятся также и в детритовых песках.

К. ФРЕЙ

АМФИБОЛЫ

Название «*амфибол*» (от греч. amphibolos — неясный) впервые было использовано Гаюи в 1801 г. Легко представить себе сложность составов *амфиболов*, если вспомнить, что в обычных амфиболах присутствуют все восемь элементов, составляющих вместе 98 % земной коры. Следствием обширного диапазона изменения составов явилось множество наименований минералов группы [10]. Используемая здесь система наименований представлена на рис. 1.

СТРУКТУРА

Амфиболы кристаллизуются в ромбической или моноклинной сингонии. Они относятся к иносиликатам (цепочечным силикатам), основу их структуры составляют двойные цепочки развернутых в противоположные стороны кремнекислородных тетраэдров. Зависимость от такой структуры (отношение кремния к кислороду 4 : 11) формы кристалла и спайности представлена на рис. 2. Интервал повторяемости двойной цепочки, равный примерно 5,3 Å (рис. 3), определяет параметр c элементарной ячейки.

Катионы различных размеров занимают позиции M_1—M_4 (см. рис. 3) между цепочками. В щелочных и

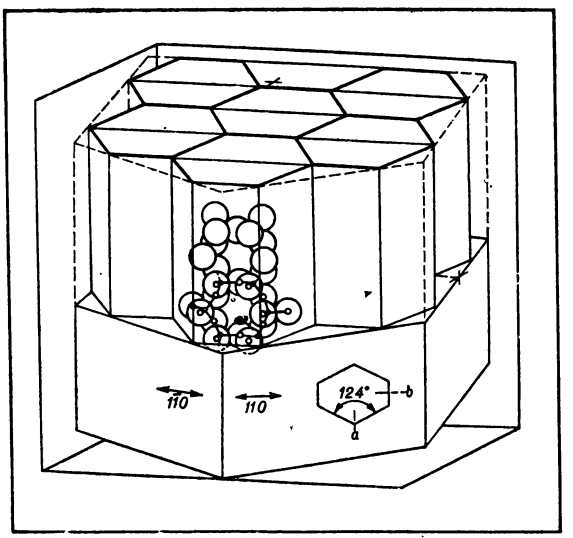


Рис. 2. Соотношения атомной структуры и ориентировки спайности в *амфиболах*.

Более слабосвязанные плоскости показаны полужирными линиями, результирующие направления спайности {110} — штриховыми [1].

ТАБЛИЦА 1

Физические свойства амфиболов

Ряды минералов	Сингония	Плотность	Твердость	Спайность	Двойникование	Цвет	Знак	Оптическая ориентация	Дисперсия	Плеохроизм
Антофиллита	Ромб.	2,85—3,57	5,5—6	(210) : (2$\bar{1}$0) 54,5°	Нет	Белый, серый, зеленый, гвоздично-бурый	±	$\gamma = z$	$r \lesssim v$	$\gamma = \beta > \alpha$; $\gamma > \beta = \alpha$; α — желтый, бледно-коричневый; β — желтый; γ — зеленый, синий, коричневый
Куммингтонита	Мон.	3,10—3,60	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~55°	{110} простое пластинчатое	Темный буро-зеленый	+	$\beta = y$	$r \lesssim v$	Богатые Mg разности не плеохроируют, у других $\alpha = \beta$ — бесцветный; γ — бледно-зеленый, бледно-коричневый
Грюнерита	»	3,10—3,60	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~55°	{100} простое пластинчатое	Темный буро-зеленый	−	$\beta = y$	$r \lesssim v$	$\alpha = \beta$ —бледно-желтый или коричневый
Тремолита	»	3,02—3,44	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Бесцветный, Fe-разновидности до темно-зеленого	−	$\beta = y$	$r < v$	α — бледно-желтый; γ — зеленый до синего; β — бледный желто-зеленый
Обыкновенной *роговой обманки*	»	3,02—3,45	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Зеленый до темно-зеленого	−	$\beta = y$	$r \lesssim v$	Различные оттенки зеленого, желто-зеленого, голубовато-зеленого, коричневого; $\gamma > \beta > \alpha$; $\beta > \gamma > \alpha$
Базальтической *роговой обманки*	»	3,19—3,30	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Коричневый до черного	±	$\beta = y$	$r < v$	α — желтый; β — коричневый; γ — темный красно-коричневый
Керсутита	»	3,20—3,28	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Красновато-коричневый до коричневого	−	$\beta = y$	$r > v$	α — желтый; β — красновато-коричневый; γ — темный красновато-коричневый
Рихтерита	*M*	2,97—3,45	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Коричневый, желтый или зеленый	−	$\beta = y$	$r < v$	$\beta > \gamma > \alpha$; α, β — желтый, лиловый, зеленый; γ — коричневый, зеленый, синий
Арфведсонита—экерманита	*M*	3,00—3,50	5—6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Голубовато-зеленый, черный	−	$\beta = y$	$r < v$, $r \lesssim v$	$\gamma < \beta < \alpha$; α — голубовато-зеленый; β — бледно-лиловый; γ — зеленоватый
Глаукофана	*M*	3,08—3,30	6	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100} простое пластинчатое	Серый, лиловато-голубой	−	$\beta = y$	$r < v$	α — бесцветный; β — лиловато-голубой; γ — синий
Рибекита	*M*	3,02—3,42	5	(110) : (1$\bar{1}$0) ~ 56°	{100} простое пластинчатое	Темно-синий до черного	±	$\gamma = y$	$r \lesssim v$	α — берлинская лазурь; β — индигово-синий; γ — желто-зеленый
Катофорита	*M*	3,20—3,50	5	(110) : (1$\bar{1}$0) ~56°	{100}	Розово-красный, темно-красный, коричнево-черный	−	$\gamma = y$, $\beta = y$	$r \lesssim v$	$\gamma > \beta > \alpha$ — катофорит; $\gamma < \beta > \alpha$ — магнезиокатофорит

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Ряды минералов	α	β	γ	$2V_\alpha$	$\gamma : Z$	δ	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	β	Z	Пространственная группа
Антофиллита	1,596—1,694	1,605—1,710	1,615—1,722	78—111°	0°	0,013—0,028	18,5—18,6	17,7—18,1	5,27—5,32	—	4	*Pnma*
Куммингтонита	1,635—1,665	1,644—1,675	1,655—1,698	65—90	15—21	0,020—0,030	~9,6	~18,3	~5,3	~101° 50′	2	*C2/m*
Грюнерита	1,665—1,696	1,675—1,709	1,698—1,727	90—96	10—15	0,030—0,045	~9,6	~18,3	~5,3	~101 50	2	*C2/m*
Тремолита	1,559—1,688	1,612—1,697	1,622—1,705	86—65	21—10	0,027—0,017	~9,85	~18,1	~5,3	~105 50	2	*C2/m*
Обыкновенной *роговой обманки*	1,613—1,705	1,618—1,714	1,632—1,730	120—10	13—34	0,014—0,028	~9,9	~18,0	~5,3	~105 30	2	*C2/m*
Базальтической *роговой обманки*	1,662—1,690	1,672—1,730	1,680—1,760	60—82	0—18	0,018—0,070	~10,0	~18,1	~5,3	~106	2	*C2/m*
Керсутита	1,670—1,689	1,690—1,741	1,700—1,772	66—82	0—19	0,019—0,083	9,9	18,21	5,4	106	2	*C2/m*
Рихтерита	1,605—1,685	1,618—1,700	1,627—1,712	66—87	15—40	0,015—0,029	9,82	17,96	5,27	104 20	2	*C2/m*
Арфведсонита—эккерманита	1,612—1,700	1,625—1,709	1,630—1,710	80—0	$\alpha : Z = 0 \div 53$	0,005—0,020	~9,7	~17,7	~5,3	~104	2	*C2/m*
Глаукофана	1,606—1,661	1,622—1,667	1,627—1,670	50—0	4—15	0,008—0,022	~9,7	~17,7	~5,3	104	2	*C2/m*
Рибекита	1,654—1,701	1,662—1,711	1,668—1,717	40—90	$\alpha : Z = 3 \div 21$	0,006—0,016	~9,75	~18	~5,3	103	2	*C2/m*
Катофорита	1,639—1,681	1,658—1,688	1,660—1,690	0—50	$\alpha : Z = 36 \div 70$	0,007—0,021						

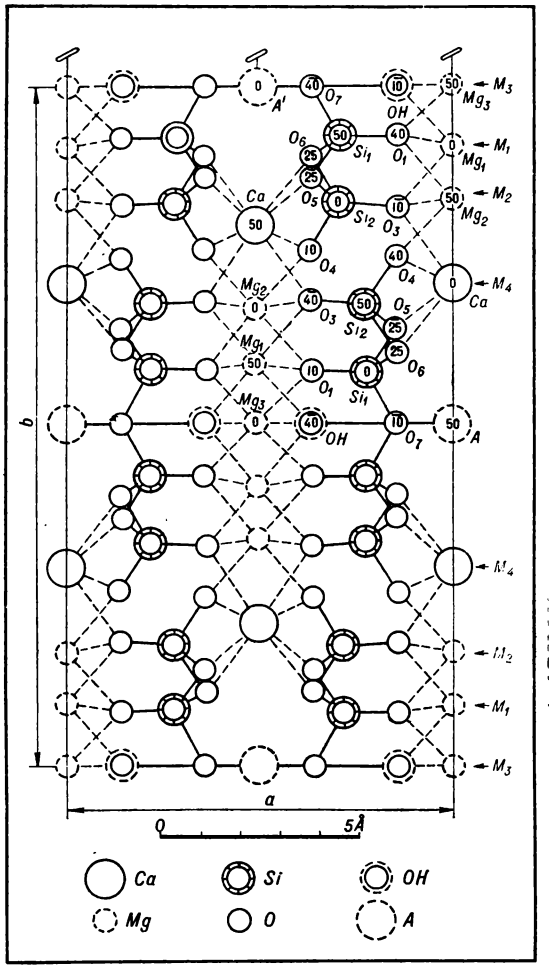


Рис. 3. Структура *амфиболов* подгруппы *тремолита* [14].

кальциевых разновидностях катионы крупнее марганца располагаются в позициях M_4. Характер промежуточных катионов, наличие ОН-групп, замещение алюминием двухвалентных и четырехвалентных ионов с сопутствующим заполнением вакантных позиций A в структуре приводят к широким вариациям параметров ячейки *амфиболов* (табл. 1).

ХИМИЗМ

Поскольку минералы описываемой группы относятся к двум разным сингониям, удобно в соответствии с этим рассматривать и их химический состав. Составы всех *амфиболов* могут быть представлены одной из следующих форм:

моноклинные $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(O, OH, F, Cl)_2$;

ромбические $Y_7Z_8O_{22}(O, OH, F, Cl)_2$,

где X = Ca, Na, K; Y = Mg, Cr, Li, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn, Al; Z = Si, Al, Ti и иногда частью B.

Выделение видов *амфиболов* основывается на концепции самостоятельности крайних членов в изоморфных сериях [10, 12]. Эта система первоначально разрабатывалась посредством построения неполного треугольника и неполной призмы. Она основывается на типах замеще-

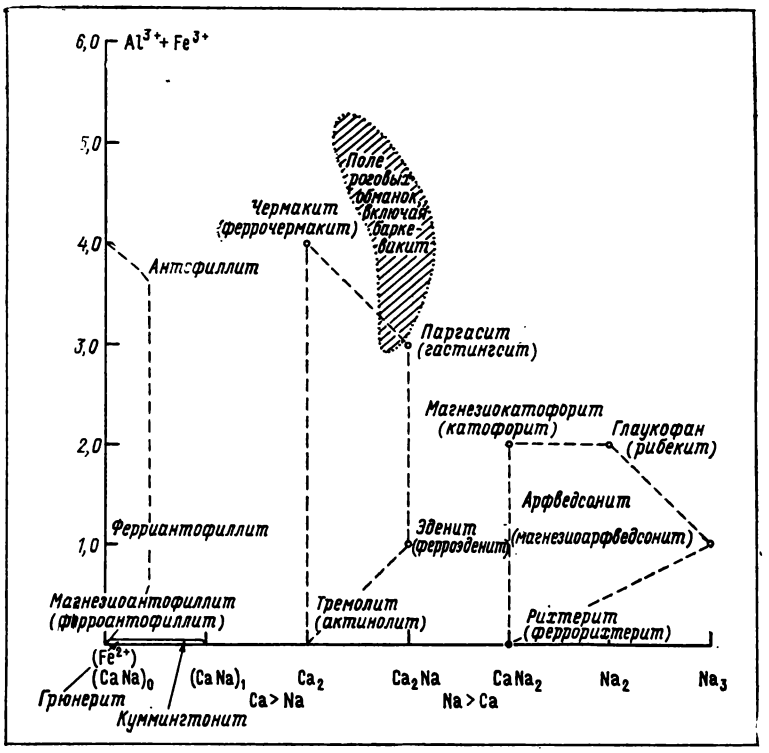


Рис. 4. Классификация амфиболов на основе миналов. Ось Fe^{2+} перпендикулярна к плоскости листа. Все количества выражены в атомных долях.

ния, имеющих место в структуре *тремолита* (рис. 4). Однако для темных (Fe-содержащих) кальциевых *амфиболов*, для которых из-за отсутствия химических данных не может быть твердо установлено, насколько они близки к крайнему члену, применяется название *рогового обманка*. Большинство *роговых обманок* представляют собой существенно актинолитовые, чермакитовые, эденитовые, паргаситовые или гастингситовые *амфиболы* [10].

Замещение Si^{4+} на Al^{3+} в кремнекислородной цепочке приводит к дефициту положительного заряда в структуре. Он компенсируется внедрением Na в вакантную позицию *A* в моноклинной структуре (см. рис. 3). Таким путем образуются *эденит*, *паргасит* и их железистые аналоги. С другой стороны, магний или закисное железо могут быть замещены трехвалентным алюминием или окисным железом. Такой тип компенсации свойствен *чермакитам*, *антофиллитам* и частично *паргаситам*.

В цепочечной структуре алюминий, как правило, не замещает более одной четверти атомов кремния. Строго говоря, составы, образованные путем описанного выше замещения, не являются истинными крайними членами. Процесс замещения может продолжаться и далее, но это происходит редко.

Основными процессами, необходимыми для образования щелочных *амфиболов*, являются замещение Ca на Na и Ca на 2Na. Замещение Ca на Na в позиции M_4 ведет к дефициту положительного заряда. Это компенсируется замещением $(Mg, Fe)_2$ на $(Al, Fe^{3+})_2$ в позиции M_2 с образованием *глаукофан-рибекита*.

Замещение Ca на 2Na не влияет на баланс зарядов и приводит к образованию *рихтерита*. Последний не является истинным крайним членом, поскольку такое замещение может продолжаться далее с образованием *эккерманита—арфведсонита*. Дефицит заряда, вызываемый дальнейшим замещением, компенсируется заменой $(Al, Fe)^{3+}$ на $(Mg, Fe)^{2+}$ в *Y*-группе.

Весьма распространено в группе *амфиболов* замещение Mg на Fe. В ромбических *амфиболах* все четыре позиции — M_1, M_2, M_3 и M_4 — заселяются Mg^{2+} и Fe^{2+} в разных соотношениях. В моноклинных *амфиболах* позиция M_4 занята более крупными катионами Na, Ca и в меньшей степени другими катионами. В моноклинных разновидностях ионы Mg^{2+} и Fe^{2+} входят в позиции M_1, M_2 и M_3.

Однако вследствие различий в электронной конфигурации Fe^{2+} и Mg^{2+} кристаллическое поле существенно влияет на уровень замещения в *амфиболах* ионов в различных позициях: M_1, M_2, M_3 и M_4. Конфигурация позиций (октаэдрическая, тетрагональная или моноклинная) влияет на распределение энергии между *d*-электронами, а различия в энергии отражаются в упорядоченности Fe^{2+} и Mg^{2+} в этих позициях. В целом внедрению Fe^{2+} в позицию с искаженной симметрией благоприятствует «эффект кристаллического поля». Относительная заселенность Fe^{2+} в *актинолите* имеет вид $M_1 > M_3 > M_2$ [2], а в *куммингтоните* — $M_4 > M_1$, $M_3 > M_2$.

В *амфиболах* наблюдается замещение ряда основных металлических элементов рассеянными элементами (Zn, Co, Ni, Cu, Cr). Такое замещение происходит преимущественно в результате подобия размеров и заряда ионов рассеянных и главных элементов. Основным является замещение Mg^{2+} и Fe^{2+}. Большую роль в замещении рассеянными элементами и степени упорядоченности позиций в амфиболах играет «эффект кристаллического поля».

РОЛЬ ВОДЫ

В 1890 г. Пенфилд показал, что вода является существенной составной частью структуры *амфиболов* В. Шаллер в 1916 г. вывел точную химическую формулу мине-

ралов группы *тремолита* и включил в нее ОН-группы. Структурные позиции этих групп показаны на рис. 3.

За исключением базальтических *роговых обманок*, формулы большинства *амфиболов* содержат приблизительно две ОН-группы. Химический смысл гидроксильного радикала труднообъясним. В литературе ведется серьезная полемика по поводу позиции, числа и роли ОН-групп в структуре *амфиболов* [11]. Именно по этой причине многие анализы были пересчитаны исходя из 23 атомов кислорода на формульную единицу, и в основную часть расчета тем самым вода не была включена. Это нельзя признать удовлетворительным, поскольку в базальтических *рогосых обманках* избыточный заряд компенсируется посредством окисления ионов закисного железа.

Амфиболы с низким содержанием ОН (ОН + F + + Cl < 1,00) составляют отдельную подгруппу минералов, известных как базальтические *роговые обманки*. Они включают некоторые разновидности *керсутита*, *паргасита* и *гастингсита*.

ОН-группа может частично замещаться F. У. Эйтел в 1954 г. и Дж. Кон и Дж. Комефоро в 1955 г. синтезировали фтор- и борсодержащий (в двух позициях) *эденит*. Однако лишь около трети ОН-позиций может быть занято F [9]. Было высказано предположение, что предел замещения обусловлен связыванием Fe—F между позицией O_3 (см. рис. 3) и M_1—M_2—M_1, а также геометрией структур. Богатые фтором *амфиболы* обычно встречаются в мраморе.

СЕРИИ ТВЕРДЫХ РАСТВОРОВ

Из распространенности среди амфиболов явлений изоморфизма вовсе не следует наличие непрерывных рядов твердых растворов ни в пределах основных подгрупп, ни между ними. А. Уинчеллом в 1945 г. и Н. Сандиусом в 1946 г. было показано существование значительных разрывов смесимости, например разрыва среди алюмосодержащих *роговых обманок*. Отсутствует полный ряд между кальциевыми и щелочными *амфиболами*. Нет непрерывного замещения Ca на Na. Имеются заметные разрывы в образовании твердых растворов между *роговыми обманками* и *антофиллитами*, не обнаруживается постепенного изменения состава между *куммингтонитами* и представителями других рядов.

Таким образом, несмешиваемость среди *амфиболов*— явление обычное; Росс, Папайк и Шоу [13] на большом числе образцов из разных мест изучили подобные соотношения в рядах *куммингтонит—актинолит* и *роговая обманка—антофиллит—жедрит*. Экспериментальные данные [3] подтверждают наблюдения над природными объектами. Составы несмешиваемых фаз могут служить геотермометром. При распаде твердых растворов бедная кальцием фаза обычно ориентируется по ($\bar{1}01$) и (100) в богатой кальцием фазе-хозяине. При распаде может, однако, встретиться отделение как *куммингтонита* от *актинолита*, так и *актинолита* от *куммингтонита*.

К другим сложным взаимным прорастаниям, интерпретируемым как стабильное сосуществование двух *амфиболов*, относятся ассоциации *глаукофан—барруазит* и *куммингтонит—антофиллит*.

ПРОБЛЕМА КУММИНГТОНИТА

Данная подгруппа, имеющая общую формулу, близкую к формуле *антофиллита*, обладает моноклинной структурой, аналогичной структуре *тремолита*. Это связующий ряд между двумя структурными состояниями группы *амфиболов*. Изучение проблемы куммингтонита показало, что существенную роль здесь играют следующие факторы.

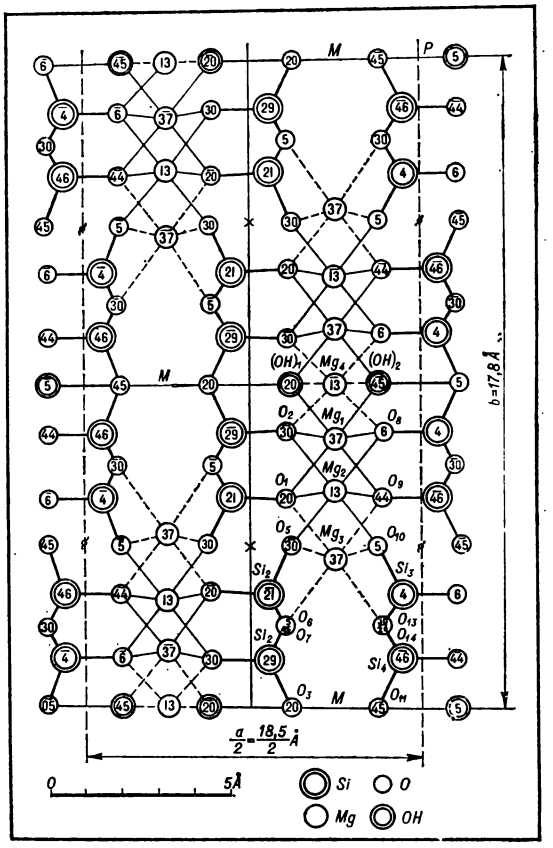


Рис. 5. Структура *антофиллита*.

1. Марганец является обычным компонентом, особенно в бедных железом *куммингтонитах*. Он не имеет большого значения и редко присутствует в значительных количествах в *антофиллитах*. Он не встречается в других моноклинных минералах, таких как *рихтерит* и *тремолит*.

2. Алюминий играет важную роль в *антофиллитах*, но редок в *куммингтонитах*.

Анализы, выполненные Клейном [6], показали, что в *куммингтоните* с большим содержанием железа (*грюнерите*) почти полностью отсутствует кальций или марганец, а богатые магнием разновидности содержат эти элементы в значительном количестве. Ионный радиус Fe таков, что $Fe^{2+} < Mn^{2+} < Ca^{2+}$, но размеры Mg^{2} и Fe^{2+} близки. По-видимому, Mn и Ca могут придать устойчивость моноклинной структуре в присутствии более мелкого иона магния, но если присутствует Fe^{2+}, то этот ион имеет достаточные размеры для сохранения моноклинной решетки без помощи другого иона.

В этом отношении существенно то обстоятельство, что состав *антофиллита* (рис. 5) никогда не доходит до $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$. Дж. Раббитт в 1948 г. отмечал, что высокое содержание железа в этом ряду всегда сопровождается высоким содержанием алюминия. По-видимому, в ромбической решетке недопустимо полное укомплектование позиций *M* ионами с размерами Fe^{2+} без одновременной компенсации возникающих искажений решетки путем вхождения в нее более мелких ионов Al^{3+} [7]. По этой причине конфигурация Fe_7Si_8-*амфиболов* моноклинная.

Опыты Ф. Бойда по синтезу минералов с общей формулой $(Mg, Fe)_7 Si_8O_{22} (OH)_2$ (1956—1957 гг.) показали, что можно получить ромбические разновидности с бо́льшим содержанием железа, чем Mg50Fe50. Моноклинные фазы были получены только с составами от Mg85Fe15 до Mg70Fe30. Лейтон и Филлипс [8] полагали, что последние представляют собой *клиноантофиллиты*, а не *куммингтониты*. М. Воун из Кембриджа (личное сообщение) позже установил, что существует природный *клиноантофиллит*.

Рассмотрение данных по *куммингтониту* позволяет предположить, что магниевые разновидности с достаточным содержанием кальция, марганца или обоих элементов вместе близки к *тремолиту*. Разновидности, богатые железом, несмотря на то что из-за большого количества железа обладают моноклинной структурой, в значительной степени близки к *антофиллиту*.

СРАВНЕНИЕ С ПИРОКСЕНАМИ

И *амфиболы* и *пироксены* обладают иносиликатной (цепочечной) структурой. Последние характеризуются одинарными цепочками, в которых каждый кремнекислородный тетраэдр связан с последующим общим кислородом. Это приводит к образованию групп (Si_2O_6), а не (Si_4O_{11}), как в *амфиболах*.

В обеих группах цепочки в кристаллах вытянуты по направлению *c*. В том и другом случае крупные катионы, такие как Ca, Mg и Fe, располагаются между цепочками. Б. Уоррен, анализируя структуры *тремолита* и *диопсида* (1930 г.), показал, что имеются целые блоки структуры *тремолита*, аналогичные таковым диопсида. Кроме того, если структуру диопсида деформировать таким образом, чтобы нижняя часть была сдвинута на $a/2 + c/2$, получившаяся структура будет, по существу такой же, как у *тремолита*. Если говорить о генезисе, можно было бы ожидать, что *пироксены* превращаются в *амфиболы* в условиях стресса, и это действительно так.

Сравнение параметров элементарной ячейки *тремолита* и *диопсида* показывает, что они идентичны, за исключением удвоения параметра *b* в амфиболах:

	a, Å	*b*, Å	*c*, Å	β
Тремолит	9,74	17,80	5,26	105° 14′
Диопсид	9,73	8,91	5,25	105 50

Ввиду соответствия структуры и состава цвет, блеск, твердость и плотность минералов обеих групп аналогичны. Удвоение цепочек влияет на форму и спайность кристаллов (см. *Пироксены*, рис. 1 и 2). Угол между плоскостями спайности становится, таким образом, важным отличительным свойством.

Определенный интерес представляет сравнение минералов рядов *куммингтонита* и *антофиллита* с группой *пироксенов*. Кальциевые *пироксены* — моноклинные, как и высокотемпературные разновидности *пироксенов*, не содержащих кальция. Отмечается явная аналогия между *пижонитом* (бедным кальцием *пироксеном*) (Ca, Mg, Fe) (Mg, Fe) Si_2O_6 и *куммингтонитом*. Аналогичные параллели существуют между щелочными членами обеих групп.

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ

Свойства *амфиболов* из различных подгрупп в значительной степени перекрываются. Физические свойства перечислены в табл. 1. В целом ромбические *амфиболы* отличаются от моноклинных параллельным погасанием во всех сечениях зоны [001]. Но использование этого свойства требует осторожности, с тех пор как Дж. Раббит привлек внимание к нескольким классическим случаям неверной диагностики минерала по этому признаку. Более надежным свойством являются различия в межплоскостных расстояниях *d* для линий с наибольшей интенсивностью [рентгенодифрактометрический метод]:

	d, Å	*I*	*d*, Å	*I*	*d*, Å	*I*
Антофиллит	3,030	10	3,235	9	2,531	8
Тремолит	3,142	10	2,705	9	2,522	8
Куммингтонит	2,784	10	1,406	9	2,137	8

Н. Сандиус в 1946 г. показал, что *антофиллит* и *куммингтонит* можно отличить от других *амфиболов* по меньшему углу между направлениями спайности.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В группу *амфиболов* входят распространенные породообразующие минералы. В целом они встречаются почти во всех магматических породах. Некоторые *амфиболы* часто являются главным компонентом регионально метаморфизованных пород низкой до умеренной степени метаморфизма и термально метаморфизованных пород. При более высоких температурах *амфиболы* легко превращаются в *пироксены*. Они являются хорошим индикатором *p—T*-условий. Так, *глаукофаны* указывают на повышенные давления и низкие температуры образования пород, а базальтические *роговые обманки* встречаются в высокотемпературных относительно сухих магматических породах. *Актинолиты* зеленосланцевой фации метаморфизма переходят в *роговую обманку* в породах амфиболитовой и частично гранулитовой фаций. Изменения давления и температуры неизменно отражаются в структуре минералов замещением Na на Ca, Fe на Mg, Fe на Si или OH на O.

Парагенезисы *амфиболов* кратко представлены в табл. 2 и частично иллюстрируются рис. 6.

ПРИМЕНЕНИЕ

Волокнистые минералы группы амфиболов, в особенности рибекит (крокидолит), амозит (куммингтонит), антофиллит, тремолит и актинолит, отличаются длиной, прочностью, гибкостью и теплоизоляционными свойствами волокон. Вместе с волокнистым *серпентином*, *хризотилом* они составляют группу *асбеста*.

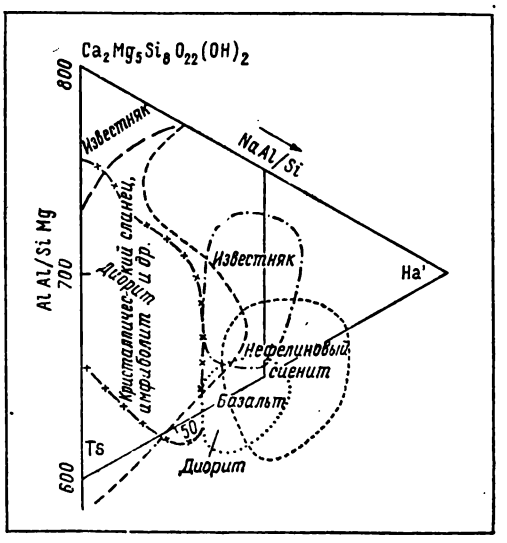


Рис. 6. Распространение и состав кальциевых *амфиболов* [5].
Na′ = $CaNa_2Mg_4Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$; Ts = $CaMg_3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2$.

ТАБЛИЦА 2

Парагенезисы амфиболов

Ряды минералов	Типы пород	Ассоциирующие минералы	Местонахождение
Антофиллиты	Богатые магнием умеренно метаморфизованные породы; гидротермально измененные ультраосновные породы	*Тальк, кордиерит*	Ориярви (Финляндия); Камна (Айдахо, США)
Куммингтонит	Бедные кальцием, богатые железом умеренно метаморфизованные породы; магматические гиперстеновые дациты, диориты *Грюнерит* встречается в метаморфизованных богатых железом кремнистых осадках в широком диапазоне условий, но при повышенном давлении	*Роговая обманка, фаялит, геденбергит, альмандин*	Плато Абукума, (Япония); Тейско (Финляндия) Западная Австралия; хр. Месаби (США)
Роговые обманки	Кислые, щелочные и средние плутонические породы; некоторые ультрабазиты; породы низкой и умеренной степени регионального метаморфизма, а также породы ранней стадии термального метаморфизма, например нечистые кремнистые доломиты (см. рис. 6). *Тремолиты* могут оставаться стабильными до 850 °С, образуя тремолитовые амфиболиты. При дефиците кремнезема они превращаются в *паргасит*, при этом возрастает интенсивность окраски. При более высокой температуре доминирующей фазой является *пироксен*	*Эпидот, хлорит, пироксены, полевые шпаты, гранат, кианит*	Плато Абукума (Япония); Северо-Шотландское нагорье (Великобритания)
Базальтические *роговые обманки*	Базальтовые породы (от базальтов до трахитов). Более обширный парагенез у *керсутита*, который обнаружен в трахиандезитах, щелочных риолитах и камптонитовых дайках. Железистые *роговые обманки* отмечены в эссекситах, нефелиновых и содалитовых сиенитах, фойяитах и камптонитовых дайках. Вероятная последовательность кристаллизации. железистая *роговая обманка* → *керсутит* → *гастингсит* → *арфведсонит*	*Пироксены, полевые шпаты, ильменит, магнетит*	р. Сан-Хуан (Колорадо, США); о-ва Оки (Япония); о. Альне (Швеция)
Глаукофаны	Глаукофановые породы обычно находятся в складчатых геосинклинальных областях, но *глаукофан* был обнаружен и в нефелиновых сиенитах в юго-восточной части Гренландии. *Глаукофан* обычно рассматривается как минерал повышенных давлений, особенно в ассоциации с *жадеитом*. Для *рибекита* характерен магматический парагенезис; встречается в сиенитах, гранитах, риолитах и трахитах	*Лавсонит, пумпеллиит, эпидот, хлорит, мусковит, стильпномелан, жадеит, альмандин*	Калифорния (США); Кайта (Япония); Северная Нигерия; Капская провинция (ЮАР)
Рихтериты	Метаморфизованные известняки; парагенезис, аналогичный парагенезису *паргасита* и *тремолита*; в щелочных породах связан с поздним этапом гидротермальной деятельности	*Пироксены, тремолит, паргасит*, марганцевые руды	Айрон-Хилл (Колорадо, США); Западная Австралия; Чикла (Индия)
Катафориты	Монцониты и тералиты, а также некоторые фонолиты и трахиты	*Арфведсонит, роговая обманка, гранат, ильменит, магнетит*	Танзания; Кения; р-н Осло (Норвегия)
Арфведсонит	Плутонические щелочные магматические породы и пегматиты; кварцсодержащие сиениты и нефелиновые сиениты. В щелочных породах *арфведсонит* ассоциирует с *гастингситом*	*Эгирин, эгирин-авгит, гастингсит*	Южный Сахалин (СССР); Норра-Кер (Швеция)

Примечание. Ссылки на источники можно найти в работе [4].

Крокидолит, или голубой асбест, известен главным образом из провинций Капской и Трансвааль, ЮАР, где встречается обычно в поперечно-волокнистых жилах. *Амозит* обычно окрашен в серовато-зеленый цвет и отличается значительной длиной волокон, иногда до 30 см. Он обладает хорошей гибкостью и лучшими теплоизоляционными свойствами, чем *крокидолит*. Другие минералы группы имеют меньшее значение, ни один из них не обладает такой шелковистостью, длиной и прочностью волокон, как у *хризотила* (см. *Минеральные ресурсы*).

В основном *амфиболы* используются в асбестоцементных изделиях, для изготовления асбестовой бумаги и картона, фильтров, изоляторов и термопластиков. Основные мировые запасы амфиболового асбеста находятся в ЮАР, Австралии, Франции и Финляндии.

У. ЛЕЙТОН, М. УИЛСОН

См. также: *Асбест; Классификация минералов: принципы; Минералогия мантии; Минералогия почв; Наименование минералов; Пироксены; Пластические деформации в минералах; Плеохроичные дворики; Полисоматизм; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Berry L. G., Mason B.* Mineralogy. San Francisco, Freeman, 1959. 612 p.
2. *Burns R. G., Greaves C.* Correlations of infrared and mossbauer site population measurement of actinolites. — Am. Mineralogist, 1971, 56 p. 2010—2033.
3. *Cameron K. L.* An experimental study of actinolite-cummingtonite phase relations with notes on the synthesis of Fe-rich anthophyllite. — Am. Mineralogist, 1975, 60, p. 375—390.
4. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 2. Цепочечные силикаты (пер. с англ.). М., Мир, 1965. 406 с.
5. *Hallimond A. F.* On the graphical representation of the calciferous amphiboles. — Am. Mineralogist, 1943, 28, p. 65—89.
6. *Klein J. C.* Cummingtonite-grunerite series: A chemical, optical and X-ray study. — Am. Mineralogist, 1964, 49 (7 and 8), p. 963—983.
7. *Layton W.* Factors governing the natural and synthetic occurrence of members of amphibole group of minerals.—Neues Jahrb. Mineral., Monatsh., 1964, 5, p. 135—147.
8. *Layton W., Phillips R.* The cummingtonite problem. — Mineralog. Mag., 1960, 32 (251), p. 659—663.
9. *Leake B. E.* A catalog of analyzed calciferous and sub-calciferous amphiboles, together with their nomenclature and associated minerals. — Geol Soc. Am. Spec. Paper, 1968, 98, p. 1—210
10. *Leake B. E.* (compiler). Nomenclature of amphiboles. — Am. Mineralogist, 1978, 63, p. 1023—1052.
11. *Phillips R.* The recalculation of amphibole analyses. — Mineralogical Mag., 1963, 33 (263), p. 625—674.
12. *Phillips R., Layton W.* The calciferous and alkali amphiboles—Mineralog. Mag., 1964, 33 (267), p. 1097—1109.
13. *Ross M., Papike J. J., Shaw K. W.* Exsolution textures in amphiboles as indicators of sub-solidus thermal histories. — Mineral. Soc. Am. Spec. Paper, 1969, 2, p. 275—299.
14. *Warren B. E.* The crystal structures and chemical composition of the monoclinic amphiboles. — Zeitschr. Krist., 1930, 72, p. 493—517.

АНГИДРИТ И ГИПС

Сульфат кальция в эвапоритах может находиться в виде *гипса*, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, *ангидрита* $CaSO_4$ или обоих минералов вместе. В близповерхностных условиях он почти всегда представлен *гипсом* вследствие выветривания и гидратации $CaSO_4$, а на глубине это всегда *ангидрит*, подвергшийся дегидратации. Известны многочисленные примеры замещения одного минерала другим.

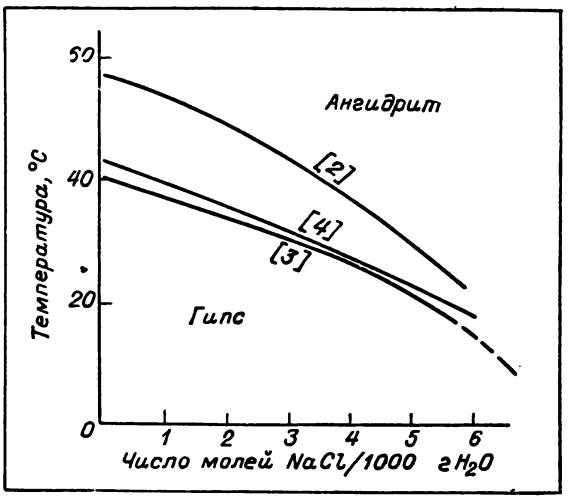


Рис. 1. Температура перехода *гипс—ангидрит* при давлении 760 мм рт. ст. в зависимости от содержания в растворе NaCl по данным разных авторов.

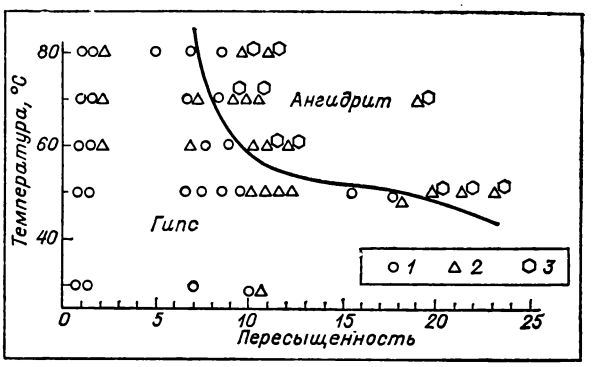


Рис. 2. Зависимость температур перехода от пересыщенности раствора.

1 — гипс; 2 — полугидрат; 3 — ангидрит.

Растворимость в воде *гипса* и *ангидрита* исследовалась Позняком, Боком, Маршаллом и Слашером и другими; Мак-Доналд [3] выполнил термохимические расчеты. В течение долгих лет полагали, что *гипс* кристаллизуется из чистого водного раствора при температуре ниже 40 °С, что *ангидрит* является стабильной фазой выше этой температуры и что с повышением солености снижается точка перехода (рис. 1).

Однако экспериментальные данные по синтезу *ангидрита* непосредственно из раствора с большим содержанием NaCl показали, что *гипс* всегда остается стабильной фазой [5].

Харди [2] наблюдал превращение *гипса* в *ангидрит* в растворах с высокой концентрацией H_2SO_4; Крафт и Чао [1] показали, что в условиях очень высокой пересыщенности, т. е. высокого содержания Ca^{2+} или SO_4^{2-}, обычно образуется и является стабильной первичной фазой именно *ангидрит*. Они сделали вывод, что кривая термодинамического перехода между *гипсом* и *ангидритом* действительно близка к кривой Мак-Доналда [3], но что по особенностям кинетики зарождение кристаллов *ангидрита* может начаться только при высокой концентрации ионов сульфата или кальция (рис. 2). Неко-

торые растворы неморского происхождения, особенно в условиях аридного климата, могут достичь такой перенасыщенности, но для морских растворов это вряд ли вероятно. Возможным механизмом образования морского *ангидрита* является реакция ранее отложившегося *гипса* с глубоководными соляными залежами аномального состава, как в Красном море, или реакция поровых вод в осадках с *гипсом*. Таким путем, возможно, образуется *ангидрит* при диагенетических изменениях непосредственно после осаждения *гипса* в морских условиях.

То, что некоторые протяженные морские пласты *ангидрита* не образовывались путем дегидратации всей залежи при глубоком ее погружении, явствует из наличия тонких отдельных слойков *ангидрита* (1—3 мм), которые были описаны Андерсоном и Керклэндом (личное сообщение) и которые коррелируются на протяжении нескольких километров в пермской формации Кэстайл в штатах Техас и Нью-Мексико. Интенсивное проявление дегидратации при захоронении, несомненно, разрушило бы эти тонкие слойки, простирающиеся на громадные расстояния; вполне возможно, что наличие таких слойков ангидрита свидетельствует о раннем образовании *гипса*, погружавшегося на дно бассейна, значительно ниже воздействия волн или турбулентных потоков, и вступившего в реакцию с глубоководными соляными залежами с образованием *ангидрита*.

Э. КРАФТ

См. также: *Аутигенные минералы; Диагенетические минералы; Метод окрашивания минералов; Минеральные соли; Породообразующие минералы; Нерудные и рудные полезные ископаемые*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cruft E. F., Chao P. C.* Kinetic considerations of the gypsum-anhydrite transition. 3rd Inernational Salt Symp., 1969, Cleveland, Ohio.
2. *Hardie L. A.* The hypsum-anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. — Am. Mineralogist, 1967, 52, p. 171—200.
3. *MacDonald G. J.* Anhydrite-gypsum equilibrium relationships. — Am. J. Sci., 1953, 251, p. 884—898.
4. *Marshall W. C., Slusher R.* Thermodynamics of calcium sulfate dihydrate in aqueous sodium chloride solutions, 0—110°. — J. Phys. Chem. 1966, 70, p. 4015—4028.
5. *Zen E. An.* Solubility measurements in the system $CaSO_4$—NaCl—H_2O at 35°, 50° and 70° and 1 atm. pressure. — J. Petrology, 1965, 6, p. 124—164.

АНИЗОТРОПИЯ

Анизотропными являются вещества, у которых физические свойства в разных направлениях проявляются в различной степени. Определенная реакция этих веществ на внешнее воздействие также меняется в зависимости от направления его приложения. Анизотропия по отношению хотя бы к некоторым видам воздействия наблюдается во всех кристаллах, во многих деформированных некристаллических веществах и в агрегатах и скоплениях дискретных частиц или более крупных тел, в которых проявлено параллельное расположение линейных или плоскостных петроструктурных или текстурных элементов. Оптическая анизотропия проявляется в веществах, сквозь которые проходит свет, причем свет определенной частоты в разных направлениях проходит с разной скоростью. Такие вещества двояким образом преломляют проходящий свет и называются двупреломляющими. Анизотропные оптически непрозрачные вещества отражают или поглощают свет в различной степени в зависимости от угла и степени поляризации падающего света.

Большинство горных пород является анизотропными; под микроскопом или чаще макроскопически в них обнаруживаются линейные или плоскостные элементы строения. Хорошими примерами являются стратифицированные осадочные породы и метаморфические породы, такие как кристаллические сланцы и гнейсы.

Э. УОЛСТРОМ

См. также: *Изотропия; Минералы оптически одноосные и двуосные; Оптическая микроскопия; Поляризация и поляризационный микроскоп; Пьезоэлектричество; Свойства минералов.*

АПАТИТА ГРУППА

Кроме присутствия в качестве акцессорного минерала в большинстве магматических пород *фторапатит* в небольших количествах встречается в метаморфических породах и в песках. В огромных массах фосфатные породы, называемые фосфоритами, найдены в различных районах мира; сложены они преимущественно *франколитом* (*карбонат-фторапатитом*). *Карбонат-гидроксилапатит* (*даллит*) в качестве биоминерала является минеральным компонентом костей и зубов всех позвоночных.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Помимо перечисленных фосфатов структурой *апатита* обладают несколько родственных в структурном отношении минералов, включая арсенаты, ванадаты и силикаты. В число таких минералов входят следующие.

Фторапатит $Ca_{10}F_2(PO_4)_6$
Гидроксилапатит $Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$
Хлорапатит $Ca_{10}Cl_2(PO_4)_6$
Франколит $Ca_{10}F_2(PO_4, CO_3)_6$
Даллит $Ca_{10}(OH)_2(PO_4, CO_3)_6$
Беловит $(Sr, Ce, Na, Ca)_{10}(OH)_2(PO_4)_6$
Ферморит $(Ca, Sr)_{10}(OH)_2(AsO_4, PO_4)_6$
Гедифан $(Ca, Pb)_{10}Cl_2(AsO_4)_6$
Вилькеит $Ca_{10}(O, OH, F)_2(SiO_4, PO_4, SO_4)_6$
Бритолит $(Ce, Ca)_{10}(OH, F)_2(SiO_4, PO_4)_6$
Иттробритолит (абукумалит) $(Y, Ca)_{10}(OH, F)_2(SiO_4, PO_4)_6$
Стронциоапатит $(Sr, Ca)_{10}F_2(PO_4)_6$

Синтетические минералы. Многочисленные искусственно полученные фазы отвечают следующей общей формуле с изоморфными замещениями:

$$A_{10}Z_2(XO_4)_6,$$

где A = Ca, Sr, Ba, Pb, Na, K, Cd, Eu^{2+}, Sn^{2+}; Z = F, Cl, OH, Br, I; X = P, As, V, Cr, S, Si.

Однако не все комбинации возможны; Кокбейн в 1968 г. и Крайдлер и Хаммел в 1970 г. установили связь состава фаз, имеющих структуру апатита, с соотношением радиусов катионов в группах A и X. Последние авторы разделили, однако, апатитовые структуры на две серии в зависимости от того, F или Cl является основным анионом в группе Z.

Один из наиболее интересных *апатитов* был получен при нагревании редкого минерала пегматитов — *моринита*. Состав полученного *апатита* — $(Ca_{4,5}Na_{2,3}Al_{3,2})\times \times F_2(P_{4,5}Al_{1,5})O_{24}$, что указывает на статистическое замещение алюминием и позиции кальция, и позиции фосфора. Марганец в небольших количествах также может замещать фосфор, хотя в природных образованиях он обычно замещает кальций.

Что касается *хлорапатитов*, то здесь в синтетические минералы добавляются такие катионы, как Zn, Cu, Ni, Mg и Co, замещающие почти половину из десяти Ca-по

зиций. Возможно, по-видимому, и замещение P-позиций бором и вольфрамом, хотя подобные соединения до сих пор достаточно полно не исследованы.

Нагреванием метамиктного минерала спенсита (*иттротритомита*) Джефф и Молински в 1962 г. получили стекло и апатитовую фазу, которая, как они полагали, имела состав $[Y_3(Ce, Pr, Th)Ca]O(Si_2B)O_{12}$. В этом соединении O^{2-} замещает F^-, давая начало проблеме кристаллохимии *оксиапатита*: отвечает этот минерал формуле $A_{10}Z_2(XO_4)_6$ или $A_{10}Z\square(XO_4)_6$? Вопрос можно поставить и так: является ли одна из двух позиций F вакантной, что передано в формуле через □? Убедительные доводы теоретического характера позволяют допустить, что этот анион не уходит из содержащих O^{2-} структур такого типа; имеющиеся данные указывают на то, что приведенная стехиометрическая формула является неудовлетворительной с позиций аналитической химии. Тем не менее этот вопрос вместе с другими многочисленными аналогичными кристаллохимическими вопросами остается нерешенным. Эту проблему в 1975 г. рассматривали С. Мета и Д. Симпсон. Они нашли, что «монофторфосфат» содержит 12 % F и отвечает формуле $Ca_6Na_4(PO_3, F)_6O_2$, причем связанные с Ca атомы кислорода (*Z*-кислороды) имеют шестерную координацию.

Карбонат-апатиты. Они являются наиболее сложными членами группы апатита с точки зрения как их химического состава, так и структуры. В них не только присутствуют CO_3-группы, замещающие PO_4-группы, но в них обычно выявляется избыток воды, сверх $F + OH = 2$. Предполагается, что такой избыток воды входит в структуру одним из следующих способов (или всеми одновременно): 1) простое замещение OH (или F) на H_2O; 2) замещение Ca на H_3O^+ или H_2O; 3) замещение PO_4 на $(OH)_4$, аналогичное замещению SiO_4 на $(OH)_4$ в *гидрогранатах* и некоторых других минералах и соединениях.

Франколит является F-содержащим *карбонат-апатитом*. Анализы часто показывают помимо значительного количества воды избыток фтора. *Даллит*, сравнительно бесфторовый, может содержать до 6 вес. % CO_2 и воды в 3 раза (или более) больше теоретического количества. Выше уже упоминалось значение *франколита* как существенного компонента фосфоритов и *даллита* как минерального компонента зубов и костей.

Апатиты сложного состава. *Эллестадит*, крайний член ряда, имеет состав $Ca_{10}(Cl, F, OH)_2(SiO_4)_3 \times (SO_4)_3$; *вилькеит* имеет промежуточный состав между *эллестадитом* и *фторапатитом*. *Стронциоапатит* имеет состав $(Sr, Ca)_{10}F_2(PO_4)_6$. *Манганапатит* содержит MnO; *ферморит* содержит Sr и As; *саамит* кроме Sr содержит от 3 до 5 % редких земель; *бритолит* содержит Ce, а также в непостоянных количествах Al и Si, замещающие P, и отличается от абукумалита (*иттробритолита*) только тем, что последний содержит Y и Th. *Беккелит* и *лессингит* содержат Si, а сульфатапатит содержит более 1 % SO_3. *Дернит* и *льюистонит* содержат 7,11 и 4,34 % Na_2O, а также более 1 % K_2O; кроме того, *дернит* содержит 1,49 % CO_2. *Беловит* является стронций-содержащим *гидроксилапатитом* с замещением Sr на Ce, Na и Ca.

Фторхлоргидроксилапатит был описан из серпентинизированных мраморов на о. Шри-Ланка П. Кореем в 1970 г.; отношение F : Cl : OH в минерале составляет 1,0 : 1,17 : 1,36. Такое отношение подкрепляет предположение о полном изоморфном смешивании всех трех крайних членов: *фторапатита*, *хлорапатита* и *гидроксилапатита*. Между прочим, анализ этого апатита показал содержание 1,18 % CO_2.

Пироморфит, по-видимому, образует полный изоморфный ряд с *миметезитом*; пироморфит является хлорофосфатом свинца, миметезит-хлороарсенатом свинца. Наблюдается замещение Pb на Ca, но почти отсутствует замещение Cl на F или OH. Для членов этого изоморфного ряда известны присутствие немногим более 4 % V_2O_5, меньшие количества Cr и Fe, а также следы Sr, Ba, Mn и редких земель. Если отношение Ca : Pb превышает 1 : 1, такая разновидность называется *гедифаном* $(Ca, Pb)_{10}Cl_2(AsO_4)_6$, но промежуточные разновидности между *пироморфитом* и *хлорапатитом* лабораторными методами не изучены в такой степени, чтобы показать, является этот ряд полным или нет. *Свабит* $Ca_{10}F_2(AsO_4)_6$ из месторождения Франклин (штат Нью-Джерси) содержит 1,54 % ZnO, из Якобсберга (Швеция) — 4,52 % PbO.

Гидроксилэквивалент *свабита* — *джонбомит* $Ca_{10}(OH)_2(AsO_4)_6$ — был описан в 1980 г. П. Данном, Д. Пикором и Н. Ньюберри из Франклина (штат Нью-Джерси). П. Данн и Р. Рауз описали в 1978 г. из района Нордмарка (Швеция) мореландит $Ba_{10}Cl_2(AsO_4)_6$.

Ванадинит $Pb_{10}Cl_2(VO_4)_6$ может встречаться с отношением As : V = 1 : 1; такая изоморфная разновидность называется *эндлихитом*. Принимая во внимание небольшое различие в ионных радиусах ($V^{5+} = 0{,}355$ Å и $As^{5+} = 0{,}335$ Å для четверной координации), можно было бы ожидать, что существует непрерывный изоморфный ряд до миметезита; свинец может замещаться кальцием, цинком и медью. *Беллит* $(Pb, Ag)_{10}Cl_2(Cr, As, Si)_6O_{24}$ характеризуется тремя тетраэдрическими катионами и в этом отношении напоминает *вилькеит* $Ca_{10}F_2(P, S, Si)_6O_{24}$.

Малые элементы и примеси. Сурьма крайне редко входит в состав апатитов, хотя известно о содержании 0,55 % Sb_2O_5 в свабите из района Лонгбан, Швеция. В небольших количествах иногда присутствует железо, но, когда его содержание превышает 0,5 %, оно, вероятно, присутствует в виде примеси другой фазы — в случае *франколита* это *гематит*. Магний, имеющий малые размеры ионного радиуса, в минералах группы *апатита* встречается в ограниченных пределах (обычно не более 0,5 %).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Кристаллография. *Апатит* кристаллизуется в гексагонально-дипирамидальном классе, со значительными вариациями в габитусе кристаллов — от призматических (рис. 1) через изометрические до таблитчатых (рис. 2). Некоторые разновидности являются псевдогексагональными; микрокристаллические *даллит* и *франколит*, вероятно, триклинные; *хлорапатит* и *гидроксилапатит* иногда бывают моноклинными. *Миметезит* иногда бывает моноклинным, как, вероятно, и другие члены ряда *пироморфита*, но все они по крайней мере псевдогексагональные и могут встречаться в виде призматических кристаллов.

Кристаллическая структура. Пространственная группа *апатита* $P6_3/m$ была определена в 1923 г., а структура стала известной с 1930 г. (рис. 3). В моноклинных структурах дублируется одна из боковых гексагональных осей, так что $a = b/2$ с углом $\gamma \approx 120°$ и пространственная группа становится $P2_1/b$.

С внедрением CO_3-групп, замещающих PO_4-группы (фактически $3PO_4 \rightarrow 4CO_3$), симметрия, вероятно, понижается еще больше, становясь триклинной. Однако такое понижение симметрии не выявляется из порошковых дифрактограмм, но становится очевидным при изучении оптических свойств. Объяснение структуры *карбонат-апатитов* дается на рис. 4 и 5. Параметры элементарных ячеек приведены в табл. 1.

Оптические свойства. *Фторапатит* — одноосный, оптически отрицательный ($n_o > n_e$). Однако некоторые разновидности являются двуосными, *карбо-*

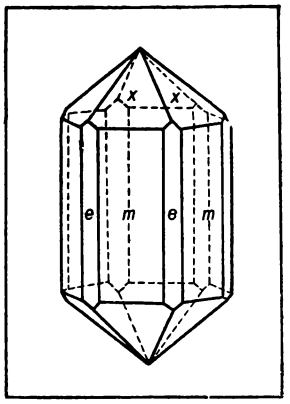


Рис. 1. Типичный кристалл *апатита* с формами *m* {10$\bar{1}$0}, *e* {11$\bar{2}$0} и *x* {10$\bar{1}$1}.

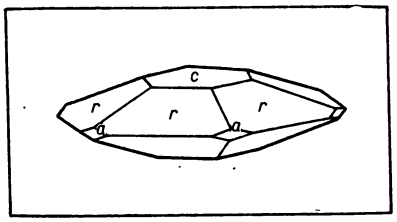


Рис. 2. Кристалл таблитчатой формы, встречающийся в Геброне (штат Мэн).

Развиты формы *a* {11$\bar{2}$0}, *r* {10$\bar{1}$2} и *c* {0001}.

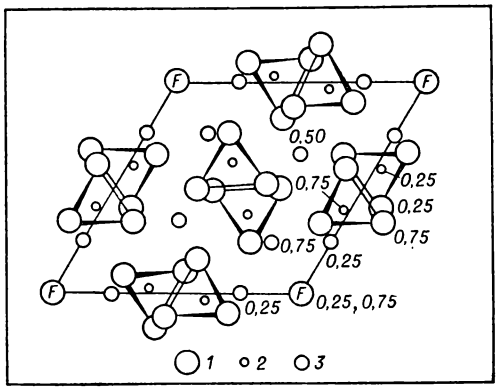


Рис. 3. Атомная структура *фторапатита* $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$.

1 — атомы кислорода, образующие тетраэдрические группы (два кислорода с координатами 0,75*c* и два других — 0,57*c* и 0,93*c*); *2* — атомы фосфора — 0,25*c* и 0,75*c*; *3* — атомы кальция, окружающие оси 6_3, — 0,25*c* и 0,75*c*, а остальные — 0 и 0,50*c*. Буквой *F* показан фтор на плоскостях симметрии 0,25*c* и 0,75*c*.

нат-апатиты могут характеризоваться малыми углами погасания относительно плоскости двойникования (10$\bar{1}$0). Дисперсия высокая, поэтому измерения должны проводиться с использованием монохроматического света — обычно 589 нм. Показатели преломления известны для искусственных соединений, имеющих составы (за исклю-

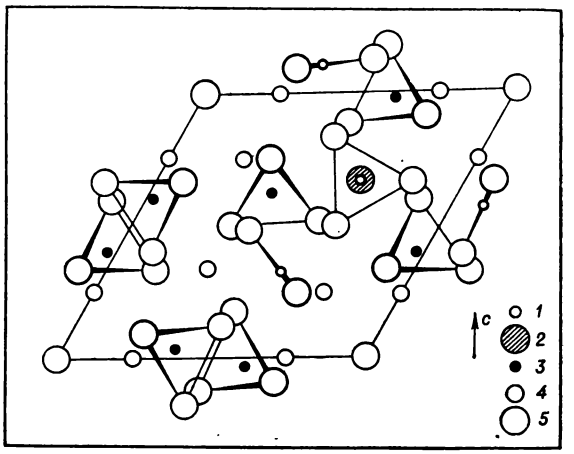


Рис. 4. Схема замещения $3PO_4^{3-} \rightarrow 4CO_3^{2-}$ [1].

1 — атомы С; *2* — H_3O^+ (О; 0,50*c*); *3* — фосфор; *4* — кальций; *5* — кислород.

Стрелкой показано направление, в котором рассматривается структура на рис. 5.

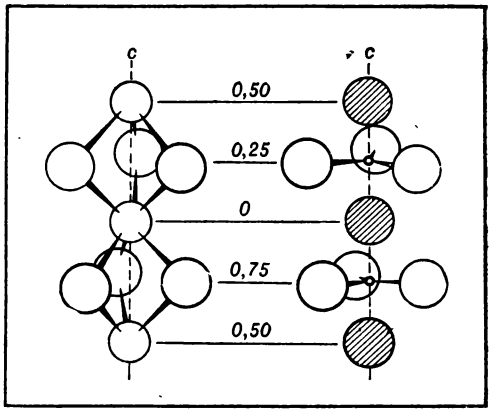


Рис. 5. Схема расположения атомов кислорода вблизи тройной оси [1].

Слева — атомы Са (на уровнях 0; 0,50*c*) и атомы О (0,25*c*, 0,75*c*), справа — на месте атомов Са размещаются ионы H_3O^+ (заштрихованы), атомы С образуют CO_3-группы.

ТАБЛИЦА 1

Параметры элементарной ячейки крайних членов группы апатита

Минерал	*a*, Å	*c*, Å	Плотность (рассчитанная), г/см³
Фторапатит	9,37	6,88	3,20
Гидроксилапатит	9,42	6,88	3,15
Хлорапатит	9,63	6,78	3.18
Эллестадит	9,48	6,93	3,08
Джонбомит	9,70	6,93	3,73
Свабит	9,75	6,92	3,71
Мореландит	10,17	7,315	5,33
Пироморфит	9,97	7,32	7,15
Миметезит	10,26	7,44	7,28
Ванадинит	10,33	7,34	6,93

ТАБЛИЦА 2

Оптические свойства крайних членов группы апатита

Минерал	Состав	n_o (γ)	n_e ($\alpha \approx \beta$)	Δ
Фторапатит	$Ca_{10}F_2(PO_4)_6$	1,632	1,629	0,003
Гидроксилапатит	$Ca_{10}(OH)_2(PO_4)_6$	1,651	1,647	0,004
Хлорапатит	$Ca_{10}Cl_2(PO_4)_6$	1,668	1,667	0,001
Эллестадит	$Ca_{10}(OH)_2(SiO_4)_3(SO_4)_2$	1,654	1,650	0,004
Джонбомит	$Ca_{10}(OH)_2(AsO_4)_6$	1,687	1,684	0,003
Свабит	Природный	1,706	1,698	0,008
Мореландит	$Ba_{10}Cl_2(AsO_4)_6$	1,880	1,884	—0,004
Пироморфит	$Pb_{10}Cl_2(PO_4)_6$	2,058	2,048	0,010
Миметезит	$Pb_{10}Cl_2(AsO_4)_6$	2,147	2,128	0,019
Ванадинит	$Pb_{10}Cl_2(VO_4)_6$	2,416	2,350	0,066

чением *свабита*, *джонбомита* и *мореландита*), приведенные в табл. 2. Окрашенные *апатиты* могут проявлять плеохроизм с абсорбцией по схеме $n_o < n_e$; дисперсия больше для необыкновенного луча. Несмотря на то что *пироморфит* и *миметезит* по свойствам аналогичны *апатиту*, схема абсорбции у *ванадита* $n_o > n_e$.

Обычно *апатит* окрашен в зеленоватый, желтый, светло-розовый, бледно-лиловый, оранжевый цвета. Голубой *апатит* из окрестностей Кистоуна (штат Южная Дакота), по-видимому, обязан своим цветом присутствию ионов MnO_4^{3-} и может быть обесцвечен в течение нескольких минут нагреванием до 600 °С. *Пироморфит* — зеленый, желтый или коричневый; *миметезит* — обычно бесцветный до светло-желтого; *ванадинит* — желтый, красный или коричневый. В шлифах окраска очень бледная.

Флюоресценцию и люминесценцию среди природных *апатитов*, по-видимому, следует приписать присутствию редких земель, иттрия и марганца. В искусственных «фосфорах», именуемых галофосфатами, цвет можно изменять, регулируя отношение Cl : F и концентрацию Mn и Sb. Продолжаются эксперименты и с другими активаторами, включая (кроме Mn и Sb) Al, Zr, Ce, La, Pb.

Другие свойства. Рассчитанные плотности приведены в табл. 1. Точка плавления *фторапатита* 1615—1622 °С, *гидроксилапатита* 1614 °С, *хлорапатита* 1612 °С и, по-видимому, несколько понижается для ряда *пироморфита*, как и твердость. У *апатита* твердость по шкале Мооса равна 5, тогда как у *пироморфита* и *миметезита* 3,5—4, а у *ванадинита* 3.

Спайность у *апатита* отчетливая, в двух направлениях: параллельно базальному пинакоиду и перпендикулярно к нему. Для *пироморфита* приводятся данные о «следах спайности по $(10\bar{1}1)$», для *миметезита* об «очень плохой спайности по призме» и для *ванадинита* — просто о наличии «неровного до раковистого излома».

Поскольку на магнитную восприимчивость и диэлектрическую проницаемость заметно влияют примеси, эти свойства в отношении *апатита* не представляют почти никакого интереса; стоит только отметить, что магнитная восприимчивость и электрическая проводимость низки или очень низки. Механические свойства практического интереса почти не имеют, за исключением свойств минералов, входящих в состав зубов и костей, где они с трудом поддаются измерению из-за структурных различий микрокристаллов.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Хотя *фторапатит* обычно встречается в качестве акцессорного минерала большинства магматических пород, он может образовывать значительные скопления в некоторых нефелиновых сиенитах (Кольский полуостров), в дайках с оксидами титана (нельсонит, округ Нельсон, штат Виргиния). Кристаллы *фторапатита* и в меньшей степени *гидроксилапатита* и *хлорапатита* во многих районах находятся в жеодах фосфатсодержащих пегматитов (см. *Минералы пегматитов*), где с ними могут ассоциировать литийсодержащие минералы, *роговая обманка*, *барит*, *кальцит*, *алланит* (*ортит*) и др. Гидротермальные жилы, зоны контактового метаморфизма и карбонатиты часто содержат апатитовые минералы (в первом случае это обычно *франколит*). Фактически при наличии фосфора, а обычно так и бывает, *апатит* является наиболее естественной формой кристаллизации для этого элемента.

Распространение марганецсодержащих разновидностей практически ограничено пегматитами, как в Бранчвилле (штат Коннектикут) и в Варутреске (Швеция). Стронцийсодержащий апатит известен из сиенитовых даек, секущих апатитовые пироксениты, — вблизи Либби (штат Монтана), в Хибинах на Кольском полуострове, а также из щелочносиенитовых пегматитов, связанных с интрузией Бурпала, где велкерит содержит в большом количестве и редкие земли (TR_2O_3 около 13 %). Для *стронциоапатита* (около 46 % SrO) характерен сложный парагенезис.

Франколит встречается в карбонатитах в Южной и Восточной Африке и в гидротермальных жилах во многих районах, включая Магнет-Ков (штат Арканзас), Эстремадура (Испания), Штаффель (ФРГ), Тонопа (штат Невада). Он может развиваться в виде наростов на более ранних кристаллах *апатита*.

Хлорапатит обнаружен в окрестностях Бальмле (Норвегия) и в каменных метеоритах. *Гидроксилапатит*, по-видимому, встречается в метаморфических породах, лишенных фтора и (или) хлора. Этот минерал был найден в Хоспетале (кантон Ури, Швейцария) и в Холли-Спрингс (штат Джорджия).

Некоторые лунные *фторапатиты* содержат умеренные количества Y_2O_3 и TR_2O_3 (соответственно 1,2 и 2,5 %), но в других содержание этих окислов намного меньше (<0,1 и 0,3 %) (см. *Минералогия Луны*).

Пироморфит и *миметезит* встречаются как вторичные минералы и ассоциируют со *смитсонитом*, *гемиморфитом*, *англезитом*, *церусситом* и др. *Пироморфит* найден в округе Честер (штат Пенсильвания), округе Чероки (штат Джорджия), округе Хампден (штат Массачусетс), округе Шошони (штат Айдахо). *Миметезит* встречается реже. Он найден в штате Пенсильвания, в округах Пайнэл и Явапай (штат Аризона), в округе Иньо (штат Калифорния), в районах Тинтик (штат Юта) и Юрика (штат Невада).

Ванадинит является вторичным минералом месторождений свинца в нескольких горнодобывающих районах США — главным образом в штатах Нью-Мексико, Калифорния и Аризона. Образцы, содержащие мышьяк, найдены в округе Сьерра (штат Нью-Мексико).

Пироморфит, *миметезит* и *ванадинит* в этих горнодобывающих районах сейчас встречаются очень редко.

Д. МАК-КОННЕЛ

См. также: *Биогенные минералы; Жильные минералы; Метод окрашивания минералов; Метод паяльной трубки; Минералы пегматитов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Плеохроичные дворики; Породообразующие минералы; Шкала твердости Мооса.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *McConnell D.* The problem of the carbonate apatites. IV. Structural substitutions involving CO_3 and OH. — Bull. Soc. Min., Crist. 1952, 75, p. 428—445.

2. *McConnell D.* Apatite: Its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences. New York—Wien, Springer-Verlag, 1973. 111 p.

АРАГОНИТА ГРУППА

Группа *арагонита* и группа *кальцита* объединяются общей формулой ACO_3 и вместе охватывают большинство распространенных карбонатных минералов. Если радиус катиона больше радиуса Ca^{2+}, то структура минерала такая же, как у арагонита; если катион имеет меньший радиус, то структура минерала такая же, как у кальцита. Группа *арагонита* включает следующие минералы.

Арагонит $CaCO_3$
Церуссит $PbCO_3$
Стронцианит $SrCO_3$
Витерит $BaCO_3$

Все они ромбические (*Pmcn*) в отличие от тригональных ($R\bar{3}c$) минералов группы *кальцита*.

Карбонат кальция $CaCO_3$ обычно кристаллизуется в виде *кальцита* при атмосферном давлении и в виде *арагонита* при высоких давлениях. Но в особых условиях и при температуре выше 20 °С *арагонит* может кристаллизоваться из раствора и при атмосферном давлении, например: 1) в некоторых горячих источниках (напр., Карлови-Вари, Чехословакия) и в пещерах (см. *Минералы пещер*); 2) в некоторых современных мелководных морских оолитах; 3) как неустойчивая форма в современных морях, или в виде биогенных осадков, или в виде эпитаксических нарастаний на ядрах, обладающих арагонитовой структурой; 4) в зоне окисления рудных месторождений; 5) в жилах в измененных основных магматических породах; 6) в некоторых месторождениях серы; 7) в скелете живущих организмов и ископаемых остатков (см. *Минералы беспозвоночных и растений; Биогенные минералы*).

Витерит встречается с *баритом* в гидротермальных жилах. *Стронцианит* является низкотемпературным гидротермальным минералом, но встречается также и в жеодах и конкрециях в известняках и глинах. *Церуссит* обычно встречается как вторичный минерал с оксидами и другими карбонатами в зоне окисления рудных месторождений.

К. ФРЕЙ

См. также: *Биогенные минералы; Жильные минералы; Кальцита группа; Минералы беспозвоночных и растений; Эпитаксия.*

АСБЕСТ

Название «асбест» применяется к нескольким разновидностям шелковистых или тонковолокнистых, гибких, относительно жаростойких минералов. Асбест встречается главным образом в жилах, секущих ультраосновные магматические породы; в небольших количествах известен в кремнистых доломитовых мраморах, в слабометаморфизованных сланцах и железорудных породах. Волокна могут быть ориентированы под прямым углом или наклонно к стенкам жил (поперечноволокнистый тип) или параллельно стенкам (продольноволокнистый тип).

Хризотиловый *серпентин* является главным источником асбеста, составляя примерно 95 % мировой продукции [3], но имеется и несколько видов амфиболового асбеста: амозит (волокнистая разновидность ряда *куммингтонита—грюнерита*), *тремолит-актинолит*, *крокидолит* (волокнистая разновидность ряда *рибекит—магнезиорибекит*) и, редко, *антофиллит* и *экерманит*.

Хризотил, подобно другим минералам группы *серпентина*, относится к *слоистым силикатам* (см.); его структура состоит из двух основных единиц: псевдогексагонального листа, составленного Si—O-тетраэдрами (каждый атом кремния окружен четырьмя анионами) и сцепленного с «бруситовым слоем», составленным Mg—OH-октаэдрами (каждый атом магния окружен шестью анионами). Расстояние между последовательными листами около 7 Å. Волокнистость объясняется тем обстоятельством, что лист изгибается в форме трубок с внешним диаметром около 260 Å и внутренним диаметром около 11 Å, как следует из данных рентгеновской дифрактометрии и электронно-микроскопических снимков [13].

Структура *амфибола* состоит из двойных Si—O-тетраэдрических цепочек неограниченной длины, сцепленных друг с другом и с катионами шестерной или большей координации. «Слои» катионов могут приблизительно быть описаны как прерывистые сегменты бруситовых слоев. Амфиболовые разновидности асбеста своей волокнистостью обязаны резко выраженному росту единичных кристаллов по направлению двойных цепочек Si—O-тетраэдров [12].

СОСТАВ

Структурная формула *серпентина* — $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$. Химические анализы (табл. 1) хорошо согласуются с теоретическим составом крайнего члена. Небольшой дефицит

ТАБЛИЦА 1

Химические анализы хризотила [1, с. 566—567]

Компонент	1	2	3	4	5
SiO_2	41,80	41,97	41,83	42,02	42,54
TiO_2	0,05	—	0,02	0,00	—
Al_2O_3	0,11	0,10	0,30	0,52	5,68
Fe_2O_3	0,68	0,38	1,29	0,19	1,06
FeO	0,05	1,57	0,08	0,11	0,74
MnO	0,04	—	0,04	0,03	—
MgO	42,82	42,50	41,39	41,44	35,57
CaO	0,10	—	Следы	0,00	0,13
Na_2O	0,03	—	—	—	—
K_2O	0,01	0,08	—	—	—
H_2O^+	14,04	13,56	13,66	14,04	13,26
H_2O^-	0,28	—	1,57	1,64	0,38
Проч.	0,10	0,10	—	—	—
Всего	100,11	100,26	100,18	99,99	99,36

ТАБЛИЦА 2

Химические анализы амфиболовых асбестов

Компонент	1		4	4
SiO_2	49,47	47,35	47,04	51,94
TiO_2	0,25	Следы	Следы	—
Al_2O_3	0,63	4,20	7,02	0,20
Fe_2O_3	4,15	3,34	2,43	18,64
FeO	35,63	36,60	26,10	19,39
MnO	0,61	0,28	0,15	—
MgO	6,57	5,80	4,96	1,37
CaO	0,52	0,77	10,84	0,19
Na_2O	0,02	Следы	Следы	6,07
K_2O	0,20	Следы	Следы	0,04
H_2O^+	2,33	1,25	1,05	2,58
H_2O^-	0,07	0,35	0,45	0,31
Проч.	—	0,09	0,15	—
Всего	100,45	100,03	100,19	100,73

Компонент	5	6	7
SiO_2	50,66	55,44	56,48
TiO_2	—	0,04	0,30
Al_2O_3	0,04	0,22	1,22
Fe_2O_3	22,64	16,77	8,38
FeO	17,05	5,23	2,67
MnO	—	0,09	—
MgO	1,99	12,30	17,40
CaO	0,01	2,17	2,70
Na_2O	5,15	6,76	8,09
K_2O	0,09	0,15	1,82
H_2O^+	2,62	0,55	0,87
H_2O^-	0,15	0,05	—
Проч.	—	0,26	—
Всего	100,40	100,03	99,93

Примечание. 1 — *амозит* [5]; 2 — *амозит* [11]; 3 — алюмоферротремолит [11]; 4—5 — *феррокрокидолит* [11]; 6 — *магниокрокидолит* [5]; 7 — *экерманит* [5].

Si^{4+}, по-видимому, компенсируется соответствующим избытком OH^-, за счет чего в формуле уменьшается количество O^{2-}. Детальное описание физических и химических свойств минералов группы *серпентина* имеется в [8].

Амфиболовые асбесты имеют следующие структурные формулы:

амозит, *антофиллит* $(Mg, Fe^{2+})_7\ Si_8O_{22}\ (OH)_2$;

тремолит, *актинолит* $Ca_2\ (Mg, Fe^{2+})_5\ Si_8O_{22}\ (OH)_2$;

крокидолит $Na_2\ (Mg, Fe^{2+})_3\ Fe_2^{3+}Si_8O_{22}\ (OH)_2$;

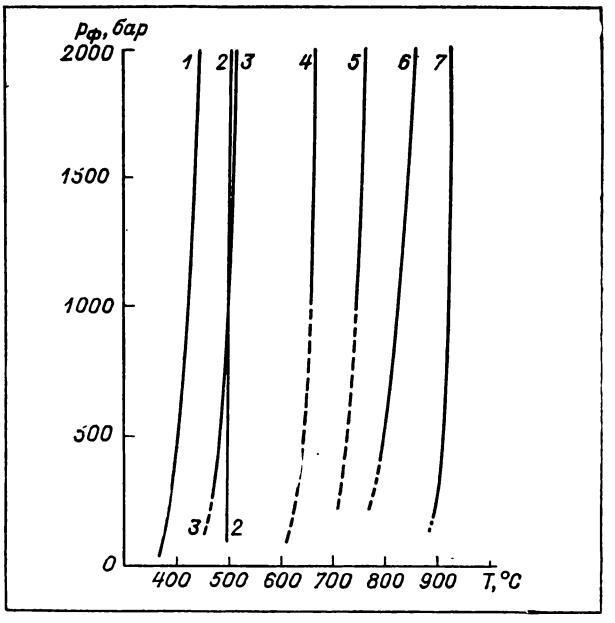
экерманит $Na_{2,5}Ca_{0,5}\ (Mg,\ Fe^{2+},\ Fe^{3+},\ Li,\ Al)_5\ Si_{7,5}\ Al_{0,5}O_{22}\ (OH)_2$.

Представительные химические анализы приведены в табл. 2. Эти типы асбеста, как и *амфиболы* в целом, благодаря сложности своей структуры обнаруживают широкий диапазон составов; в *амфиболах* позиции катионов различных размеров доступны для заселения в заметных количествах почти всеми катионами, присутствующими в земной коре.

ГЕНЕЗИС

Хризотил почти исключительно встречается в жилах в ультраосновных породах. Здесь он, по-видимому, образуется в результате низкотемпературного гидротермального изменения вмещающих пород вдоль трещин и растворопроводящих каналов. Боуэн и Татл [2], изучая условия стабильности минералов в системе $MgO—SiO_2—H_2O$, пришли к выводу, что максимальная термальная стабильность *серпентина* в породе того же состава около 500 °С (см. рисунок, современный обзор см. в [7]). Если чистый дунит подвергается гидратации, предел температурной стабильности *серпентина* понижается. Кремнистый *доломит*, видимо, может подвергаться серпентинизации согласно реакции *доломит* + *кварц* + вода = *серпентин* + + *кальцит* + диоксид углерода. Эта реакция должна протекать при температурах значительно ниже температуры распада чистого *серпентина*, поскольку присутствие CO_2 во флюидной фазе понижает химический потенциал H_2O и тем самым температурный интервал устойчивости водного силиката. Кроме того, при избытке SiO_2 ассоциация *серпентин* + *кальцит* уступает место ассоциации с *тремолитом* также при температурах ниже кривой распада для чистого *серпентина*. Образование месторождений *хризотила* ограничивается поэтому условиями слабого метаморфизма или регрессивного метаморфизма.

Антофиллит в магнезиальных силикатных породах, согласно Гринвуду [9], стабилен при повышенных температуре и давлении флюидной фазы ($\sim p_{H_2O}$). При давлении флюидной фазы 2000 бар низкотемпературная ассоциация *тальк* + *форстерит* примерно при 670 °С преобразуется в *антофиллит* (см. рисунок). В условиях,



Экспериментально определенные интервалы стабильности асбестовых минералов в условиях, когда давление флюидной фазы $p_ф$ почти равно полному давлению.

Реакции: *1 — серпентин + брусит = форстерит* + флюид [1]; *2 — серпентин = форстерит + тальк* + флюид [1]; *3 — рибекит = гематит + магнетит + акмит + кварц* + флюид [6]; *4 — тальк + форстерит = антофиллит* + флюид [9]; *5 — антофиллит = энстатит + кварц* + флюид [9]; *6 — тремолит = диопсид + энстатит + кварц* + флюид [3]; *7 — магнезиорибекит = гематит + магнезиоферрит + оливин* + + *гиперстен* + расплав + флюид.

когда состав конденсированной массы отличается от состава самого *антофиллита* или когда химический потенциал H_2O низок (т. е. флюид «контаминирован», не присутствует в виде отдельной фазы), поле стабильности *антофиллита* спускается к более низким температурам. Образование антофиллитового асбеста зависит, таким образом, и от состава вмещающих пород, и от температуры, и от химического потенциала воды.

Условия стабильности амозита не определены; но, судя по составам, приведенным в табл. 2, интервал стабильности амозита, вероятно, занимает промежуточное положение между полями стабильности *антофиллита* и *тремолита—актинолита*. Несколько образцов, описанных как амозит, по-видимому, имели состав, приближающийся к составу *ферротремолита* (железистый крайний член ряда *тремолит—актинолит*).

Верхний температурный предел стабильности тремолита был определен Бойдом [4]; он составляет примерно 875 °С при давлении флюидной фазы ($\sim p_{H_2O}$) 2000 бар. Замещение магния закисным железом резко понижает температурный интервал устойчивости этого амфибола; так же действуют и уменьшение химического потенциала H_2O, и отклонения состава вмещающих пород от состава *амфибола*. Образование в природе актинолитового амозита ограничено поэтому условиями относительно слабого метаморфизма, при которых флюиды в жилах и вмещающие породы обеспечивали требуемую химическую обстановку.

При давлении флюидной фазы ($\sim p_{H_2O}$) 2000 бар *магнезиорибекит* стабилен при температурах, превышающих 900 °С; рибекит — примерно до 515 °С [5, 6] (см. рисунок). Поле стабильности *крокидолита* очень обширно, и малая распространенность этого минерала определяется ограниченностью распространения исходных горных пород соответствующего состава. *Крокидолит* находится главным образом в слабометаморфизованных железорудных породах, по-видимому, в тех случаях, когда первичные осадки содержали натрий в количестве, достаточном для кристаллизации амфиболового асбеста.

Дополнительные доказательства того, что амфиболовые асбесты отвечают низкотемпературным условиям образования, можно получить из сравнительных данных по их синтетическим аналогам, полученным в лаборатории. Кристаллы цепочечных силикатов, выращенные при высоких температурах, неизменно имеют призматический облик; и наоборот, такие же кристаллы, но выращенные при низких температурах, не только мелкозернисты, но имеют игловидный, волокнистый или волосовидный облик. В этом явлении, возможно, отражаются различия в изменении свободной поверхностной энергии различных граней ({*hk*0}, {*hk*l}, {001} и т. д.) в зависимости от температуры.

ПРИМЕНЕНИЕ

Ценность асбеста объясняется тем, что его волокна гибки, мягки, легки и жаростойки. Наиболее ценятся поддающиеся прядению длинноволокнистые сорта *хризотила* и *крокидолита*. Из такого материала ткутся огнеупорные ленты, ленты трансмиссий, канаты, одежда, перчатки и другие изоляционные изделия. Кроме того, из асбеста изготавливаются упаковочные материалы, технические прокладки, тормозные ленты, асбестовая бумага, электрохимические фильтры.

Коротковолокнистые разновидности *хризотила* и *крокидолита*, а также другие виды амфибол-асбеста с волокнами, не поддающимися прядению, используются в производстве самых различных негорючих изделий, включая дисковые муфты сцепления, прокладки, тормозные башмаки, кровельную черепицу, плитки для стен и пола, асбестоцемент, наполнители, легкие изоляционные материалы, щиты в электротехнике, асбестовые замазки, пластики и фильтры.

В последнее время применение отдельных изделий из асбеста было резко сокращено из-за того, что некоторые волокнистые разновидности, как полагают, являются возможной причиной рака легких.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Производство асбеста довольно точно отражает его распространение по странам. Впереди идет Канада с 45 % мирового производства, затем Советский Союз (34 %), ЮАР (7 %), Зимбабве (6 %), Соединенные Штаты и Италия (по 2 %), Свазиленд (1 %); на остальные страны приходится 3 %, по данным добычи в 1957 г. [10]. Подсчитанных мировых запасов, по-видимому, достаточно для поддержания современного уровня добычи в течение 50—100 лет. По запасам впереди Канада, далее идут Советский Союз, Зимбабве, ЮАР, Австралия и КНР.

У. ЭРНСТ

См. также: *Амфиболы; Биогенные минералы; Минеральные ресурсы; Огнеупорные минералы; Минеральные пигменты и наполнители; Электронная микроскопия (просвечивающая)*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. Пер. с англ. М., Мир, 1966. 317 с.

2. *Bowen N. L., Tuttle O. F.* The system MgO—SiO_2—H_2O. — Geol. Soc. Am. Bull., 1949, 60, p. 439—460.

3. *Bowles O.* Asbestos, a mineral survey. — US Bur. Mines Inf. Circ., 1959, 7880. 94 p.

4. *Boyd F. R.* Hydrothermal investigations of amphiboles. — In P. H. Abelson, ed. Researches in Geochemistry. New York, Wiley, 1959, p. 377—396.

5. *Ernst W. G.* The stability reactions of magnesioriebeckite. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1960, 19, p. 10—40.

6. *Ernst W. G.* Synthesis, stability relations and ocurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. — J. Geol., 1962, 70, p. 689—736.

7. *Evans B. W.* Metamorphism of alpine peridotite and serpentinite. — Ann. Rev. Earth Planet Sci., 1977, 5, p. 397—447.

8. *Faust G. T., Fahey J. J.* The serpentine-group minerals. — US Geol. Surv. Prof. Paper 384A, 1962, 92 p.

9. *Greenwood H. J.* The synthesis and stability of anthophyllite. — J. Petrology, 1963, 4, p. 317—351.

10. *Jenkins G. F.* Asbestos. — In: Industrial minerals and rocks. Am. Inst. Mining, Met. and Petrol. Engrs, 1960, p. 23—53.

11. *Peacock M. A.* The nature and origin of the amphibole asbestos of South Africa. — Am. Mineralogist, 1928, 13, p. 241—285.

12. *Whittaker E. J. W.* The structure of Bolivian crocidolite. — Acta Crystallogr., 1949, 2, p. 312—317.

13. *Whittaker E. J. W.* The structure of chrysotile. V. Diffuse reflexions and fibre texture. — Acta Crystallogr., 1957, 10, p. 149—156.

АСТЕРИЗМ — см. ГЕММОЛОГИЯ

АСТРОФИЛЛИТА ГРУППА

Минералы группы *астрофиллита* являются цепочечными силикатами, которые не принадлежат ни к группе *пироксенов*, ни к группе *амфиболов*. Они имеют общую

формулу $A_3B_7C_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$, где A = K, Na, Cs, B = Fe, Mn, C = Ti, Nb, Zr. К этой группе относятся следующие минералы.

Астрофиллит $(K, Na)_3(Fe, Mn)_7Ti_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$

Цезийкуплетскит $(Cs, K, Na)_3(Mn, Fe)_7(Ti, Nb)_2 \times \times Si_8O_{24}(O, OH, F)_7$

Куплетскит $(K, Na)_3(Mn, Fe)_7(Ti, Nb)_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$

Ниобофиллит $(K, Na)_3(Fe, Mn)_7(Nb, Ti)_2Si_8 \times \times (O, OH, F)_{31}$

Циркофиллит $(K, Na, Ca)_3(Mn, Fe)_7(Zr, Nb)_2Si_8 \times \times O_{27}(OH, F)_4$

Непрерывные ряды твердых растворов существуют между *астрофиллитом* (Fe > Mn) и *куплетскитом* (Mn > Fe) и между *куплетскитом* и *цезиокуплетскитом* (Cs > K, Na). У *ниобофиллита* Nb > Ti, у *циркофиллита* Zr > Ti в октаэдрических позициях.

Структура состоит из цепочек кремнекислородных тетраэдров, сцепленных в листы октаэдрами *C*-ионов (Ti, Nb), что придает этим минералам совершенную базальную {001}-спайность. В отличие от *слюд* отщепляющиеся чешуйки хрупки. Кристаллы триклинные, таблитчатые. Минералы редкие, встречаются в вулканических щелочных горных породах.

К. ФРЕЙ

АУТИГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Аутигенезом называется процесс, при котором происходит образование минералов in situ. Термин введен Калковски [Kalkowsky E., 1880 г.] и употребляется при образовании любых минералов, которые формируются после образования вмещающих пород, компонентами которых они являются, но не в процессе трансформации или перекристаллизации; термин обычно применяется по отношению к осадочным породам, находящимся в низкотемпературных условиях. Тестер и Этуотер [Tester A. C., Atwater G. I., 1934 г.] указывали, что термин следует применять по отношению к дискретным кристаллографическим образованиям «экзотической» природы, а не к породообразующим минералам. Неправомерным является применение термина по отношению к кристаллизации одного минерала на поверхности другого и к метасоматическому замещению; таким образом, сплошная доломитизация не принимается во внимание, а отдельные кристаллы *доломита*, образовавшиеся, например, во время ранней фазы захоронения, являются явно аутигенными. Многие минералы, ранее рассматривавшиеся как индикаторы высокотемпературных магматических или гидротермальных условий (например, *полевые шпаты* и такие сульфиды, как *галенит* и *халькопирит*), теперь часто считаются аутигенными, особенно при pH—Eh-режиме синдиагенеза, обусловленном деятельностью бактерий.

Хороший обзор аутигенных минералов в морских осадках выполнен Бонатти [2]. Многие отличительные черты осадочных пород обязаны присутствию аутигенных минералов, например *гематита* во многих красноцветах [11, 12, 1, 10], *цеолитов* в туфах [13], *полевых шпатов* во многих граувакках, песчаниках [9, 3] и глинистых сланцах [14], *мусковита* или *биотита* в одних песчаниках [4] или *эпидота* в других [7], *филлипсита* и *глауконита* в глубоководных отложениях [2], *пирита* или *марказита* в углях и глинистых сланцах [8, 5]. Аутигенные минералы могут встречаться в интерстициях, в отдельных пластах или в конкрециях. Эти минералы, образовавшиеся в условиях ранних стадий захоронения осадков, обычно являются эвгедральными, и под микроскопом можно видеть, как они внедрялись в основную массу или проникали в прилегающие зерна.

Некоторые исследователи предпочитают ограничивать термин «аутигенез» применительно к минералам, обра-

Наиболее распространенные аутигенные минералы (исключая галоиды) [6]

Минерал	I	II	III	IV
Азурит $Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$	р		+	+
Анатаз TiO_2 (тетр.)	р		+	+
Ангидрит $CaSO_4$	о		+	
Анкерит $Ca(Mg, Fe)(CO_3)_2$	р		+	+
Апатит	о	+		+
Арагонит $CaCO_3$ (ромб.)	о	+	+	+
Барит $BaSO_4$	о	+		+
Борнит Cu_5FeS_4	р	+		+
Брукит TiO_2 (ромб.)	р		+	
Витерит $BaCO_3$	р		+	+
Галенит PbS	р	+		+
Галит NaCl	о	+		+
Гематит Fe_2O_3	о			+
Гидромагнезит $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$	р			+
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	о	+		+
Глауконит (K, Na)(Al, Fe, Mg)$_2$(Al, Si)$_4O_{10}(OH)_2$	о	+	+	+
Гринализит $Fe_6Si_4O_{10}(OH)_8$	р		+	
Доломит $CaMg(CO_3)_2$	о	+	+	+
Иллита группа	о	+		
Калиевые полевые шпаты $KAlSi_3O_8$	о		+	+
Кальцит $CaCO_3$ (триг.)	о	+	+	+
Каолинит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$	о			+
Кварц SiO_2	о		+	+
Лейкоксен — оксиды Ti	о		+	+
Лимонит — оксиды Fe	о			+
Магнезит $MgCO_3$	р			+
Малахит $Cu_2CO_3(OH)_2$	р		+	+
Марказит FeS_2 (ромб.)	о	+		+
Монтмориллонит $(Na, Ca)_{0,33}(Al, Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	о	+		+
Мусковит $KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2$	о			
Натрон $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$	р			+
Несквегонит $Mg(HCO_3)(OH) \cdot 2H_2O$	р	+		+
Опал $SiO_2 \cdot nH_2O$	о	+		+
Пирит FeS_2 (куб.)	о	+		+
Пиролюзит MnO_2 (тетр.)	о	+		
Плагиоклаз (Ca, Na)(Al, Si)$AlSi_2O_8$	о		+	+
Псиломелан (вад) — оксиды Mn	о	+		
Родохрозит $MnCO_3$		+	+	
Рутил TiO_2 (тетр.)	р		+	+
Сера S (ромб.)	р	+		+
Сидерит $FeCO_3$	о	+	+	
Стронцианит $SrCO_3$	р		+	
Сфалерит ZnS (куб.)	р	+		+
Турмалина группа	р		+	
Филлипсит (Ca, Ba, K, Na)$_6$Al$_8$(Al, Si)$_2$Si$_{10}O_{40} \cdot (15 \div 20)H_2O$	р	+		
Халцедон SiO_2	о	+	+	+
Халькопирит $CuFeS_2$	р	+		+
Хлорита группа	о	+	+	
Целестин $SrSO_4$	о	+		+
Цеолиты (*филлипсит, гейландит, ломонтит, шабазит, натролит, анальцим*)	о	+		+
Церуссит $PbCO_3$	р		+	
Циркон $ZrSiO_4$	р		+	
Шамозит $(Fe, Mg)_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH, O)_8$	р	+	+	

Примечание. I — встречаемость (р — редкий, о — обычный); II—IV — обычно развивается при синдиагенезе (II), анадиагенезе (III), эпидиагенезе (IV).

зовавшимся до захоронения и консолидации осадков, т. е. исключительно в стадию синдиагенеза; но обычно аутигенными считаются новые «экзотические» минералы, образовавшиеся также и в стадии ана- и эпидиагенеза * (см. таблицу). Вследствие такой неопределенности, для того чтобы различить собственно аутигенез и диагенетическое изменение (трансформацию), иногда используется термин «новообразование»

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Диагенетические минералы*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baskin Y.* A study of authigenic feldspars. — J. Geol., 1956, 64, p. 132—155.

2. *Bonatti E.* Authigenic Minerals — Marine. — In: R. W. Fairbridge ed. Encyclopedia of Geochemistry and Environmental Sciencies. New York, Van Norstrand Reinhold, 1972, p. 48—55.

3. *Buyce M. R., Friedman G. M.* Significance of authigenic K-feldspars in Cambrian—Ordovician carbonate rocks of the Proto-Atlantic shelf in North America. — J. Sed. Petrology, 1975, 45, p. 808—821.

4. *Dapples E. C.* Silica as an agent in diagenesis. — In: G. Larsen and G. V. Chilingar, eds. Diagenesis in Sediments. Amsterdam, Elsevier, 1967, p. 323—342.

5. *Edwards A. B., Baker G.* Some ocurrences of supergene iron sulphides in relation to their environment of deposition. — J. Petrology, 1951, 21, p. 34—46.

6. *Fairbridge R. W.* Phases of diagenesis and authigenesis. — In: G. Larse and G. V. Chillingar, eds. Diagenesis in Sediments. Amsterdam, Elsevier, 1967, p. 19—89.

7. *Fediuk F.* Zur Entstehung des Episodes in den Kambrischen Sedimenten des Pribramer Reviers (Zentralboehmen). — Casopis Miner. Geol., 1962, 7, p. 89—99.

8. *Newhouse W. H.* Some forms of iron sulphide occurring in coal and other sedimentary rocks. — J. Geol., 1927, 35, p. 73—83.

9. *Topkaya M.* Recherches sur les silicates authigènes dans les roches sedimentaires. — Bull. Lab. Géol. Minéral. Geophys. Musée Géol. Univ. Lausanne, 1950, 97, 132 p.

10. *Van Houten F. B.* Iron and clay in tropical savanna alluvium, northern Colombia: a contribution to the origin of red beds. — Geol. Soc. Am. Bull., 1972, 83, p. 2761—2772.

11. *Walker T. R.* Formation of red beds in modern and ancient deserts. — Geol. Soc. Am. Bull., 1967, 78, p. 353—368.

12. *Walker T. R.* Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. — Geol. Soc. Am. Bull., 1974, 85, p. 633—638.

13. *Walton A. W.* Zeolite diagenesis in Oligocene volcanic sediments, Trans-Pecos. — Geol. Soc. Am. Bull., 1975, 86, p. 615—624.

14. *Weiss M. P.* Feldspathized shales from Minnesota. — J. Sed. Petrology, 1954, 24, p. 270—274.

---

* В отечественной литературе эти термины не употребляются; синдиагенез — это стадия диагенеза; анадиагенез отвечает катагенезу (прогрессивному эпигенезу) и метагенезу, а эпидиагенез — регрессивному эпигенезу. — *Прим. ред. пер.*

Б

БАРОМЕТРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

Одной из целей, стоящих перед геологами, является определение температуры и давления, при которых образовалась порода, тем или иным путем оказавшаяся на поверхности земли и ставшая доступной для изучения. Минералы в породах из естественных обнажений, шахт или керна скважин, по-видимому, кристаллизовались при значительно более высоких температурах и давлениях, чем те, при которых они изучаются. Чтобы определить условия, существовавшие во время кристаллизации или перекристаллизации минералов, нужно рассмотреть характерные физические и химические черты этих минералов. Оценка существовавших некогда температур и давлений известна как *геологическая термометрия* и *геологическая барометрия*, или геотермометрия и геобарометрия.

Если при экспериментальном изучении фазовых равновесий выясняется, что конкретный минерал или ассоциация минералов находится в равновесии только в пределах определенного интервала давлений, присутствие этого минерала или ассоциации в породе указывает на то, что порода когда-то в прошлом испытывала давление в этом интервале.

Точное определение давления, при котором образовался минерал, недостижимо, так как интервал устойчивости минерала может быть весьма большим и, кроме того, он зависит также и от температуры. Более точные определения давления получаются по ассоциациям минералов, так как интервал устойчивости у них обычно более узкий, чем у отдельных минеральных видов.

Давление в то время, когда сохранялось равновесие, можно также определить, если в кристалле имеются жидкие включения CO_2. Такие включения, находящиеся под большим давлением и почти чистые, были найдены в кристаллах *оливина*, *пироксена*, *плагиоклаза*, в оливинсодержащих ксенолитах в базальтах [3]. Они обычно имеют округлую до сферической форму, хотя некоторые имеют вид ограненных «отрицательных» кристаллов. Размеры включений редко превышают 30 мкм, а в большинстве случаев их диаметр меньше 5 мкм. Плотность CO_2 во включениях можно определить на основе имеющихся данных по CO_2. Исходя из плотности и независимой оценки температуры, можно рассчитать давление во время существования равновесной кристаллизации. При этом делается допущение, что никакой утечки не происходило. Результаты таких расчетов показывают, что кристаллизация нодулярных ксенолитов в базальтах происходила при давлениях 2500—5000 бар, что соответствует глубинам 8—16 км.

Явление сольвуса, объясняющее изменение степени участия в твердом растворе двух или более минеральных видов, делает возможным определение давления по составам минералов. Более высокие температуры в целом способствуют повышению степени ионного замещения в кристаллических структурах. С другой стороны, при повышении давления кристаллы становятся менее восприимчивыми к инородным ионам в своей структуре.

Идеальным геологическим барометром явился бы сольвус, зависимый от давления, но нечувствительный к изменениям температуры. Поскольку такая связь между давлением, температурой и составом минерала вряд ли вообще встречается, при использовании сольвусных составов для расчета геологических давлений должны рассчитываться независимым методом и геологические температуры.

В качестве геологического барометра используется кривая сольвуса между *энстатитом* $Mg_2Si_2O_6$ и *диопсидом* $CaMgSi_2O_6$. Диопсидовая ветвь сольвуса нечувствительна к изменению давления, но возможное количество Ca в сосуществующем с *диопсидом энстатите* ощутимо зависит от давления. Для чисто энстатитовых составов при 1200 °C отношение Ca/(Ca + Mg) колеблется от $>0{,}035$ при 5 кбар до $<0{,}025$ при 30 кбар [1, с. 580]. Однако присутствие Fe существенно повышает растворимость Ca в *энстатите*. Кроме того, использование этого геологического барометра осложняется при наличии в определенных сочетаниях в *энстатите* Al, Ti и Cr.

Изучается также и влияние температуры и давления на коэффициенты распределения пар ионов в минералах, сосуществующих в условиях равновесия. Так, с целью проверки расчетов геотермического градиента нодули в кимберлитах анализировались с помощью электронного микрозонда [1, с. 582—588 и 715—724].

Зависимость растворимости Fe в *сфалерите* ZnS в присутствии *пирита* FeS_2 и гексагонального *пирротина* $Fe_{1-x}S$ от давления при установившемся равновесии является еще одним геологическим барометром для некоторых горных пород. Молярное отношение Fe в *сфалерите* падает с 20 % при 0,5 кбар до 10 % при 10 кбар в температурном интервале 300—700 °C [1, 2].

Все еще, однако, недостаточно ясным остается определение соответствующих химических и минералогических реакций и зависимости их протекания от температуры и давления.

К. ФРЕЙ

См. также: *Гранаты; Минералогическое правило фаз; Минералогия мантии; Пироксены; Термометрия геологическая.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Boettcher A.*, ed. Geothermometry-Geobarometry, a collection of papers presented at the International Conference on Geothermometry and Geobarometry convened at the Pennsylvania University, October 5—10, 1975.— Am. Mineralogist, 1976, 61, p. 549—816.

2. *Lusk J., Ford C. E.* Experimental extension of the sphalerite geobarometer to 10 kbar. — Am. Mineralogist, 1978, 63, p. 516—519.

3. *Roedder E.* Liquid CO_2 inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. — Am. Mineralogist, 1965, 50, p. 1746—1782.

БЕККЕ ПОЛОСКА — см. **ОПТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ.**

БЁДАНТИТА ГРУППА — см. **АЛУНИТА, БЁДАНТИТА, КРАНДАЛЛИТА ГРУППЫ.**

БИОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ (МИНЕРАЛЫ В ОРГАНИЗМЕ ЧЕЛОВЕКА И ПОЗВОНОЧНЫХ)

Можно было бы быстро покончить с описанием минералов нормальных тканей скелета и зубов человека: они состоят исключительно из апатита—даллита (карбонат-гидроксилапатит), если не считать части внутреннего уха, состоящего из карбоната кальция (см. ниже в этой статье: *арагонит*, *кальцит*, *фатерит* и *моногидрокальцит*).

Патологические образования, встречающиеся в человеческом организме, очень сложны и включают многочисленные биогенные минералы, главным образом фосфаты и оксалаты. Среди продуктов патологической минерализации (кальцификации) широко представлен все тот же *даллит*, отложение которого, возможно, связано с деятельностью бактерий. Хотя внутриклеточный *даллит* и образуется, например, в результате деятельности *Bacterionema matruchotii*, в организмах животных в условиях отсутствия микробов происходит нормальный рост костей. Таким образом, из наличия патологической минерализации обычно вытекает существование микроорганизмов; в большинстве случаев их видовая принадлежность по произведенным ими биогенным минералам не устанавливается. Присутствие карбоангидразы ведет к кристаллизации *даллита*; литофеллиновая кислота $C_{20}H_{36}O_4$, по-видимому, влияет на образование камней в кишечнике или в желудке (безоары) и может быть основным компонентом некоторых из них.

Хотя все эти замечания относятся главным образом к биогенной минералогии человека, в ряде случаев их можно распространить и за пределы *Homo*, если принять во внимание, что конкреционные тела, встречающиеся, например, в низших приматах, могут встречаться и в организме человека. Ниже приведены минералы, встречающиеся в организмах приматов.

ФОСФАТЫ

Даллит (энд)
Бобьеррит (энд)
Брушит (энд)
Витлокит (энд)
Ганнайит (?)
Гопеит (энд)
Диттмарит (?)
Монетит (энд)
Ньюбериит (энд)
«Октокальций-фосфат» (энд)
Стеркорит (энд)
Струвит (энд)
Фосфоррёсслерит (?)

КАРБОНАТЫ

Арагонит (энд)
Кальцит (энд)
Моногидрокальцит (?)
Фатерит (энд)

СИЛИКАТЫ

Актинолит (экз)
Антигорит (экз)
Тремолит (экз)
Каолинит (экз)
Опаловидный кремнезем (энд)
Кварц (экз)
Вермикулит (экз)
Тальк (экз)

СУЛЬФАТЫ

Барит (экз)
Гипс (энд)
Эпсомит (?)
Гексагидрит (?)

ОКСАЛАТЫ

Уэдделлит (энд)
Уэвеллит (энд)

ПРОЧИЕ

Торианит (экз)
Урикит (энд)
Металлы
Киноварь (экз)

Указано эндогенное (энд) или экзогенное (экз) происхождение минералов; неопределенное происхождение указывается знаком (?). Актинолит, антигорит и тремолит встречаются в асбестовидной форме.

До сих пор наилучшими методами изучения биогенных минералов являются методы с применением иммерсионных жидкостей и поляризационного микроскопа, а также порошковый метод рентгеновской дифрактометрии. Поскольку, например, некоторые уролиты могут состоять из двух или более фаз (минералов), существенным оказывается знать, действительно ли, несмотря на вскипание при химической проверке, присутствует карбонат кальция, так как *даллит* содержит заметное количество CO_2. Кроме того, химические методы анализа бессильны различить оба распространенных оксалата кальция, карбонаты, фосфаты кальция. Во многих прежних работах — до применения методов рентгеновской дифракции — содержатся ошибки в диагностике минералов.

А п а т и т $Ca_{10}F_2(PO_4)_6$ не образуется в процессе функционирования организма, хотя и допускается, что F замещает в *даллите* OH в костях и зубной эмали примерно до 0,1 % всей массы неорганического вещества. Из 87 случаев камней в мочевых органах Герман, Мейсон и Лайт в 1958 г. обнаружили, что в 11 случаях содержится более 1000 млн$^{-1}$ F [теоретическое содержание F в $Ca_{10}F_2 \times (PO_4)_6$ составляет 3,77 вес. %].

А р а г о н и т был обнаружен в желчных камнях и очень редко в уролитах. Ввиду возможного превращения *арагонита* в *кальцит* исследоваться должен свежий материал, а не сохранявшийся в формалине. Хотя во многих учебниках утверждается, что отолиты позвоночных животных состоят из $CaCO_3$ в виде *арагонита*, статоконии человека состоят из *кальцита*, а в организме животных можно встретить различные другие биогенные минералы.

А с б е с т — силикаты Ca, Mg, Fe (*тремолит* и *актинолит*) из группы *амфиболов* и водный силикат магния (*антигорит*) из группы *серпентина*, встречающиеся в качестве экзогенных минералов при пневмокониозе.

Б а р и т $BaSO_4$ был выявлен в легких литейщиков [3].

Б о б ь е р р и т $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ изредка встречается в выделениях мочи у человека, а в энтеролитах (камни в кишечнике) млекопитающих, изученных Хаттоном в 1942 г., является существенным компонентом. Железосодержащий *бобьеррит* включает в виде изоморфной примеси 36 % *вивианита* и 7 % $Mn_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$.

Б р у ш и т $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$, возможно, встречается в качестве промежуточной эндогенной минеральной фазы как в зубных камнях, так и в камнях мочевых органов, где наиболее стабильным компонентом является *даллит*, особенно если pH превышает 6,4 (см. также монетит).

Вермикулит был найден в легочной ткани лошадей, вследствие использования его в качестве абсорбента в стойлах.

Вивианит — см. выше *бобьеррит*.

Витлокит β-$Ca_3(PO_4)_2$, в особенности содержащий в небольших количествах MgO, а иногда и CO_2, входит в состав зубных камней, где главным компонентом является *даллит*.

Галит NaCl является предположительно эндогенным минералом в камнях мочевых органов; возможно, представляет собой продукт выпадения из раствора солей при повышении его концентрации.

Ганнайит $Mg_3(NH_4)_2H_4(PO_4)_4 \cdot 8H_2O$ является возможным компонентом уролитов, содержащих также, кроме *даллита струвит* и *ньюбериит*. Пять случаев были описаны Гибсоном [1].

Гексагидрит $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ отмечен Гибсоном [1] в качестве компонента в одном из 14 500 уролитов, где он, возможно, образовался за счет частичной дегидратации *эпсомита* $MgSO_4 \cdot 7H_2O$.

Гидроксилапатит — см. ниже *даллит*.

Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ является редким компонентом уролитов, в особенности тех из них, которые состоят главным образом из мочевой кислоты.

Гопеит $Zn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$ отмечался в качестве крайне необычных компонентов в двух уролитах [3].

Даллит — карбонат-гидроксилапатит, в котором группы CO_3 замещают группы PO_4, является единственным неорганическим компонентом нормальных зубов и костей человека и позвоночных вообще. Предположительно имеет место в ограниченных размерах изоморфное замещение Ca, оксиды Na, Mg и K присутствуют соответственно в количестве 1,4; 1,0 и 0,1 %. Содержание карбонатной составляющей около 4—5 %. *Даллит* является основным неорганическим компонентом камней в полости рта и многих камней фосфатного типа в мочевых органах. Все сообщения о находках *гидроксилапатита*, вероятно, основаны на неточном определении CO_2, так как в природе *гидроксилапатит* (без CO_2) очень редок и, по-видимому, его невозможно синтезировать в условиях, моделирующих физиологические условия. Кроме камней в мочевых органах и полости рта патологическое образование *даллита* встречается в легких (в связи с гистоплазмозисом), селезенке, предстательной железе, аппендиксе и в стенках бронхов. Кальцификация аорт крупного рогатого скота и кальцификация глаз кроликов также имеет в своей основе апатитизацию. Кроме того, «песок» шишковидной железы является *апатитом*, но это может быть не патологическим, а нормальным образованием; количество песка, по-видимому, в общем связано с возрастом, а его функции, вообще говоря, неизвестны.

Диттмарит $NH_4MgPO_4 \cdot H_2O$, вероятно, встречается вместе с *ньюбериитом* и *ганнайитом*.

Кальцит — полиморфная модификация $CaCO_3$— обычно встречается в виде статоконий в лабиринте внутреннего уха человека. Он также встречается в желчных камнях, в одном случае встречен вместе с *арагонитом* и *фатеритом*. *Кальцит* в желчных камнях часто ассоциирует с холестерином; сообщалось о *кальците* в камне из поджелудочной железы [1]. Поскольку *кальцит* является стабильной формой $CaCO_3$, его следует искать во всех случаях, когда обнаружен *арагонит* или *фатерит*.

Каолинит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$ является экзогенным минералом, встречающимся иногда вместе с *кварцем* при пневмокониозе.

Кварц SiO_2 встречается в виде экзогенных образований в легких больных пневмокониозом, вызванным этим минералом. *Кварц* также встречается в качестве второстепенного, но тоже экзогенного компонента камней в желудке млекопитающих.

Киноварь HgS отмечалась в опухоли, образовавшейся над татуировкой [3].

Металлы (металлические предметы), попавшие в организм через ротовое отверстие, обычно выходят через несколько дней; для удаления металлических предметов, проникших в организм при ранении, может потребоваться хирургическое вмешательство.

Монетит $CaHPO_4$ является редко встречаемым компонентом в камнях мочевых органов при pH около 5,1 или ниже; обычно ассоциирует с оксалатами (*уэдделлитом* и *уэвеллитом*). Отмечен также в составе зубных камней.

Моногидрокальцит $CaCO_3 \cdot H_2O$ в настоящее время известен только из статоконий тигровых акул, где находится вместе с *арагонитом* и *кальцитом*.

Ньюбериит $MgHPO_4 \cdot 3H_2O$ иногда встречается в уролитах *даллит-струвитового* типа, где, возможно, образуется при разложении *струвита*.

Октокальций-фосфат $Ca_8H_2(PO_4)_6 \cdot 5H_2O$ отмечен в виде второстепенного компонента в отдельных зубных камнях. Это вещество не особенно стабильно и, вероятно, превращается в *даллит*. В отличие от других биогенных минералов в виде минерала в неживой природе неизвестен и поэтому не имеет специального названия.

Опаловидный кремнезем — водный SiO_2 — был обнаружен в ассоциации с *кальцитом* и *уэдделлитом* в качестве компонента камней мочевых органов крупного рогатого скота; в человеческом организме, возможно, образуется при заболевании силикозом.

Слюды — см. выше *вермикулит*.

Стеркорит $NaNH_4HPO_4$ (микрокосмическая соль) встречается в моче человека.

Струвит $MgNH_4PO_4 \cdot 6H_2O$ часто является основным фосфатным компонентом уролитов. Это один из немногих биоминералов, образование которого, возможно, связано с особыми аммиакпродуцирующими бактериями *Proteus mirabilis*.

Тальк $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$ был отмечен в качестве экзогенного компонента в перикарде, где образовал гранулёму, явившуюся причиной смерти [3].

Торианит ThO_2 был отмечен в виде кристаллов в селезенке и печени человека, которому впрыскивали торотраст [3].

Уголь (угольная пыль) может вызывать антракоз легких (род пневмокониоза).

Урикит $C_5H_4N_4O_3$ — минерал, моноклинная безводная форма мочевой кислоты.

Уэвеллит $Ca(COO)_2 \cdot H_2O$ вместе с *уэдделлитом* являются главными компонентами многих камней мочевокислотного типа в мочевых органах.

Уэдделлит $Ca(COO)_2 \cdot 2H_2O$ является основным компонентом многих камней в мочевых органах [2].

Фатерит $CaCO_3$ отмечен в желчных камнях, содержащих также *арагонит* и *кальцит*.

Фосфоррёсслерит $MgHPO_4 \cdot 7H_2O$ в организмах не отмечался, но, как и в случае с *ньюбериитом*, его образование представляется возможным при разложении *струвита* или *ганнайита*.

Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ отмечался как возможный компонент уролитов.

Вещества, вводимые в тело для возмещения утраченных частей (протезы), здесь не рассматриваются, потому что они не являются ни нормальными, ни патологическими.

В уролитах могут встречаться и многие органические вещества, которые не рассматриваются как минералы: мочевая кислота, дигидрат мочевой кислоты, гидроурат аммония, моногидрат гидроурата натрия, l-цистин, ксантин (?). Желчные камни могут состоять главным образом из холестерина, а камни в желудке и кишечнике (преимущественно у животных) могут содержать многочисленные

Полисоматические ряды биопириболов (по работе [1])

Слоистые силикаты		*Пироксены*		*Амфиболы*
Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	*диопсид* $Ca_2Mg_2Si_4O_{12}$	=	*тремолит* $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	*энстатит* $Mg_4Si_4O_{12}$	=	*антофиллит* $Mg_7Si_8O_{22}(OH)_2$
Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	*жадеит* $Na_2Al_2Si_4O_{12}$	=	*глаукофан* $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$
Fe-Тальк $Fe_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	*акмит* $Na_2Fe_2Si_4O_{12}$	=	*рибекит* $Na_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$
Флогопит $KMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	+	*диопсид* $Ca_2Mg_2Si_4O_{12}$	=	*К-эденит* $KCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2$
Вонезит $NaMg_3AlSi_3O_{10}(OH)_2$	+	*диопсид* $Ca_2Mg_2Si_4O_{12}$	=	*эденит* $NaCa_2Mg_5AlSi_7O_{22}(OH)_2$
Тальк $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	*МЧ* * $Ca_2Al_4Si_2O_{12}$	=	*чермакит* $Ca_2Mg_3Al_4Si_6O_{22}(OH)_2$
Слоистые силикаты		*Пироксены*		*Мультицепочечные силикаты*
2 *талька* 2 $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	1 *энстатит* 1 $Mg_4Si_4O_{12}$	=	1 *джимтомпсонит* 1 $Mg_{10}Si_{12}O_{32}(OH)_4$
3 *талька* 3 $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+	2 *энстатита* 2 $Mg_4Si_4O_{12}$	=	1 *честерит* 1 $Mg_{17}Si_{20}O_{54}(OH)_6$

* *МЧ* — Са-молекула Чермака.

органические соединения, такие как кератин (волос), эллаговую и литофеллиновую кислоты.

Следует, наконец, сказать, что среди фосфатов, за исключением *франколита*, может встретиться любой из 71 биогенного минерала, перечисленных в работе Мак-Коннела [2]. К этому списку сейчас уже нужно добавить *бифосфаммит* $NH_4H_2PO_4$ и *фосфаммит* $(NH_4)_2HPO_4$. Однако, за исключением необычных по своей патологии случаев, нельзя ожидать присутствия минералов с высоким содержанием алюминия или железа.

Д. МАК-КОННЕЛ

См. также: *Апатита группа; Асбест; Кальцита группа; Минералы беспозвоночных и растений.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gibson R. J.* Descriptive human patological mineralogy. — Am. Mineralogist, 1974, 59, p. 1177—1182.

2. *Lonsdale K., Sutor D. J., Wolley S.* Composition of uniary calcuti by X-ray diffraction. Collected data from various localities. — Brit. J. Urology, 1968, 40, p. 33—36, 402—411.

3. *Parsons J.* Medical problems: Applications of X-ray diffraction analysis. — In G. L. Clark, ed. Encyclopedia of X-rays and Gamma Rays. New York, Reinhold, 1963, p. 588—580.

БИОПИРИБОЛ

Термины «биопирибол» и «пирибол» были созданы А. Йохансеном из частей названий минералов *био* (*тит*), *пир* (*оксен*) и (*амфи*) *бол* для использования в поле, когда немедленное более точное определение невозможно. Впоследствии эти термины по кристаллохимическим соображениям использовались Дж. Томпсоном (мл.) для иллюстрации сродства между *слюдами*, *пироксенами* и *амфиболами* *.

Выделив в структуре минералов этих групп модули (см. *Фрагментарность кристаллических решеток*), структуру и состав амфиболов можно представить в виде минералогических гибридов, составленных в отношении 1 : 1 из дополняющих модулей пироксенов и слоистых силикатов (см. таблицу).

Другие комбинации этих структурных модулей также принадлежат к биопириболам. Структура *джимтомпсонита*, силиката с тройной цепочкой, может быть составлена из модулей слоистого силиката и пироксена в отношении 2 : 1. Аналогично *честерит*, в структуру которого в идеальном случае входят и двойные и тройные цепочки кремнекислородных тетраэдров, содержит модули в отношении 3 : 2.

Как и в случае со *слоистыми силикатами*, модули могут сочленяться различными способами, образуя, например, ромбический джимтомпсонит и моноклинный *клиноджимтомпсонит*, или же могут сочленяться беспорядочно.

К. ФРЕЙ

См. также *Амфиболы; Пироксены; Слоистые силикаты.*

БИССЕКТРИСА — см. **ОПТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ.**

БРАВЭ РЕШЕТКА — см. **КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА.**

* *Thompson J. B., jr.* Biopyriboles and polysomatic series. — Am. Mineralogist, 1978, 63, p. 239—249.

В

ВИДМАНШТЕТТЕНА СТРУКТУРЫ — см. **ФИГУРЫ ВИДМАНШТЕТТЕНА.**

ВИДЫ СИММЕТРИИ

Вид симметрии — это совокупность операций симметрии, совмещающих кристалл с самим собой, при которых одна точка кристалла остается неподвижной. 32 вида симметрии были выведены И. Ф. Гесселем в 1830 г. и независимо от него открыты заново А. Гадолиным (см. [3]). Из двух используемых в настоящее время систем обозначений для точечных групп симметрии обозначению по А. М. Шенфлису отдают предпочтение спектроскописты, а кристаллографы предпочитают международную систему обозначений, основанную на работах Ц. Германна и Ц. Могена. Первая система обозначений имеет такой недостаток, как произвольность, когда дело касается обозначения пространственных групп (см. таблицу).

Обозначения видов симметрии

Сингония	Обозначения по Шенфлису	Обозначения по Германну—Могену
Триклинная	C_1	1
	C_i (S_2)	$\bar{1}$
Моноклинная	C_2	2
	C_s (C_{1h})	m
	C_{2h}	$2/m$
Ромбическая	D_2 (V)	222
	C_{2v}	$mm2$
	D_{2h} (V_h)	$2/m2/m2/m$ (mmm)
Тетрагональная	C_4	4
	D_4	422
	S_4	$\bar{4}$
	C_{4h}	$4/m$
	C_{4v}	$4mm$
	D_{2d} (V_d)	$\bar{4}2m$ или $\bar{4}m2$
	D_{4h}	$4/m2/m2/m$ ($4/mmm$)
Тригональная	C_3	3
	D_3	32
	C_{3i} (S_6)	$\bar{3}$
	C_{3v}	$3m$
	D_{3d}	$\bar{3}2/m$ ($\bar{3}m$)
Гексагональная	C_{3h}	$\bar{6}$
	D_{3h}	$\bar{6}m2$ или $\bar{6}2m$
	C_6	6
	D_6	622
	C_{6v}	$6mm$
	C_{6h}	$6/m$
	D_{6h}	$6/m2/m2/m$ ($6/mmm$)
Кубическая	T	23
	O	432
	T_h	$2/m\bar{3}$ ($m3$)
	T_d	$\bar{4}3m$
	O_h	$4/m\bar{3}2/m$ ($m3m$)

К. ФРЕЙ

См. также: *Габитус кристаллов; Кристаллическая решетка; Кристаллография: история; Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Символы пространственной группы; Симметрия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bernal J., Hamilton W. C., Ricci J. S.* Symmetry; A Stereoscopic Guide for Chemists. San Francisco, Freeman, 1972. 182 p.
2. *Bloss F. D.* Crystallography and Crystal Chemistry. New York. Holt, Rinehart and Winston, 1971. 545 p.
3. *Boisen M. B., Gibbs G. V.* A derivation of the 32 crystallographic point groups using elementary theory.— Am. Mineralogist, 1976, 61, p. 145—165.
4. *Buerger M. J.* Elementary Crystallography. New York and London, Willey, 1963. 528 p.
5. *Fackler J. P.* Symmetry in Coordination Chemistry. New York and London, Academic, 1971. 139 p.
6. *Ferraro J. R., Ziomek J. S.* Introductory Group Theory. 2nd ed. New York and London, Plenum, 1975. 292 p.
7. *Henry N. F. M., Longsdale K., eds.* International Tables for X-ray Crystallography. Vol. 1. Birmingham, England, Kinoch Press, 1965.
8. *Megaw H. D.* Crystal Structures: A Working Approach. Philadelphia, Saunders, 1973. 563 p.
9. *Nussbaum A.* Applied Group Theory for Chemists, Physicists and Engineers. Englewood Cliffs, N. Y., Prentice-Hall, 1971. 384 p.

ВКЛЮЧЕНИЯ ФЛЮИДОВ — см. **БАРОМЕТРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ.**

ВОЛЬФРАМИТА ГРУППА

В группе *вольфрамита* возможно существование трех минералов, отвечающих составам идеальных крайних членов ряда. Это *гюбнерит* $MnWO_4$, *ферберит* $FeWO_4$ и *санмартинит* $ZnWO_4$. *Вольфрамит* — минерал, давший название всей группе, охватывает диапазон составов от $(Mn_{0,2}Fe_{0,8})\,WO_4$ до $(Mn_{0,8}\,Fe_{0,2})\,WO_4$. Другими словами, Mn/Fe в *гюбнерите* не менее 4 : 1, Fe/Mn в *ферберите* не менее 4 : 1, а все промежуточные составы отвечают *вольфрамиту*. В этом отношении ряд *вольфрамита* отличается от многих других изоморфных рядов, в которых обычно фигурируют только два названия — соответственно для двух крайних членов ряда. Между Mn^{2+} и Fe^{2+} существует полный ряд твердых растворов, тогда как *санмартинит*, по-видимому, не образует изоморфного ряда ни с гюбнеритом, ни с ферберитом.

Минералы группы *вольфрамита* проявляют очень близкие физические свойства. Все они встречаются в виде призматических или таблитчатых кристаллов, обычно со штриховкой на гранях. Цвет варьирует от желтоватого и красновато-коричневого до черного, почти так же

меняется по цвету и черта. Богатые Mn и Zn разновидности имеют самую светлую окраску и наиболее прозрачны. Цвет становится более темным с возрастанием содержания железа.

С увеличением содержания железа возрастают также плотность, твердость, показатели преломления, а таблитчатый габитус кристаллов обычно сменяется призматическим.

Минералы группы *вольфрамита* встречаются преимущественно в жилах, чаще всего в ассоциации с *касситеритом*, и в кварцевых пегматитовых жилах гидротермального происхождения, связанных с гранитами. *Вольфрамит* найден в многочисленных залежах по всему миру и является главной рудой вольфрама. *Ферберит* и *гюбнерит* — гораздо менее ценные рудные минералы.

Вольфрамит (Fe, Mn) WO_4. По литературным данным, *вольфрамит* характеризуется отношением Mn/Fe, равным 4 : 1, 1 : 1 и 1 : 2. Наиболее важные находки *вольфрамита* известны в Португалии (Панаскуэйро), в Боливии (Чикоте-Гранде, Кочабамба и Амутара), в Чехословакии (Шлагенвальд и Цинновец), а также в США (в районе Трамбула, штат Коннектикут).

Гюбнерит $MnWO_4$. Добыча *гюбнерита* с содержанием лишь 24 % FeO, т. е. разновидности, близкой к чистому марганцевому члену ряда, производится в округе Урэй (штат Колорадо, США). Прекрасные образцы найдены вблизи Силвертона (округ Сан-Хуан), в вольфрамовом руднике Хамме, вблизи Хендерсона (штат Северная Каролина), вблизи Эли (штат Невада), а также в районах Пасто-Буэно и Курувилка (Перу).

Ферберит $FeWO_4$. *Ферберит* из района Ридархюттан (Швеция) содержит только 0,19 % MnO, т. е. имеет состав почти чистого крайнего члена ряда. Самые лучшие образцы найдены в округе Боулдер (штат Колорадо, США) и в районе Оруро (Боливия).

Санмартинит $ZnWO_4$. Находки этого минерала известны только в районе Лос-Серильос, вблизи Сан-Мартина (провинция Сан-Луис, Аргентина), где он ассоциирует с *виллемитом*, образовавшимся при изменении *шеелита*. Химические анализы показывают значительное содержание кальция (1,48—6,32 % CaO) и обычное содержание железа и марганца (7,24—8,28 % FeO, 0,74—1,73 % MnO).

Дж. УАЙТ

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ — см. **ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ.**

ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ

В книгах по минералогии определение понятия «кристалл» часто основывается на наличии граней; в более строгих определениях используется концепция внутреннего упорядоченного расположения атомов или ионов. В этом случае идеальным кристаллом называют твердое тело с совершенной пространственной внутренней структурой. Однако всем реальным кристаллам присущи многообразные дефекты, например дислокации, вакансии, интерстиции, включения, малоугловые плоскостные дефекты по границе блоков и др. (см. *Дефекты в кристаллах*), так что точное определение кристалла становится затруднительным. Даже разделение на «монокристалл» и «поликристаллический агрегат» может зависеть от их использования. В ювелирном деле могут оказаться допустимыми довольно крупные дефекты, тогда как в оптике даже при разориентации отдельных блоков в 0,1° кристалл будет считаться состоящим из двух отдельных кристаллов.

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

При выращивании кристаллов необходимо обеспечить образование одного или немногих зародышей кристаллов и поддержание таких условий, при которых происходил бы непрерывный рост от зародыша до кристалла желаемого размера без образования дополнительных кристаллов и поликристаллического агрегата. Дальнейшие ограничения накладываются требуемой степенью чистоты, необходимыми примесями и желаемой степенью совершенства кристалла.

По одним методам образование зародышей регулируется тем, что оно происходит в небольшом пространстве и при высоком температурном градиенте, как, например, при выращивании кристаллов по методу Бриджмена—Стокбаргера, или же, чтобы избежать необходимости получения зародышей, используют затравочный кристалл, как в методе Чохральского (вытягивание из расплава). По методу эпитаксиального выращивания тонкий слой кристалла наращивается на субстрат (см. *Эпитаксия*). Таким субстратом может служить кристалл того же состава или другого, если атомные плоскости находятся приблизительно на таком же расстоянии.

Какую из многочисленных методик выращивания кристаллов предпочтительнее применить для данного кристалла, трудно выбрать даже опытному экспериментатору. На решение будут влиять точка плавления, растворимость, стабильность и другие физические и химические свойства вещества, так же как и требования по размеру, чистоте и степени совершенства. Так, при выращивании из раствора необходимо знать фазовую диаграмму системы растворитель—растворенное вещество, и, поскольку о них почти ничего не известно, обычно первой задачей экспериментатора и является определение фазовой диаграммы. Проявляемое при этом умение ориентироваться в сложных вопросах, особенно при нехватке необходимых данных, позволяет считать, что выращивание кристаллов в одинаковой степени является и искусством и наукой.

ДЛЯ ЧЕГО ВЫРАЩИВАЮТ КРИСТАЛЛЫ

Монокристаллы выращивают по очень разнообразным причинам. В промышленности наибольшей известностью пользуются осцилляторы, преобразователи и фильтры, изготовленные из кристаллов *кварца* (фото 1), и полупроводниковые устройства, изготовленные из кристаллов кремния и германия. Позднее стали применяться микроволновые устройства с железистыми *гранатами*, такими как иттриево-железистый гранат $Y_3Fe_5O_{12}$, и кристаллы для лазера из иттриево-алюминиевого граната $Y_3Al_5O_{12}$, *корунда* Al_2O_3, *шеелита* $CaWO_4$, *флюорита* CaF_2 и арсенида галлия GaAs.

Синтетические кристаллы широко используются в ювелирном деле. Здесь различаются «синтетики», которые дублируют естественные драгоценные камни, например рубин $Al_2O_3 + Cr$, и искусственные камни, или имитации, которые имеют с ними лишь некоторое сходство. В перечень синтетических кристаллов, которые обычно используются как заменители *алмаза*, входят мягкие, но обладающие блеском титанат стронция $SrTiO_3$ и *рутил* TiO_2 и более твердые, но не такие яркие кристаллы редкоземельных гранатов: ИАГ — иттриево-алюминиевый гранат $Y_3Al_5O_{12}$ и ГГГ — гадолиниево-галлиевый гранат $Gd_3Ga_5O_{12}$. Позднее был получен синтетический кубический оксид циркония ZrO_2, содержащий около 10 % Y_2O_3, отличить который от *алмаза* может только опытный специалист.

В области научных исследований синтетические кристаллы широко используются для изучения физических свойств чистых веществ, материалов с известным содержанием примесей и рядов с изоморфным замещением, а также для изучения полей стабильности кристаллических фаз и возможных условий образования минералов в природе. Поскольку минералы часто содержат различные примеси, с целью получения информации об условиях

образования природных минералов изучается распределение конкретных примесей в процессе синтеза кристаллов. Такое изучение является к тому же кратчайшим путем к выяснению того, какие из имеющихся в минерале примесей ответственны за окраску и другие физические свойства.

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТОДОВ ВЫРАЩИВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ

Методы выращивания кристаллов удобно классифицировать по числу компонентов в среде, в которой выращивается кристалл, и по состоянию вещества, из которого образуется кристалл. При выращивании из однокомпонентной среды ее состав существенно такой же, как и состав растущего кристалла. Так, при регулируемом затвердевании чистой воды H_2O получается кристаллический лед H_2O. При выращивании из многокомпонентных сред присутствуют дополнительные химические вещества, в большинстве случаев растворители, как, например, при выращивании кристаллов каменной соли (галит NaCl) из соляного раствора (система $NaCl—H_2O$). Требуется дополнительное время для удаления таких нежелательных компонентов. Так, «метод раствора» (многокомпонентный) обеспечивает скорость роста, измеряемую миллиметрами в день или за неделю, тогда как в случае «метода расплава» (однокомпонентного) скорость измеряется миллиметрами в час. Однако многие вещества, представляющие интерес, плавятся при очень высоких температурах, разлагаются при достижении точки плавления или при более низких температурах, образуют из расплава стекла, а не кристаллы, так что в этих случаях следует применять более низкотемпературные методы выращивания из многокомпонентных сред.

Основные сведения по выращиванию кристаллов имеются в работах Лодиза [2], Смакулы [7] и Уилка [9]. Синтез драгоценных камней описывается Нассау [4]. Статьи, освещающие текущие исследования, помещаются в следующих журналах: Journal of Irystal Growth; Journal of Applied Physics; Journal of American Ceramic Society; American Mineralogist; Mineralogical Magazine.

МЕТОДЫ ВЫРАЩИВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСПЛАВОВ

З а т в е р д е в а н и е в т и г л е. Контейнер или тигель заполняется весьма чистым материалом, который полностью расплавляется и затем затвердевает, при этом условия затвердевания тщательно регулируются, чтобы получить монокристалл. Наиболее распространенное устройство состоит из тигля с заостренным дном, спускающегося из центральной части вертикальной печи, как показано на рис. 1, *б*. Усовершенствованные устройства с более резким температурным градиентом за счет двух нагревателей с различными температурами имеют температурный профиль как на рис. 1, *а*. При использовании системы с переменной температурой нагревателя температура может медленно понижаться, причем тигель остается неподвижным (рис. 1, *в*).

Из-за маленькой площади заостренного дна тигля с самой низкой температурой расплава обычно зарождается только один кристаллик и по завершении эксперимента содержимое тигля состоит из одного монокристалла. Этот метод часто называют методом Бриджмена—Стокбаргера. Существует много вариантов этого метода, в том числе вариант с лодочкой, перемещающейся через печь в горизонтальном направлении. Таким способом выращиваются кристаллы *флюорита*, *галита*, *сильвина* и других минералов до 30 см в диаметре.

При выращивании очень тугоплавких веществ, таких как кубический оксид циркония (точка плавления 2750 °С), используется метод плавления в холодном контейнере.

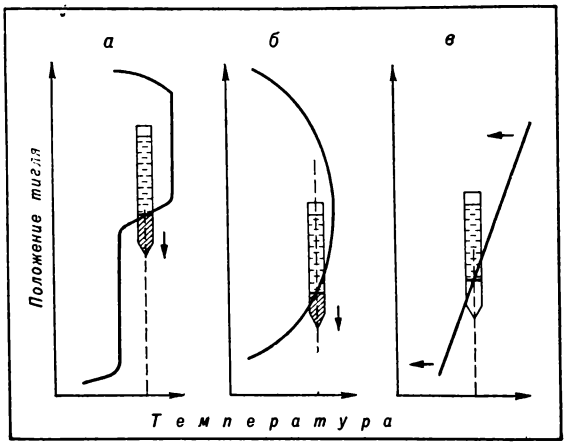


Рис. 1. Температурные профили в печах Бриджмена — Стокбаргера [Nassau K., 1968].

а — устройство с двумя нагревателями; *б* — устройство с одним нагревателем; *в* — система с переменной температурой нагревателя.

Положение штриховой линии соответствует точке плавления.

Цилиндрический контейнер образован многочисленными медными трубчатыми элементами с водяным охлаждением. Плавление осуществляется с помощью высокочастотного индукционного нагревателя, причем внешний слой порошка благодаря охлаждающей системе остается нерасплавленным. При медленном охлаждении контейнера в процессе направленной кристаллизации образуется агрегат столбчатых кристаллов до нескольких сантиметров длиной.

В ы т я г и в а н и е к р и с т а л л о в и з р а с п л а в а. Этот метод обычно называется по имени своего создателя методом Чохральского. Здесь также используется тигель, заполненный расплавленным веществом, но на поверхность расплава помещается затравочный кристалл, который затем медленно вытягивается, причем вытягивание сопровождается вращением (рис. 2). Если температура тщательно регулируется, а вытягивание осуществляется медленно и равномерно (около 1 см/ч), можно легко получить кристаллы — були длиной многие сантиметры и диаметром несколько сантиметров.

Для тугоплавких материалов может оказаться необходимым применение платиновых, иридиевых или родиевых тиглей. Нагревание может осуществляться с помощью различных средств (ВЧ-индукция, электросопротивления, газ); необходим строгий температурный контроль. Нужно тщательно следить за конвекционными потоками, которые могут стать очень сложными. В число кристаллов, которые можно легко выращивать методом Чохральского, входят рубин, *шеелит*, *флюорит*, кремний и германий.

З о н н а я п л а в к а. Этот метод первоначально использовался для очистки веществ, но он может применяться и для выращивания монокристаллов. Значение этого метода было впервые выявлено Пфанном [5], который подробно описал поведение примесей при кристаллизации по этому методу. И горизонтальная зонная плавка в лодочке, и вертикальная модификация метода широко используются для очистки и кристаллизации кремния и германия для электронной промышленности.

По одному из вариантов этого метода — методу плавающей зоны (рис. 3) — твердый стержень удерживается в вертикальном положении двумя зажимами и вращается. С помощью высокочастотного индукционного или другого нагревателя создается узкая расплавленная зона, кото-

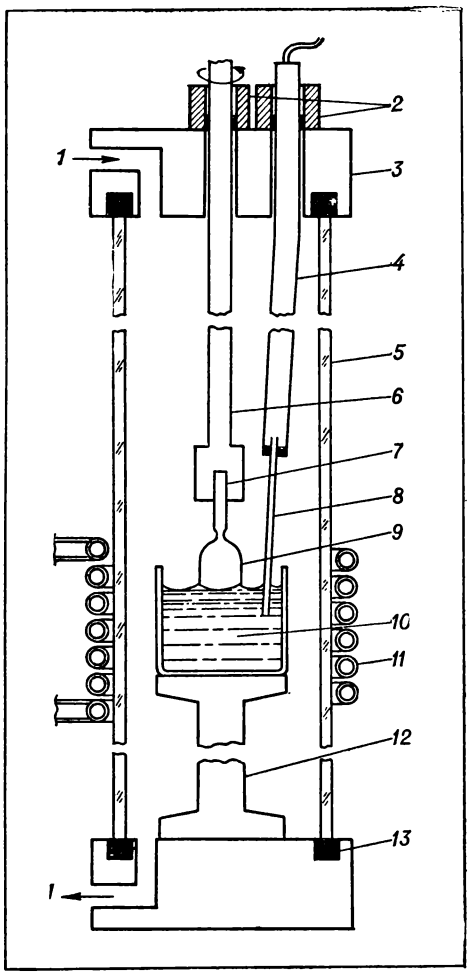


Рис. 2. Вытягивание кристаллов из расплава в регулируемой атмосфере по методу Чохральского [Nassau K., 1968 г.].

1 — газ; *2* — кольцевые зазоры; *3* — водяное охлаждение; *4* — медная трубка диаметром 6,3 мм; *5* — кварц; *6* — кристаллодержатель; *7* — затравочный кристалл; *8* — трубки термоэлемента; *9* — растущий кристалл; *10* — расплав; *11* — нагреватель; *12* — опора; *13* — каучуковая прокладка.

рая медленно передвигается вдоль стержня (скорость около 1 см/ч). При соответствующих условиях расплавленный материал застывает в виде монокристалла. Расплавленную зону удерживает поверхностное натяжение. Такова другая «бестигельная» методика.

В зависимости от коэффициента распределения (см. раздел Теория роста кристаллов) та или другая примесь может перемещаться в направлении движения зоны или в противоположном направлении; многократным повторением процесса можно получить вещество нужной степени чистоты.

Плавление в пламени. Выращивание кристаллов методом плавления в пламени впервые было описано Вернейлем в 1902 г., хотя по некоторым данным этот метод, в несколько отличной форме, использовался уже в 1885 г. [4]. Широко известно применение этого метода для выращивания в коммерческих целях булей синтетического рубина и сапфира, современное производство которых составляет около 1 млрд. кар (200 т) в год.

В аппарате Вернейля (рис. 4) порошок глинозема ссыпается по трубке с кислородом в горелку и плавится, проходя сквозь пламя. Расплав капает на растущий кристалл-булю и медленно затвердевает по мере опускания кристаллодержателя со скоростью около 1 см/ч. Могут быть получены були, имеющие более 30 см в длину. Это еще один метод, при котором нет надобности в контейнере и поэтому возможно выращивание крайне тугоплавких кристаллов.

Основной проблемой в этом методе является приготовление исходного порошка, достаточно тонкого для того, чтобы подача его шла равномерно и он легко плавился, но не настолько тонкого, чтобы он чрезмерно распылялся или образовывал комки. Так, в случае выращивания сапфира или рубина аммониевые квасцы $NH_4Al(SO_4)_2 \times \times 12H_2O$ очищаются с помощью неоднократной перекристаллизации. Добавляются реактивы, придающие окраску (например, хромсодержащая соль для *рубина* или железо вместе с титаном для *сапфира*), и квасцы нагреваются примерно до 1000 °С. При этом улетучиваются вода и SO_3 и остается рыхлая сухая масса глинозема Al_2O_3, который затем размалывается и просеивается.

Существует ряд модификаций этого метода, в которых используются другие способы нагрева: с помощью световых источников большой мощности, угольной дуги, элементов электрического сопротивления или высокочастотных нагревателей. Кроме сапфира и рубина этим методом можно выращивать *шпинель*, *рутил*, титанат стронция, *магнетит* и такие тугоплавкие металлы, как вольфрам.

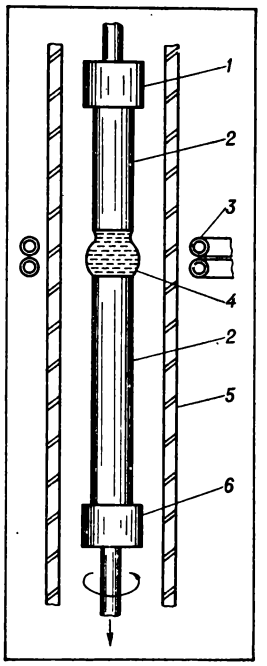


Рис. 3. Установка для выращивания кристаллов методом плавающей зоны [Nassau K., 1968 г.].

1 — зажим; *2* — кристалл; *3* — нагреватель; *4* — расплав; *5* — кварцевая трубка; *6* — зажим.

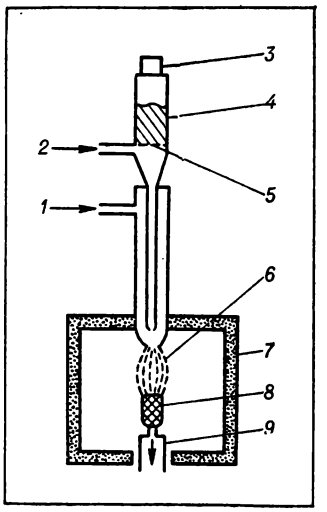


Рис. 4. Аппарат Вернейля для выращивания кристаллов методом плавления в пламени [Nassau K., 1968 г.].

1 — водород; *2* — кислород; *3* — вибратор; *4* — порошок глинозема; *5* — сито; *6* — пламя; *7* — изоляция; *8* — буля; *9* — держатель.

МЕТОДЫ ВЫРАЩИВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСТВОРОВ

Рост из низкотемпературных растворов. Кристаллизация или перекристаллизация растворимых в воде веществ широко используется для промышленного производства каменной соли и сахара. Чтобы вызвать образование зародышей и последующий рост кристаллов, применяется или выпаривание растворителя, или изменение температуры насыщенного раствора. Поскольку образование зародышей требует большей пересыщенности, чем рост кристаллов, то для выращивания крупных кристаллов, чтобы избежать нежелательного зародышеобразования, применяют затравочные кристаллы и слабо пересыщенные растворы.

В кристаллизаторе Холдена, показанном на фото 2, можно получить в течение дней или недель кристаллы массой до 450 г. Для получения более крупных кристаллов необходимо применять многорезервуарные аппараты. Во всех случаях необходимы строгий температурный контроль и тщательное перемешивание.

Поскольку среди представляющих интерес минералов почти нет растворимых в воде при комнатной температуре, метод выращивания кристаллов из растворов имеет ограниченное применение. Обычно можно повысить растворимость, повышая температуру. Имея дело с таким веществом, как вода (например, в гидротермальном методе), необходимо вести процесс под давлением, чтобы не допустить выкипания растворителя. Можно, напротив, использовать и нелетучие растворители с высокой точкой плавления (как в методе флюса).

Гидротермальный рост. Созданный в 1851 г. де Сенармоном гидротермальный метод представляет собой способ выращивания кристаллов, очень близкий к тому, как образуется большинство природных минералов. В настоящее время гидротермальное выращивание кристаллов *кварца* (см. фото 1) имеет промышленное значение. Этим методом выращиваются и многие другие минералы, включая изумруд, сапфир и рубин, *кальцит*, *цинкит*, *турмалин* и т. д., но обычно только в мелких кристаллах. Чтобы создать условия для роста крупных кристаллов, нужны обширные исследования; экономически это выполнимо только в том случае, если можно будет надеяться на промышленное производство хотя бы в умеренных масштабах.

Сосуды высокого давления, или автоклавы, используемые для гидротермального выращивания, делаются из особой стали, выдерживающей высокие температуру и давление. Для предупреждения коррозии может применяться футеровка платиной, серебром или золотом; тщательно продумана конструкция затвора. Поскольку время от времени автоклавы взрываются, они известны также под названием «бомб».

Лабораторные бомбы (рис. 5) бывают от нескольких сантиметров до 30 см и более в длину. Питающий материал, например размельченный природный кварц, помещается в нижнюю часть бомбы, а тонкие затравочные пластинки — в верхнюю. Бомба не полностью заполняется раствором, и затвор затягивается. При переходе температуры через 100 °С раствор быстро расширяется и бомба полностью заполняется жидкостью.

Промышленные бомбы имеют обычно 3,7 м в длину и 36 см в диаметре при толщине стенок 10 см. Бомба может быть заполнена на 80 % 4 %-ным раствором гидроксида натрия; температура в верхней части 360 °С и в нижней части 400 °С. При этом развивается давление около 1750 кгс/см^2. Такая бомба дает менее чем за 3 недели около 40 кристаллов массой более 0,5 кг каждый. Ежегодное мировое производство *кварца* в последнее время составляет около 700 т [4].

Метод флюса. В этом методе, который в Великобритании известен также под названием раствора в расплаве,

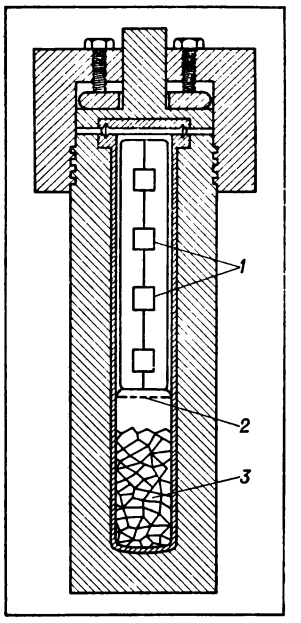


Рис. 5. Лабораторная гидротермальная бомба [Nassau K., 1968 г.].

1 — затравочные пластинки; *2* — диафрагма; *3* — питающая шихта.

используются легкоплавкие неорганические растворители. Для предотвращения загрязнения обычно применяются тигли из благородных металлов. Нагревание ведется в электропечах при тщательном терморегулировании. Обычно используется понижение температуры (1 °С/ч или еще медленнее), хотя могут быть применены перемещение или испарение расплава при постоянной температуре.

Типичные растворители и интервалы температур приведены в таблице. Трудность заключается в регулировании зародышеобразования; часто вместо небольшого числа крупных кристаллов получается много мелких. Проблемой является и извлечение кристаллов из затвердевшего флюса. Это делается путем многочасового кипячения в кислоте, подобранной таким образом, чтобы растворить растворитель, но не кристаллы. С другой стороны, бывает возможным слить еще расплавленный растворитель, особенно если кристаллы тяжелее флюса

Типичные условия выращивания кристаллов методом флюса

Флюс	Температурный интервал, °С	Выращенные кристаллы
PbF_2, PbO и смеси	1300—900	Редкоземельные *гранаты*, изумруд, рубин, MgO, ZnO, BeO, ферриты
$MoO_3 : Li_2O$; $WO_3 : Na_2O$ и др.	1300—700	$CaWO_4$, $SrMoO_4$, $ZrSiO_4$, TiO_2, BeO, изумруд
$B_2O_3 : Na_2O$; $B_2O_3 : BaO$ и др.	1200—900	*Гранаты*, ферриты, CeO_2
KF, KCl и др.	1100—400	$BaTiO_3$, $KNbO_3$, ZnS, CuCl

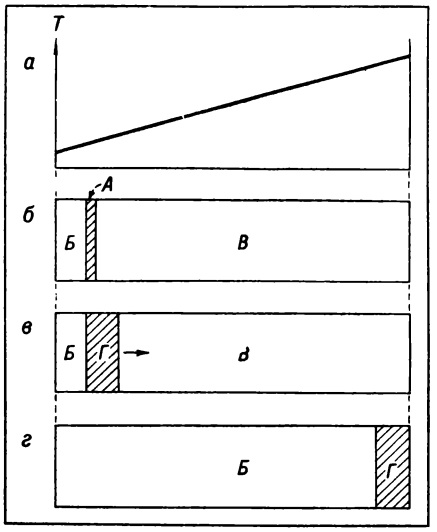


Рис. 6. Зонная плавка в условиях температурного перепада [Nassau K., 1968 г.].

а — температурный профиль; *б* — начальное положение; *в* — положение роста; *г* — конечное положение.

и растут на дне тигля. Синтетический *изумруд* для использования в ювелирном деле является единственным видом кристалла, производимым в больших количествах методом флюса [4].

Для перемещения флюса обычно используются две методики. Первая из них почти идентична используемой в гидротермальном методе: имеются область растворения и область роста с различными температурами. Поскольку повышенного давления не требуется, может применяться простая аппаратура, дающая возможность перемешивать раствор, способствуя тепловой конвекции.

Другая методика заключается в использовании зонной плавки в условиях температурного перепада. Принцип этой методики проиллюстрирован рис. 6. «Сэндвич» из трех составляющих, как показано на рис. 6, *б*, помещается в нагреватель с температурным градиентом (рис. 6, *а*). Тонкий слой растворителя *А*, который плавится при данной температуре, помещается между затравочным кристаллом *Б* и питающим материалом *В*.

Под действием движущей силы температурного градиента питающий материал *В* растворяется в *А*, образуя насыщенный раствор *Г* (рис. 6, *в*), в то время как на затравке *Б* происходит кристаллизация. Таким образом происходит перемещение зоны флюса вправо, и через некоторое время весь питающий материал оказывается окристаллизованным, как показано на рис. 6, *г*.

Возможны различные модификации этой методики: так, вместо температурного перепада может использоваться электрическое поле. Методика используется для выращивания кристаллов карбида кремния, кремния, арсенида галлия и др.

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ТВЕРДОЙ ФАЗЕ

Небольшие кристаллы, например для рентгенодифрактометрического исследования, могут быть получены «спеканием», т. е. нагреванием спрессованного порошка почти до точки плавления или температуры перехода [в другую полиморфную модификацию].

В случае легко деформируемых материалов, таких как металлы, используется метод отжига под напряжением. Лист, брус или проволока деформируются путем расплющивания, скручивания или растяжения и затем отжигаются. Этот процесс повторяется несколько раз. Рост отдельных кристаллических зерен происходит за счет других, при благоприятных условиях можно получить монокристаллы до 2,5 см в поперечнике, например из алюминия.

При высоком давлении (свыше 70 кбар) и высокой температуре (свыше 2000 °С) углерод непосредственно в твердой фазе превращается в *алмаз*. Этот процесс может быть ускорен в присутствии таких металлов, как никель, но в дальнейшем рост кристаллов алмаза происходит из раствора никеля по существу по методу зонной плавки в условиях температурного перепада. Аппаратура, которая должна выдерживать столь высокие давления и температуры, очень сложна; время роста непродолжительно— для мелких кристаллов несколько секунд или минут; кристалл массой 1 кар выращивается более недели [4].

МЕТОДЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИЗ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

Метод конденсации. При соответствующих условиях многие вещества, конденсируясь, переходят из пара непосредственно в кристаллическое состояние, минуя жидкую фазу. Если процесс испарения проходит без образования жидкости, такой процесс называется сублимацией.

На рис. 7, *а* и *б* показаны проточная и закрытая системы, перепад температур на рис. 7, *в* относится к обоим вариантам. Питающий материал испаряется при более высокой температуре в части *А* и осаждается на затравочный кристалл в части *Б* при более низкой температуре (или самопроизвольно образует зародыши в части *В*). В проточной системе (рис. 7, *а*) применяется поток инертного газа; в закрытой системе (рис. 7, *б*) процесс может идти как в вакууме, так и в атмосфере инертного газа.

Выращивание по этому методу происходит очень медленно, при этом регулировать зародышеобразование трудно. В число кристаллов, выращиваемых методом конденсации, входят оксид цинка и сульфид кадмия.

Метод химической реакции. Выращивание кристаллов из газовой фазы методом химической реакции проводится в устройстве, аналогичном проточной системе в методе конденсации. Отдельные потоки инертных газов несут компоненты выращиваемого вещества, в процессе могут также участвовать активные газы. Реакция может происходить там, где потоки газа сходятся, или путем эпитаксиального нарастания на прогретом субстрате. Возможны различные варианты этого

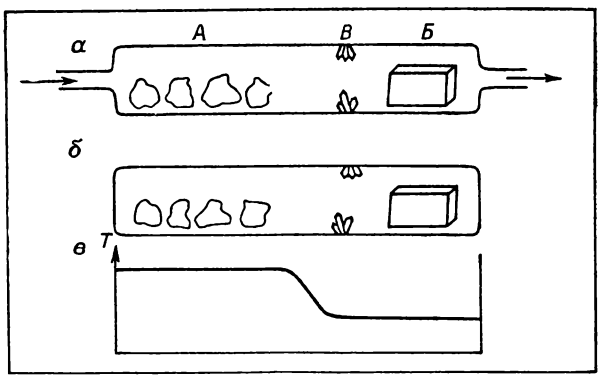


Рис. 7. Выращивание кристаллов по методу конденсации [Nassau K., 1968 г.].

а — выращивание в потоке газа; *б* — выращивание в вакууме; *в* — температурный профиль.

метода. Могут иметь место соединение элементов в потоке инертного газа, например

$$Cd + S \rightarrow CdS,$$

разложение в потоке инертного или активного газа, например

$$CH_3SiCl_3 \rightarrow SiC + 3HCl \text{ (в } H_2),$$

или реакция с потоком активного газа, например

$$7SiCl_4 + C_7H_8 + 10H_2 \rightarrow 7SiC + 28HCl.$$

Метод «транспортных» реакций. Выращивание с перемещением газовой фазы производится в закрытой трубке, аналогичной той, которая применяется в методе конденсации (рис. 7, *б*). Кроме питающего материала и затравочного кристалла или субстрата трубка содержит активный газ — транспортер.

При выращивании германия с иодом в качестве транспортера добавляется небольшое количество иода. Последний реагирует с германием, образуя GeI_2. Рост кристаллов происходит при более высокой температуре (500—700 °С) по обратимой реакции

$$2GeI_2 \rightarrow GeI_4 + Ge.$$

Газообразный GeI_4 возвращается в более холодную часть трубки, где новая порция германия вступает в обратную реакцию

$$GeI_4 + Ge \rightarrow 2GeI_2.$$

При концентрации I_2 5 мг/см^3 скорость роста составляет около 10 мкм/ч.

Процесс может идти и в проточной системе (рис. 7, *а*), если транспортирующий агент присутствует в потоке газа.

МЕТОД ГАЗ—ЖИДКОСТЬ—ТВЕРДАЯ ФАЗА

В последнее время было показано, что рост различного типа «усов» (нитевидных кристаллов) из газовой фазы проходит через промежуточную жидкую фазу. Размер монокристаллов кремния, германия, карбида кремния и др., выращенных по этому методу, достигает сантиметров в длину и миллиметров в поперечнике.

Когда кремний выращивается на кремниевом субстрате из газовой фазы, присутствие незначительного количества примеси, например золота, будет вызывать образование капельки жидкого сплава Au—Si. Кремний из газовой фазы впитывается этой капелькой, и на субстрате происходит кристаллизация кремния. Это приводит к росту столбика кремния с капелькой сплава наверху, как показано на рис. 8. Рост заканчивается при полном израсходовании золота, переходящего в растущий кристалл кремния.

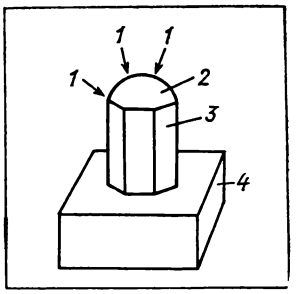


Рис. 8. Выращивание кристалла по методу газ—жидкость—твердая фаза [Nassau K., 1968 г.].

1 — газ; *2* — жидкость; *3* — твердая фаза; *4* — субстрат.

ТЕОРИЯ РОСТА КРИСТАЛЛОВ

С теоретической точки зрения здесь наиболее интересны три аспекта проблемы: зародышеобразование, рост кристаллов и распределение примесей.

Образование кристаллических зародышей может быть гомогенным, т. е. внутри исходной фазы, или гетерогенным, т. е. на поверхности, которой может оказаться стенка контейнера, эпитаксиальная подложка или инородная частица. В теории гомогенного зародышеобразования решающей стадией является образование «эмбрионов». Они возникают из случайно образовавшихся небольших упорядоченных скоплений атомов, которые могут разрастаться, становясь зародышами, или затравочными кристаллами, либо вновь рассеиваться под действием тех же случайных факторов.

Скорость образования зародышей очень быстро возрастает при повышении пересыщения или переохлаждения. При чрезмерном понижении температуры скорость зародышеобразования может снова понизиться из-за повышения вязкости среды.

Было предложено несколько механизмов роста. Согласно наиболее простому из них рост кристаллов осуществляется при добавлении строительных элементов к частично завершенному слою. Трудность заключается в том, что для зарождения нового слоя требуется большее переохлаждение или пересыщение, чем это обычно наблюдается. Механизм «винтовой дислокации» дает возможность избежать этой трудности, так как сколько бы элементов ни добавилось к ступеньке винтовой дислокации (рис. 9), дислокация всегда будет оставаться. В металлах грани кристаллов обычно остаются шероховатыми на атомном уровне, так что рост идет не слоями, а отдельными частицами.

Распределение примесей описывается коэффициентом распределения $k = C_s/C_l$, где C_s — концентрация примесей в твердой фазе (кристалле), C_l — концентрация в жидкой фазе (расплаве). Вывод k из фазовой диаграммы показан на рис. 10; коэффициент k является постоянным для разбавленных растворов во время медленного (равновесного) роста.

Если большое количество расплава затвердевает в ходе «нормального» охлаждения (методы Бриджмена—Стокбаргера или Чохральского в противовес методам зонной плавки или Вернейля), распределение примесей с начальной концентрацией C_0 в первом приближении описывается уравнением

$$C/C_0 = k\,(1 - g)^{k-1},$$

где C — концентрация после перехода части g расплава в твердую фазу в условиях идеального перемешивания. На диаграмме (рис. 11) этому отвечает кривая *I*. При отсутствии перемешивания излишнее количество примесей должно диффундировать от поверхности раздела с твердой фазой, что в результате дает кривую *II*.

Другие зависимости применимы к зонной плавке, где распределение примесей после одного прохода зоной длиной l описывается уравнением

$$C/C_0 = l - (1 - k)\,e^{-kg/l}.$$

Это дает кривую, подобную кривой *II* на рис. 11, Уравнения и кривые для различных случаев даны в работе Пфанна [5].

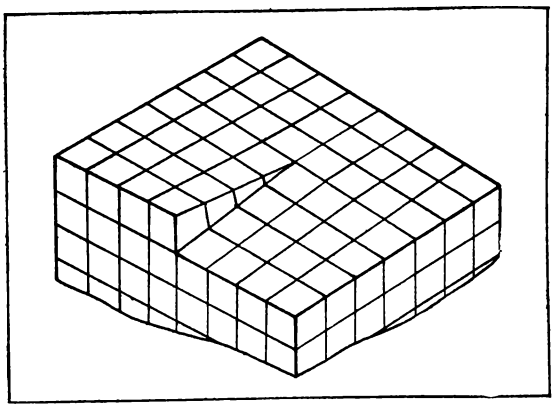


Рис. 9. Схематическое изображение винтовой дислокации [Nassau K., 1968 г.].

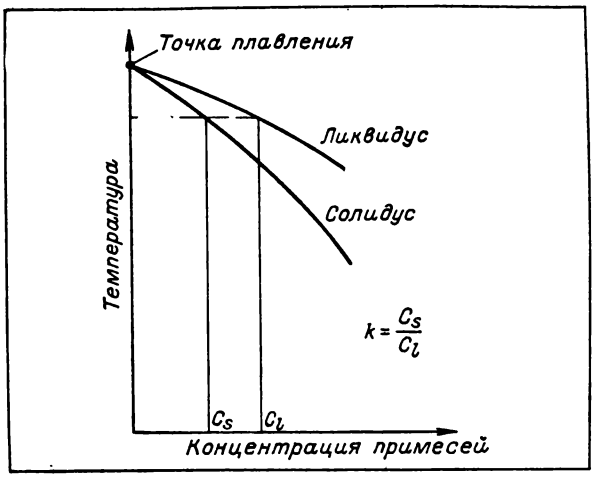


Рис. 10. Фазовая диаграмма, иллюстрирующая понижение точки плавления с увеличением примесей и вывод коэффициента распределения k [Nassau K., 1968 г.].

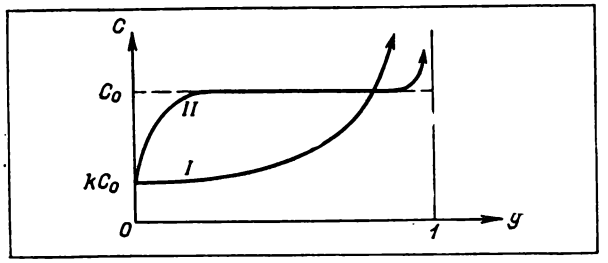


Рис. 11. Распределение примесей при $k < 1$ при нормальном затвердевании и идеальном перемешивании (*I*) и при ограниченном перемешивании (*II*) [Nassau K., 1968 г.].

РОСТ КРИСТАЛЛОВ В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ

Изверженные породы образуются в процессе затвердевания магм, в составе которых преобладают оксиды Si, Al, Ca, Mg, Fe, Na и K. В зависимости от конкретного состава и условий при кристаллизации магмы образуются породы, содержащие кристаллы *кварца*, *полевого шпата*, *фельдшпатоидов*, *пироксенов*, *роговой обманки*, *биотита* и *оливина* (см. *Породообразующие минералы*). Процесс носит промежуточный характер между ростом из расплава в лабораторных условиях и ростом кристаллов по методу флюса и гидротермальному методу.

Компоненты, отделившиеся во время начальной кристаллизации магмы, образуют флюиды менее вязких пегматитов и гидротермальных жил (см. *Минералы пегматитов; Жильные минералы*). Эти флюиды содержат в больших количествах летучие, такие как H_2O, CO_2, HCl, HF и соединения серы. Кристаллизация из них близка к гидротермальному росту кристаллов в лабораторных условиях, но протекает при очень большой концентрации минерализаторов. Это приводит к образованию в пегматитах эффектных самоцветов и кристаллов таких минералов, как, например, *кварц*, *полевые шпаты*, *слюды*, *берилл* и *гранат*. Разбавленные подземными водами, эти растворы продолжают гидротермальную кристаллообразующую деятельность в горячих источниках. Изучение включений флюидов, законсервированных кристаллом во время его роста, дает информацию о температурных условиях роста и составе флюидов (см. *Барометрия геологическая; Термометрия геологическая*).

Рост таких кристаллов, как карбонат кальция, хлорид натрия, сульфаты и бораты эвапоритов, отвечает лабораторному выращиванию кристаллов из низкотемпературных водных растворов (см. *Минеральные соли*). Эквивалент превращению в твердой фазе можно видеть в очень усложненной форме в проявлениях контактового и регионального метаморфизма, особенно в условиях высоких давлений, локального плавления и присутствия летучих. Конденсация из газовой фазы, в том числе и в результате химических реакций, осуществляется в фумаролах районов активного вулканизма с образованием таких кристаллов, как сера, хлорид аммония и др.

В лабораторных условиях при выращивании кристаллов обычно не далается попыток воспроизвести природные условия. В точности эти условия никогда и не бывают известны. Создание высокоагрессивных сред и медленный рост, возможно охватывающий по времени геологические периоды, свойственные кристаллизации в очень больших масштабах, неосуществимы в лаборатории. Тем не менее экспериментальные исследования роста несомненно дают ключ к познанию возможных условий минералообразования в природе.

К. НАССАУ

См. также: *Абразивные материалы; Алмаз; Барометрия геологическая; Геммология; Дефекты в кристаллах; Кварца группа; Кристаллизация стекла; Кристаллография морфологическая; Магнитные минералы; Синтетические минералы; Термометрия геологическая; Эпитаксия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Henish H. K.* Crystall growth in gels. University Park, Pa. Pennsylwania State University Press, 1970. 111 p.
2. *Laudise R. A.* The growth of single crystalls; Engelwood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1970. 352 p.
3. *Mullin J. W.* Crystallization. London, Butterworths, 1961. 480 p.
4. *Nassau K.* Gems made by man. Radnor, Pa., Chilton Book Co., 1980. 364 p.
5. *Pfann W. G.* Zone melting, 2th ed. New York, Wiley, 1966. 310 p.
6. *Roedder E.* Ancient fluids in crystalls. — Sci. Am., 1962, 207, p. 38.
7. *Smakula A.* Einkristalle. Berlin, Springer-Verlag, 1961. 431 p.
8. *Van Hook A.* Crystallization. New York, Reinhold, 1961. 325 p.
9. *Wilke K.-Th.* Kristallzüchtung. Berlin, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, 1973. 923 p. plus 177-page reference booklet.

Выращивание кристаллов из растворов/Т. Г. Петров, Е. Б. Трейвус, Ю. О. Пунин, А. П. Касаткин. Л., Недра, 1983. 200 с.

Г

ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ

Общая форма кристалла (его облик) и пропорции ограничивающих его сторон (например, удлиненный, таблитчатый, пластинчатый кристалл) именуются его габитусом, от лат. habitus *. Термин «габитус» в минералогии для общей характеристики внешнего вида кристалла впервые вошел в употребление в начале XX в. Поверхности минералов хотя и состоят обычно из четких плоских граней, пересекающихся по геометрически определенным линиям, допускают такие же бесконечные вариации комбинаций и размеров этих граней, как и формы животных или растений. В то же время грани подчинены определенным и строгим законам. Отдельные геометрические закономерности расположения граней кристаллов, составляющие сложные поверхности многогранников, были проиллюстрированы в XVI в. К. Геснером и в начале XVII в. А. де Боодтом. В последующие годы XVII в. наблюдения Роберта Гука и Николаса Стенона над постоянством углов между гранями кристаллов данного вида положили начало научной минералогии, хотя измерение углов как диагностической характеристики кристаллов началось только в следующем столетии, с работы Ромэ-Делиля и первого прикладного гониометра А. Каранжо. Согласно современной теории твердого тела это постоянство ориентации граней является выражением внутренней атомной или молекулярной периодичности, определяющей существо кристалла. Бесконечное разнообразие соотношений в развитии граней является результатом взаимодействия периодически повторяющихся внутренних сил связей между частицами с условиями, в которых росли кристаллы (см. *Выращивание кристаллов*). Термин «форма» [простая форма] используется в кристаллографии для обозначения совокупности граней, связанных операциями «симметрии».

ОПИСАНИЕ ГАБИТУСОВ

Габитусы конкретных кристаллов описываются любыми подходящими терминами, обычно не требующими пояснения: таблитчатый (*слюды*), игольчатый или игловидный (*рутил*), призматический, столбчатый, пластинчатый, блоковый, короткостолбчатый (*циркон*), дендритовый или древовидный (снежинка), проволочный (*серебро*), листоватый, брусковидный. Для характеристики кристаллов могут употребляться геометрические термины (например, пирамидальный, ортогональный) или кристаллографические (октаэдрический, ромбический, скаленоэдрический). Кристаллы одного минерала могут встречаться в многочисленных весьма различных габитусах (рис. 1 и 2). В. Гольдшмидт между 1913 и 1923 гг. опубликовал 18-томный «Атлас форм кристаллов» (Atlas der Krystallformen), вобравший морфологические измерения и иллюстрации из всей минералогической литературы. Такие минералы, как *барит* $BaSO_4$, проиллюстрированы более 700 различными образцами, а для *пирита* и *кальцита* число их достигает тысяч. Кристалломорфологи измеряют углы, образуемые каждой гранью кристалла с тремя пересекающимися осями, выбранными в соответствии с принципами кристаллографии. Грани можно индексировать и группировать на основе принципов симметрии в простые формы. Совокупность форм, имеющихся на кристалле, составляет комбинацию форм, которая наряду с габитусом дает морфологическую характеристику кристалла.

Аналогичные общие термины используются также и для характеристики срастаний кристаллов, что иногда затушевывает различия между единичными кристаллами, агрегатами кристаллов, сдвойникованными кристаллами (ласточкин хвост, железный крест) и даже спайностью (волокнистый, или асбестовый, *серпентин*) и породами (оолитовый известняк и оолитовый *гематит*). *Гематит* может, кроме того, иметь зеркальный или зеркалоподобный облик (слюдоподобный *гематит* с очень ярким металлическим блеском) или же быть землистым и обладать совершенно другими свойствами. Для скоплений сферолитовых агрегатов в литературе употребляются такие

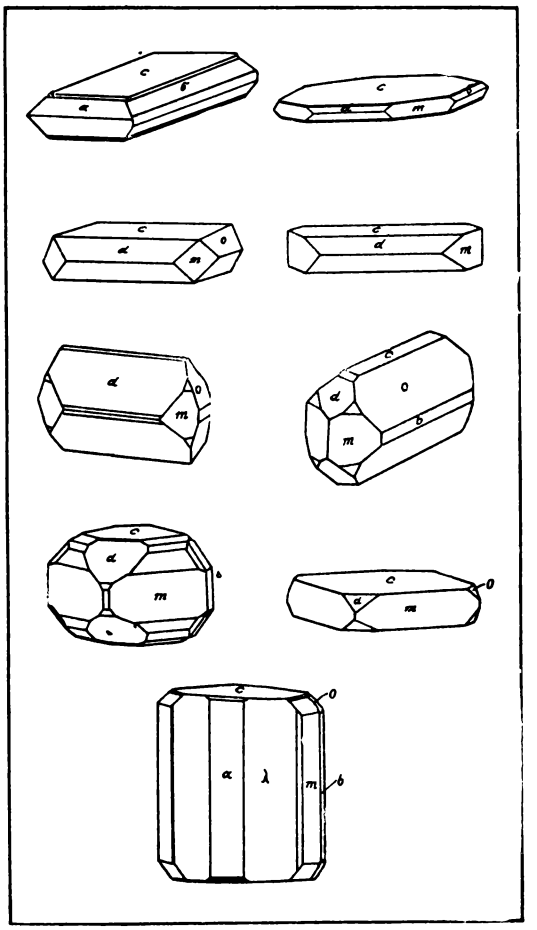


Рис. 1. Девять различных габитусов *барита* [4].

* В русской литературе под габитусом обычно понимаются только пропорции в размерах кристалла. — *Прим. ред. пер.*

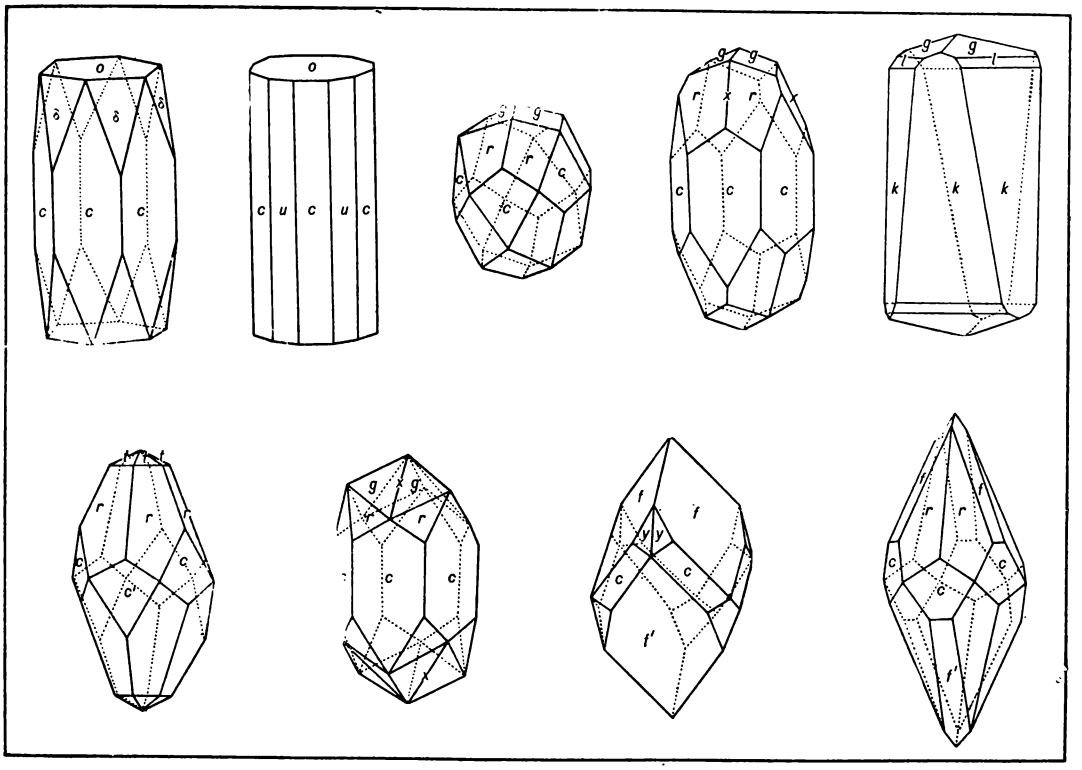


Рис. 2. Девять габитусов *кальцита* (по [Гаюи, 1801 г.]).

определения габитуса, как гроздевидный (подобный грозди винограда) и почковидный (подобный почке). Сосцевидный или гроздевидный *малахит* является полудрагоценным камнем (см. *Геммология*). Большинство бокситов имеют пизолитовый (гороховый) или, как в Ле-Бо (Франция), оолитовый облик. Самородные металлы, например медь из штата Мичиган, могут быть представлены древовидными агрегатами. *Гипс*, *барит* и *кальцит* могут встречаться в виде радиальных групп кристаллов (розеток), называемых «розами пустыни».

Морфология поверхности кристалла, обязанная своим происхождением условиям роста, также рассматривается как габитус. «Куб со штриховкой» является характерным обликом обычного *пирита*, который может быть также фрамбоидальным (с образованиями в виде ягод малины) или массивным (тонкозернистым). Сростки более чем одного вида часто обладают характерным внешним видом (кристаллы *рутила* в *кварце*, письменный гранит). Минеральные агрегаты могут быть в виде корок, друз (небольшие кристаллы, выросшие на поверхности) или жеод (выполнение полости). Термин «собачий клык» относится к острым скаленоэдрам *кальцита*, растущим навстречу друг другу с противоположных стенок полости. В общем случае лишь воображение и здравый смысл минералога накладывают ограничения на терминологию, связанную с габитусом кристаллов.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ГАБИТУСА

В строгом смысле слова габитус кристалла составляют имеющиеся грани и их относительные размеры. Хотя Кеплер, Декарт, Гук, Гюйгенс и другие исследователи XVII в., постулируя наличие внутренней упорядоченной молекулярной структуры, дали объяснение закономерному образованию кристаллов в виде многогранников, установление связи между внутренней структурой кристалла и реально существующими формами обычно приписывается Рене Ж. Гаюи, который показал, что тангенсы углов, образованных плоскостями поверхности с кристаллографическими осями, относятся как небольшие целые числа. Эти целые числа, соответствующим образом трансформированные, превратились в настоящее время в индексы Миллера (см. *Направления и плоскости*). Правилом Гаюи устанавливается, что порядок морфологической важности (размер и частота нахождения) форм кристалла определяется порядком сложности индексов, т. е. чем меньше целые числа, составляющие индексы, тем больше важность форм. Огюст Бравэ еще в 1849 г. предложил математическую теорию, которая была обоснована и с точки зрения физики. Правилом Бравэ устанавливается, что морфологическое значение грани определяется плотностью узлов решетки в плоскости этой грани или расстоянием между соответствующими плоскостями решетки. Он пришел к выводу, что силы роста будут наименьшими, а грани, следовательно, наиболее крупными в случае наибольших расстояний между плоскостями решетки. Спайность вдоль таких плоскостей полностью объяснялась бы такой структурой; однако морфология, по Бравэ, зависит также и от условий, в которых рос кристалл. Бравэ писал, что узлы решетки можно рассматривать как центры тяжести молекул, симметрия которых также влияет на рост.

С установлением закона Бравэ стало возможным по морфологии кристалла определять его решетку, а часто и получать значительную информацию о пространственной группе. Работа Е. С. Федорова «Царство кристаллов» (Das Krystallreich), созданная в 1913 г. для этой цели и представлявшая собой солидный кристаллохимический атлас — свод кристаллических структур, в известной мере устарела еще до опубликования в 1920 г. в связи с открытием явления дифракции рентгеновских лучей.

ОБОБЩЕНИЕ ДОННЕЕМ И ХАРКЕРОМ ЗАКОНА БРАВЭ

Среди тех, кто применял теорию Бравэ к минералогии, были Э. Малляр, Г. Юнгхан, Г. Баумгауэр, Л. Зонке, П. Грот и Ч. Пикок. В соответствии с правилом Гаюи морфологическая важность простых форм убывает с переходом от наиболее простых к более сложным индексам. В случае кубических кристаллов простые формы в порядке уменьшения их морфологической влажности расположились бы в следующем порядке: {100}, {110}, {111}, {210}, {211} и т. д. Напротив, если минерал (например, *магнетит*) встречается чаще всего в виде октаэдра {111}, согласно правилу Бравэ этот минерал относится к «октаэдрическому виду», или к гранецентрированной решетке кубической сингонии.

Плоскость (111) в этой решетке является плоскостью с наибольшей ретикулярной плотностью и наибольшим межплоскостным расстоянием. Ж. Фридель, детально изучив все известные совокупности форм в порядке их морфологической важности (морфологический аспект), показал, что они отвечают требуемому порядку, и тем самым утвердил теорию Бравэ как эмпирический закон минералогии. Хотя для отдельных форм и наблюдались некоторые несоответствия, как Ж. Фридель, так и Е. С. Федоров смогли продемонстрировать наличие корреляции, наблюдавшейся почти во всех случаях, когда были развиты полные серии форм.

С развитием метода определения кристаллической структуры по дифракции рентгеновских лучей многие из наблюдаемых несоответствий между теоретической формой и реальным кристаллом П. Ниггли и другие считали происходящими от упрощения, связанного с использованием точек исключительно идеальной решетки. Дж. Донней и Д. Харкер обобщили закон Бравэ—Фриделя, связав ретикулярные плотности и межплоскостные расстояния с элементами симметрии пространственной группы — плоскостями скользящего отражения и винтовыми осями. Морфологический аспект, определенный таким образом, совпадает с порядком линий на рентгенограммах.

РАВНОВЕСИЕ

Физические законы, которым подчиняются относительные размеры граней кристалла, были описаны Дж. Гиббсом в 1878 г. и Пьером Кюри в 1888 г. Грани равновесного кристалла должны находиться в таких отношениях, чтобы общая поверхностная энергия была минимальной. Если σ_i — удельная поверхностная энергия i-й грани, имеющей площадь F_i, тогда для определенного объема Σ_i произведение $\sigma_i F_i$ является минимальным. В 1901 г. Г. Вульф, рассматривая набор форм, обусловленных структурой в соответствии с законом Бравэ, воспользовался условием Гиббса—Кюри для определения относительных размеров граней. Пусть h_i представляет собой нормаль к грани (вектор Вульфа), восстановленную в центральной точке i-й грани (точка Вульфа). Векторы Вульфа отвечают скоростям роста. По теореме Вульфа для равновесного кристалла имеем

$$h_i;$$
$$\sigma_i = h_j;$$
$$\sigma_j = h_k;$$
$$\sigma_k = \ldots = C.$$

Поверхность, охватывающая концы всех возможных векторов, исходящих из точки Вульфа, называется γ-поверхностью; эта поверхность перпендикулярна ко всем векторам и ограничивает равновесное, или Вульфово, тело. Вульф признавал, что σ_i (удельная поверхностная энергия i-й грани) зависит не только от структуры, но и от условий образования кристалла, и вместе с Гиббсом и Кюри обсуждал ограничения, накладываемые на приложение теории равновесия к природным объектам. Р. Паркер в 1923 г., Ф. Браун в 1932 г. и П. Ниггли в 1941 г. проводили статистическое изучение устойчивости форм, их размеров и происхождения, чтобы исключить случайные эффекты. Допуская, что морфологическая распространенность форм в геологическом времени и пространстве, характеризуемая показателями их устойчивости P_i, близка к статистическому равновесию, удельную поверхностную энергию можно рассчитать по уравнению [4]:

$$\sigma_{hkl} = kT \ln P_{hkl}.$$

МОЛЕКУЛЯРНО-КИНЕТИЧЕСКИЕ ТЕОРИИ

Дислокационная теория привела В. Бартона, Н. Кабреру и Ф. Франка к теории спирального роста кристаллов и введению концепции плоских, ступенчатых и «ячеистых» граней. Хартман и Пердок [1] рассчитали энергию векторов сильнейших связей в кристалле, которые они назвали цепями периодической связи или *PBC*-векторами. *F*, или плоская грань, определяется как грань, содержащая по крайней мере два параллельных *PBC*-вектора; *S*, или ступенчатая грань, содержит один такой вектор и *K*, или «ячеистая» грань, не содержит ни одного. Наиболее стабильными являются грани *F*, затем *S*, а грани *K*, характеризуясь наибольшей скоростью роста, являются наименее стабильными. На этой основе были сделаны расчеты энергий электростатического притяжения для слоев, параллельных граням кристалла. Вследствие того что в этих расчетах большое значение придается толщине слоя d_{hkl}, результаты получаются аналогичными тем, которые вытекают из закона Бравэ—Доннея—Харкера. Они объясняют обусловленность габитуса кристаллов их кристаллической структурой. Если заменить в законе Доннея—Харкера геометрические точки физическими центрами сил, можно получить объяснение таких расхождений с законом, как преобладание грани куба в каменной соли, тогда как наибольшей ретикулярной плотностью обладают грани октаэдра. Моделирование на ЭВМ роста кристаллов на основе кинетической теории [Gilmer, 1980 г.] подтвердило зависимость скорости роста от структуры.

ПРИНЦИП ЭКВИВАЛЕНТНОСТИ

Поразительная корреляция между морфологической распространенностью простых форм и дифракцией рентгеновских лучей от соответствующих плоских сеток, особенно на дифрактограммах, полученных по методу Дебая—Шеррера, отмечалась Ниггли, Уэлсом, Бургером и Доннеями. Шнеер сравнил значения удельной поверхностной энергии для минералов группы *барита*, полученные статистическим путем (распространенность морфологических форм), с рассчитанными структурными формами. С использованием статистических величин в качестве коэффициентов были рассчитаны преобразования Фурье (Паттерсона), указывающие на расположение периодически повторяющихся центров сил роста в наиболее тяжелых ионах.

ВАРИАЦИИ В РАСПРОСТРАНЕННОСТИ ПРОСТЫХ ФОРМ

Этот вопрос изучал Р. Керн и специально рассматривал Сунагава. Хотя последовательность важности форм какого-либо минерального вида и их статистическая распространенность определяются прежде всего структурой, рост любого конкретного образца происходит при взаи-

модействии сил, зависящих от структуры и от среды. В процессе роста кристалла условия роста и, следовательно, его габитус подвержены изменениям. Последовательность форм кристалла зависит от избирательной абсорбции примесей и изменений химизма среды [Frondel, 1935 г.; Buckley, 1951 г]. Считается, что температура также влияет на габитус, поскольку она изменяет скорость роста. Высокая температура изменяет скорость роста и способствует простой морфологии. Устойчивые минералы, такие как *пирит*, могут проявлять в различных зонах рудных месторождений различные габитусы. Размер зерен, вероятно, также влияет на габитус; свидетельством изменения габитуса в разные стадии кристаллизации часто служит зональность кристалла. Возможно, что давление также влияет на габитус, как, например, в случае роста идиоморфных кристаллов во время метаморфизма или в случае уплощенных или игольчатых габитусов (принцип Ле-Шателье).

ВАРИАЦИИ В СООТНОШЕНИИ РАЗМЕРОВ ПРОСТЫХ ФОРМ

При экспериментальном синтезе снега Накая [3] получал три различных габитуса (иголки, пластинки и чешуйки) в зависимости от соотношения температуры воды и температуры воздуха, в котором происходило образование снега. Кристаллы NH_4I, образовавшиеся эпитаксиально при испарении водного раствора на чешуйках *мусковита*, тетраэдрические, а на пластинках стекла — кубические.

Габитус может определяться доступом питающего материала. В простейшем случае грань, находящаяся в потоке раствора, будет расти или растворяться быстрее, чем другие грани. При вытягивании кристаллов (методе синтеза, по которому затравочный кристалл, находящийся у поверхности расплава или раствора, поднимается достаточно медленно для того, чтобы шла кристаллизация) можно получить кристаллы любой длины (см. *Выращивание кристаллов*). Аналогичный результат, а именно бесконечный монокристаллический стержень одного диаметра, можно получить для *корунда*, применяя метод плавления в пламени.

ВИЦИНАЛЬНЫЕ ГРАНИ

Грани с очень большими индексами, но почти параллельные основным граням кристалла, называются вицинальными. По Ниггли, их появление зависит от глубины поверхностного слоя ненасыщенных связей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Габитус кристалла является конечным итогом длительного процесса, он отражает стадии равновесия сил, воздействию которых подвергался кристалл. Бесконечное разнообразие габитусов кристаллов одного минерального вида подчиняется тем не менее определенным ограничениям, налагаемым внутренней структурой, общей для всех образцов, и статистически выражаемым в последовательности морфологической важности форм и их распространенности. «... Распределение электронов является, вероятно, основным критерием, характеризующим гранеобразование кристалла в зависимости от его структуры и состава» [2]. Отклонение индивидуальных габитусов от структурно детерминированной нормы отражает историю кристалла и является мерой сил, действовавших на кристалл во время его роста.

С. ШНЕЕР

См. также: *Виды симметрии; Двойникование; Кристаллическая решетка; Кристаллография: история; Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Поликристалл; Символы пространственной группы; Симметрия; Скелетные кристаллы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Hartman P., Perdok W. G.* On the relation between structure and morphology of crystals. — Acta Crystallog., 1955, 8, p. 49—52, 521—524, 525—529.

2. *Leonyuk N. I., Gaulin R. V., Al'shinskaya L. I., Delone B. N.* Practical determination of perfect habits of crystals. — Zeitschr. für Krist., 1980, 151, p. 263—269.

3. *Nakaya U.* Snow crystalls. Cambridge, Harward, 1954. 510 p.

4. *Schneer C. J.* Morphological basis for the reticular hypothesis. — Am. Mineralogist, 1970, 55, p. 1466—1488.

5. *Schneer C. J.* Morphological complements of crystal structures. — Can. Mineral., 1978, 16, p. 465—470.

ГАЛОТРИХИТА ГРУППА

Эта группа моноклинных минералов — водных сульфатов — имеет общую формулу

$$AB_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O,$$

где $A = Fe^{2+}$, Mg, Mn, Zn; B = Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}.

Группа включает следующие минералы.

Апджонит $MnAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$

Билинит $Fe^{2+}Fe_2^{3+}(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$

Галотрихит $Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$

Дитрихит $(Zn, Fe, Mn)Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$

Пиккерингит $MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$

Редингтонит $(Fe, Mn, Ni)(Cr, Al)_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$

Название происходит от лат. * halotrichium — перевод нем. Haarsalz, волосяная соль, по облику волосовидных волокнистых кристаллов, собранных в спутанные пучки. Встречаются в виде выцветов в старых горных выработках и других подземных полостях, а также вместе с другими сульфатами (*эпсомитом*, *мелантеритом*, *славикитом* и др.) там, где происходит выветривание пиритсодержащих глинистых сланцев (купоросных сланцев). Минералы растворимы в воде, имеют вяжущий вкус.

К. ФРЕЙ

ГЕММОЛОГИЯ (УЧЕНИЕ О ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЯХ)

Драгоценным камнем в строгом смысле слова является обработанный минерал, настолько красивый и прочный, что может использоваться человеком в качестве украшения. В более широком смысле сюда включаются и не столь прочные обработанные минералы, чтобы их можно было носить, но представляющие собой прекрасный объект коллекционирования. С этой точки зрения изучение драгоценных камней, или геммология (от лат. gemma — самоцвет, драгоценный камень), часто рассматривается просто как часть минералогии, имеющая дело с драгоценными камнями. Такое определение слишком ограниченно, так как, хотя геммология и имеет дело прежде всего с составом, структурой, свойствами, распространением, происхождением, обработкой и способами идентификации драгоценных камней, содержание ее значительно шире. Она имеет дело с такими свойствами минералов, которые почти не представляют интереса для минералогов, а также со многими такими материалами как естественного происхождения, так и с искусственными, которые в общем не имеют отношения к минералогии. Специалист по драгоценным камням равно имеет дело как с ограненными, или обработанными, камнями, так и с «сырым» материалом — ситуация, не возникаю-

* Так в оригинале. Название произведено от др.-греч. thrix (род. пад. trichos) — волосы и hals (род. пад. halos) — соль. — *Прим. пер.*

щая перед минералогом. Он имеет также дело с заменителями драгоценностей, с теми средствами, с помощью которых их можно выявить и отличить от природных драгоценных минералов. Такой специалист имеет дело с органическими веществами растительного или животного происхождения, такими как янтарь, гагат или жемчуг, или с их имитациями, которые не подходят под определение минерала в том виде, как оно используется минералогами.

Начало интереса человека к драгоценным камням теряется во мгле времен, но драгоценные камни играли значительную роль в культуре уже в IV тысячелетии до н. э., около 6000 лет назад. Хотя наука о драгоценных камнях обычно считается детищем нашего столетия, по крайней мере со времен Теофраста (372—287 гг. до н. э.) минералоги в своих трактатах всерьез обсуждали проблемы минералогии драгоценных камней.

Ношение драгоценных камней в прошлом имело часто двойственную цель — личного украшения и, по крайней мере в сознании того, кто их носил, личного охранения, как следствие широко распространенной веры в сверхъестественное могущество драгоценных камней. Такая сила приписывалась драгоценным камням на заре человечества, и человек так полностью и не потерял своей веры в предохраняющую силу талисмана, в том числе и от болезней, даже в столь искушенной культурой стране, как Соединенные Штаты. Многие американцы до сих пор смотрят на опалы со страхом и благоговением. С древнейших времен драгоценные камни ассоциируются с властью. В этой связи находятся применение некоторых видов жада в Китайской империи и особенно широко распространенная древняя практика использования резных камней (интальи и печати) для опечатывания документов и писем.

РАЗВИТИЕ СОВРЕМЕННОЙ ГЕММОЛОГИИ

Современное изучение драгоценных материалов восходит к концу XIX в., но интенсивно эта отрасль развивалась в последние пятьдесят лет. Работы П. Грота [1887 г.] и К. Дёлтера [1893 г.] в Германии, Дж. Кунца ([1890 г.] и более поздние) в Америке предшествовали появлению работы М. Бауэра [2]. Эта работа сразу же стала и остается до сих пор авторитетным справочником по драгоценным камням. Пересмотренная в 1932 г. К. Шлосмахером, она все еще является источником сведений по драгоценным камням. Ряд превосходных книг появился и в Англии. Среди них следует отметить книги Б. Андерсона [1], Дж. Смита [10] и Р. Уэбстера [11]. В течение многих лет наиболее широко читаемой в Америке по драгоценным камням была работа Э. Крауса и Э. Голдена, а позднее Э. Крауса и К. Слоусона [5]. Дальнейшие публикации Р. Шипли, Р. Лиддикоута, Дж. Гроунингшилда и других (Геммологический институт Америки) внесли значительный вклад в техническую литературу, особенно в области современных методов идентификации драгоценных камней; о драгоценных камнях и их местонахождениях несколько примечательных книг написал Дж. Синкаскас [9].

Уже в период до 1931 г. курсы по драгоценным камням, начиная с курса Дж. Батлера в Школе горных инженеров Колорадо, становились частью программ по минералогии в ряде американских колледжей и университетов. Но лишь на долю Р. Шипли (ст.) выпало утвердить геммологию в качестве основы ювелирной промышленности.

В 1908 г. на ежегодной конференции британской Голдсмитовской национальной ассоциации была принята резолюция, призывающая к чтению курсов и проведению экзаменов по геммологии. Очевидным почти с самого начала является влияние Дж. Смита. Создание им в 1906 г. портативного рефрактометра и публикация в 1912 г. первого издания своей книги «Драгоценные камни» (Gemstones) во многом способствовали преподаванию геммологии.

Р. Шипли (ст.), торговец ювелирными камнями из Уичито в штате Канзас, в 1929 г., по завершении курса геммологии в Лондоне возвратился в Америку и в 1931 г. основал в Лос-Анджелесе Геммологический институт Америки. При поддержке некоторых дальновидных ювелиров и ряда профессиональных минералогов Шипли, обладавший исключительным упорством, ставит изучение драгоценных камней в Америке на твердую почву. Имея первоначально единственный заочный курс, предназначенный для торговцев ювелирными изделиями, Институт развился в крупное учреждение, ведущее кроме заочных курсов очные курсы в Санта-Моника (штат Нью-Йорк), а время от времени и в других городах Соединенных Штатов, Канады и Японии. В Санта-Моникском центре Института, как и в Лос-Анджелесе и в Нью-Йорке, имеются развитые лаборатории по определению драгоценных камней и определению категории алмазов; в Нью-Йорке — это Лаборатория коммерческих драгоценных камней (Gem Trade Lab. Inc.).

Интересы Шипли не ограничивались промышленными аспектами геммологии. Из своего прежнего опыта ювелира-практика он вынес убеждение в необходимости улучшить деловую этику этой отрасли. В 1934 г. он основал Геммологическое общество Америки, имеющее целью распространение геммологического образования, поднятие и поддержание на высоком уровне этических стандартов в торговле ювелирными изделиями. В рамках выполнения этой программы Геммологическое общество Америки присуждает звания «Зарегистрированный ювелир» (Registered Jeweler) и «Дипломированный геммолог» (Certified Gemologist). Среди своих 1611 членов Геммологическое общество Америки насчитывает многих представителей крупных фирм и ведущих производителей, поставщиков и торговцев ювелирными изделиями из США и Канады. Существующая еще с 1908 г., но в организационном отношении недостаточно оформленная Геммологическая ассоциация Великобритании стала полноправным отделением британской Голдсмитовской национальной ассоциации также в 1931 г. Позднее подобные организации возникли в Австралии, Канаде и в некоторых европейских странах.

ДРАГОЦЕННЫЕ КАМНИ-МИНЕРАЛЫ

Все истинные драгоценные камни являются минералами, но они составляют лишь одну из категорий, входящих в понятие «драгоценный материал», куда также включаются минералы, пригодные для огранки, но не для ношения, и такие природные неминералы, как минералоиды, янтарь и гагат, природный жемчуг и многочисленные искусственные заменители драгоценных камней. Последние включают синтетические камни, имитации, реконструированные камни, культурный жемчуг и имитации жемчуга и т. д., а также измененные путем нагревания, облучения, покрытые [другим материалом или красящим слоем], искусственно окрашенные или же измененные каким-либо другим способом камни (см. *Синтетические минералы*). Многие способы являются недавним изобретением, но имитации из стекла были найдены вместе с некоторыми из древнейших известных подлинных драгоценных камней. С тех пор, как у человека появился интерес к подлинным драгоценным камням, он учился подделывать их. Плиний Старший (23—79 гг. н. э.) отмечал в своей «Естественной истории», что «нет в мире такого мошенничества или обмана, который принес бы больше выгоды, чем подделка драгоценных камней».

Если бы геммологу приходилось иметь дело только с минералами, встречающимися в природе, проблема идентификации была бы относительно простой, так как

только немногие из известных минералов находили когда-либо применение в качестве украшений. Среди минералогов нет единого мнения о действительном объеме вида, так что точного числа всех известных минералов привести нельзя. Однако это число несомненно находится где-то около 2500, и к нему каждый год добавляется по 50 новых видов. Время от времени находят и новый вид или разновидность драгоценного камня; эффектным примером служит танзанит — ярко окрашенный фиолетово-синий высокоплеохроичный *цоизит* из Танзании. Другим примером является тсоворит — изумрудно-зеленая разновидность *гроссуляра* из Танзании и Кении.

Геммологическая номенклатура была твердо установлена задолго до того, как человек овладел сколько-нибудь надежными средствами диагностики минералов. Названия часто давались по цвету, разница в цвете считалась отличительным признаком минеральных видов. Позднее научные методы диагностики показали, что в некоторых случаях два (или более) различающихся по цвету драгоценных камня являются разновидностями единого минерального вида. Сейчас известно, что рубин и сапфир являются просто различающимися по цвету разновидностями *корунда*. Названия большинства драгоценных камней совпадают с названиями минералов — *алмаз*, *топаз* и т. д.; в других случаях названия закрепляются за разновидностями минерала, различающимися по цвету или структуре, — сапфир, рубин, изумруд, оникс, карнеол и т. д. Не менее 25 разновидностей *кварца* получили особые названия: горный хрусталь, аметист, розовый кварц, халцедон, сардер, сардоникс, карнеол, тигровый глаз и др. *Жад* является исключением среди драгоценных камней в том отношении, что это название относится к двум совершенно неродственным минералам— *пироксену жадеиту* и *амфиболу нефриту*.

Не свыше 100 из более чем 2000 минералов когда-либо подвергались огранке. Широко применяются едва ли более 25 из них, менее 20 могут рассматриваться в качестве важнейших. Такими минералами и основными драгоценными камнями, получаемыми из них, являются: *алмаз* — алмаз; *корунд* — рубин, сапфир разных оттенков (а также звездные рубины и звездные сапфиры); *берилл*— изумруд, аквамарин, гелиодор (золотистый берилл), морганит (воробьевит); *хризоберилл* — хризоберилл, александрит, кошачий глаз; *шпинель* — разновидности различной окраски, особенно красная шпинель; *жадеит* и *нефрит* — жад; *топаз* — топаз; *оливин* — перидот; *турмалин* — рубеллит и др.; *опал* — благородный опал, огненный опал; *циркон* — циркон (красный, коричневый, синий и белый; последние две разновидности получаются при прокаливании); *цоизит* — танзанит; *бирюза* — бирюза; *гаюин* и *лазурит* — ляпис-лазурь (фактически порода, состоящая главным образом из *гаюина* с *пиритом* и др.); группа *граната* — *спессартин* (коричневато-красный), *пироп* (красный, богемский *гранат*), родолит (бледный розово-красный), *альмандин* (пурпурно-красный, альмандин), *андрадит* (зеленый, демантоид), *гроссуляр* (гессонит, тсаворит); группа *полевых шпатов* — *альбит* и *ортоклаз* (лунный камень), *лабрадор* (лабрадор), *микроклин* (амазонит); *кварц* — а) крупнокристаллический: горный хрусталь, аметист, розовый кварц, дымчатый кварц, цитрин («топазовый кварц») и б) скрытокристаллический (халцедоновый или микрокристаллический *кварц*): сардер, карнеол, сардоникс, яшма, агат, моховой агат, гелиотроп, хризопраз и др.

КРИТЕРИИ ОТНЕСЕНИЯ МИНЕРАЛА К ДРАГОЦЕННЫМ КАМНЯМ

Основными критериями являются красота, прочность, редкость и спрос (мода).

К р а с о т а (в е л и к о л е п и е). Красота, или великолепие, зависящая от цвета, сверкания, блеска, прозрачности и исключительности, является основным требованием, предъявляемым к любому драгоценному камню.

П р о ч н о с т ь. Поскольку применяемый в качестве украшения драгоценный камень должен не только быть красивым, но и оставаться таким, существенными являются свойства, обеспечивающие прочность, такие как твердость (устойчивость к истиранию) и прочность на разрыв, или вязкость (устойчивость к раскалыванию или растрескиванию). Эти два свойства не обязательно связаны друг с другом, но термины часто смешиваются. *Алмаз* с его способностью легко раскалываться в четырех направлениях более хрупок, чем многие другие драгоценные камни, хотя в то же самое время он является самым твердым из известных природных материалов (см. *Шкала твердости Мооса*). С другой стороны, оба минерала, относящихся к *жаду*, хотя и имеют твердость только от 6,5 до 7, обладают намного большей вязкостью или прочностью на разрыв, чем другие драгоценные минералы (см. *Жад*). Чтобы занять место среди важнейших драгоценных камней, минерал должен иметь твердость 7 или выше, так как пыль, состоящая в основном из *кварца* (твердость 7) и садящаяся на поверхность одежды, разрушает полировку материала с более низкой твердостью.

Р е д к о с т ь. Редкость — основа спроса, а следовательно, и стоимости — отражает всеобщую человеческую слабость — страстно желать то, чего не могут иметь другие. Аметист, великолепная, но не редкая фиолетовая разновидность *кварца*, является вследствие этого одним из менее желанных и относительно недорогих камней. Имеется тем не менее предел благоприятному влиянию редкостности, поскольку независимо от красоты минерала интерес к нему падает, если минерал настолько редок, что почти никто не знает о его существовании. Примерами этому служат поразительный синий минерал *бенитоит*, а также танзанит, ставший менее доступным из-за политической обстановки в Танзании.

С п р о с (м о д а). С течением времени спрос на некоторые драгоценные камни значительно меняется. Красный *гранат пироп* (богемский гранат), столь популярный в прошлом столетии, сегодня является второстепенным драгоценным камнем. Популярность *бирюзы* в этом столетии несколько раз поднималась и опускалась. Некоторые причуды спроса поддаются объяснению, другие — нет. Есть данные, что в Древнем Риме опалы имели более высокую цену, чем ныне, и одной из причин этого была вера римлян в то, что камень предохраняет человека, особенно в бою. С этим странно контрастирует более позднее и до сих пор бытующее подозрительное отношение к опалу, восходящее в романе Вальтера Скотта «Анна Гейерштейнская», увидевшему свет в начале XIX в. В этом романе с опалом связаны несчастья и трагедия. Произведения Скотта столь жадно прочитывались и переводились, что к середине XIX в. торговля опалами практически прекратилась. И сегодня для множества людей, даже в Америке, обладание опалом является немыслимым.

С о в е р ш е н с т в о. Поверхностные или внутренние изъяны либо включения, особенно расположение внутренних включений по отношению к поверхности, влияют на рыночную стоимость ограненных камней. Выявление и определение точного местоположения таких дефектов в камне является важной частью геммологического исследования. Влияние дефектов на стоимость для различных драгоценных камней не одинаково. Включения, которые были бы недопустимы в *алмазе*, могут почти не иметь значения для изумруда, поскольку последний почти всегда имеетде фекты. Некоторые превосходно окрашенные изумруды с большим количеством включений часто покрываются сложной гравировкой, чтобы скрыть их, и такие камни все еще имеют высокую цену.

Р а з м е р. Для минералов является почти аксиомой, что чем крупнее кристалл, тем менее он совершенен, а следовательно, мелкие кристаллы ювелирного качества встречаются чаще, чем крупные. *Алмаз* является исключением. Многие наиболее крупные камни, проверенные Лабораторией коммерческих драгоценных камней Геммологического института Америки, были без включений или почти без них. Так как среди важнейших драгоценных камней (*алмазы*, корунды, изумруды) более крупные камни имеют особенно большой спрос, намного превышающий предложение, цена 1 кар для крупных камней почти не связана с ценой на мелкие камни того же качества. Однако для таких камней, как очень крупный ювелирный *кварц* и аквамарин, цена 1 кар меньше, чем у камней с меньшими размерами, годных для выделки украшений.

О б р а б о т к а. Термин определяет стиль и совершенство огранки и полировки камня. Почти никогда не встречаются природные камни такого качества, формы и размеров, чтобы их можно было сразу же вставлять в оправу и носить (фото 3). Как это происходит и с другими вещами, с годами стиль обработки драгоценных камней меняется. Степень мастерства огранщиков также очень различна, и это находит отражение в большом диапазоне качества изделий. Специалист по драгоценным камням при оценке ограненного камня имеет дело не только с идентификацией, но и с наличествующими достоинствами камня, в том числе с его совершенством и стилем и качеством обработки. Здесь всегда встает вопрос о необходимости переогранки. Это может потребоваться из-за плохого качества обработки или из-за устаревшего стиля. Поскольку переогранка всегда ведет к заметной потере массы, камень теряет в цене за 1 кар, но может существенно выиграть в цене за счет некоторых других факторов.

М и н и а т ю р н о с т ь. Характерной особенностью, присущей в определенной степени всем драгоценным камням, но особенно более ценным из них, является то, что они представляют собой сконцентрированные в малом объеме значительные ценности — фактор портативности. В этом заключается одна из основных причин заинтересованности человека в драгоценных камнях, независимая от его желания иметь просто украшение. Это лежит в основе практики приобретения драгоценных камней (особенно *алмазов*), как формы помещения капитала; драгоценные камни являются предметами, которые легко прятать и переносить, а ценность которых велика и стабильна.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА КАК ОСНОВА КРАСОТЫ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

В конечном счете красота драгоценных камней зависит от их химического состава и кристаллической структуры, но непосредственно она определяется оптическими свойствами. Наибольшее значение имеют цвет, сверкание, блеск, прозрачность и некоторые необычные оптические свойства.

Ц в е т. Цвет, без сомнения, является наиболее важным оптическим свойством (см. *Окраска минералов*). За исключением *алмаза*, бесцветные разновидности минералов почти не представляют ценности, кроме стоимости огранки. *Алмаз*, несмотря на отсутствие окраски, привлекает своим исключительным сверканием, являющимся следствием высокого показателя преломления (2,43) и необычно высокой дисперсии («огонь»). Эти свойства выделяют *алмаз* среди природных драгоценных камней в отдельный класс.

И з б и р а т е л ь н о е п о г л о щ е н и е. Причиной истинной окраски, зеленой у изумруда и красной у рубина, является избирательное поглощение белого света— оптическое свойство, которое следует отличать от игры цветов, связанной с дисперсией, как у *алмаза*, и с интерференцией света, как у благородного опала. Окрашенные драгоценные материалы являются или идиохроматическими, или главным образом аллохроматическими. Идиохроматически окрашенные вещества встречаются всегда в одном цвете, цвет является для них фундаментальным свойством. *Малахит*, и природный и синтетический, всегда ярко-зеленый. Напротив, большинство драгоценных минералов, например *алмаз* и *кварц*, как и основная масса заменителей драгоценных камней, нормально являются бесцветными. В какой цвет они окрашены, зависит от случайного присутствия примесей или от дефектов в кристаллической структуре, «центров окраски» (см. *Дефекты в кристаллах*). Поскольку число случайных факторов велико, такие минералы могут быть окрашены в разные цвета. Диапазон окраски аллохроматических минералов может быть настолько широким, что родство некоторых разновидностей не было вначале обнаружено и каждая из них, обладающая своей окраской, рассматривалась как отдельный, не связанный с другими минерал. *Корунд* Al_2O_3, бесцветный в чистом виде, становится ярко-красным, если присутствуют следы хрома. Это и есть драгоценный камень рубин. Прекрасная синяя разновидность этого минерала, сапфир, обязана своим цветом следам железа и титана. Другой замечательный материал— кварц SiO_2 дает драгоценные камни с таким различным внешним видом, как бесцветный горный хрусталь, фиолетовый аметист, розовый богемский рубин, желто-коричневый цитрин («топазовый кварц») и коричневый до черного дымчатый кварц.

В некоторых минералах имеется различие в избирательном поглощении (а следовательно, и в цвете) вдоль различных направлений в кристалле. Это оптическое свойство, известное как плеохроизм, встречается только в минералах, не принадлежащих к кубической сингонии. Плеохроизм рубина, сапфира и *турмалина* настолько велик, что на него обращали внимание при огранке камней в прошлые века; эти минералы требуют правильно ориентированной огранки кристалла, чтобы проявить наилучшую окраску в готовом изделии.

Д и с п е р с и я и и н т е р ф е р е н ц и я. В драгоценных камнях помимо окраски, вызванной избирательным поглощением, имеется окраска еще двух типов. Игра спектральных цветов (термин ювелиров «огонь»), особенно хорошо проявленная у правильно ограненного *алмаза*, происходит благодаря дисперсии белого цвета, при этом ограненный камень действует как сложная призма. Дисперсия присуща всем драгоценным камням, кроме непрозрачных, но явно выражена только в таких минералах, как *алмаз* и *титанит* (сфен). Благородный опал проявляет несколько похожий эффект (см. *Опал*). Здесь игра цветов происходит благодаря интерференции. Наиболее современное объяснение основывается на данных электронной микроскопии, показывающих, что благородный опал, в отличие от обычного опала, состоит из субмикроскопических шариков кремнезема, которые составляют упорядоченные ряды, расположенные на одинаковом расстоянии; это и благоприятствует интерференции. В отличие от избирательного поглощения дисперсионный и интерференционный эффекты не являются истинной окраской, в обоих случаях минералы в сущности являются бесцветными.

С в е р к а н и е (я р к о с т ь). После окраски наиболее важными являются тесно связанные оптические эффекты — сверкание и блеск. Сверкание есть мера света, возвращаемого в наш глаз драгоценным камнем, по сравнению с количеством падающего на камень света. Блеск, менее точный термин, в большей степени относится к качеству, чем к количеству отраженного света. Максимально возможное сверкание любого прозрачного драгоценного камня определяется критическим углом, который в свою

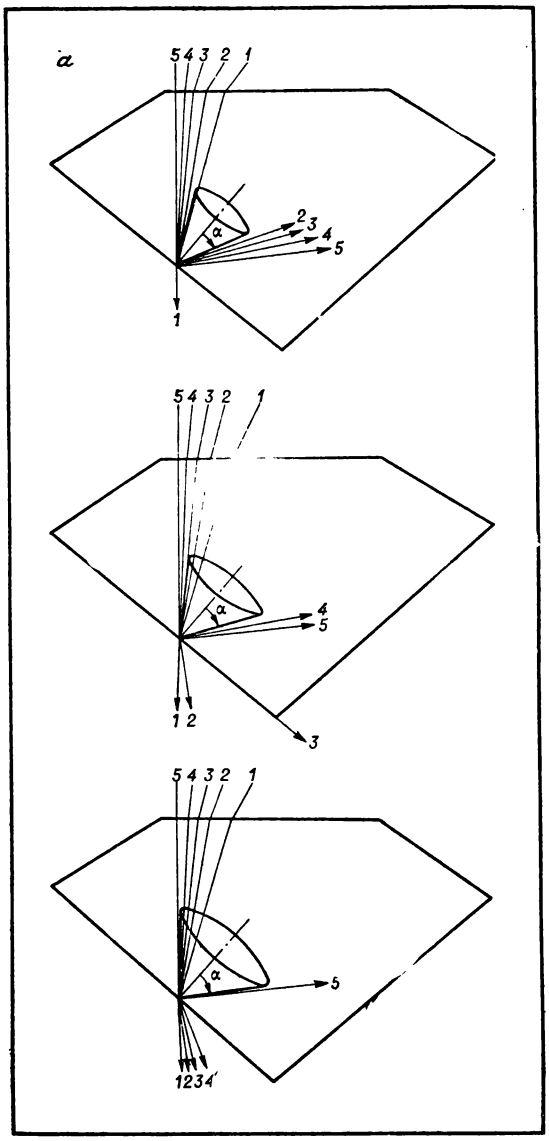


Рис. 1. Схематические разрезы трех различных камней с бриллиантовой огранкой, показывающие обратную зависимость между показателем преломления n и критическим углом α, а также прямую зависимость между величиной конуса (его полуугол равен критическому углу) и потерей света.

а — *алмаз* ($\alpha = 24{,}5°$, $n = 2{,}43$); *б* — белый сапфир ($\alpha = 34{,}5°$; $n = 1{,}77$); *в* — *кварц* ($\alpha = 40{,}5°$, $n = 1{,}54$).

очередь связан обратной зависимостью с показателем преломления камня. Критический угол, который в пространстве можно представить себе в виде конуса с полууглом, равным критическому углу, определяет, какая часть падающего света, проходящего в ограненный камень, будет потеряна за счет «рассеяния» на нижней грани. Чем больше показатель преломления, тем меньше конус критического угла; чем меньше конус, тем меньше рассеяние света, так как только те лучи света, которые достигают нижней грани в пределах конуса критического угла, будут «рассеиваться». Чем меньше при этом потеряется света, тем больше его выйдет из коронки камня и попадет в глаз наблюдателя, что и является мерой сверкания. Это объясняет, почему кусочек стекла или *кварца* никогда не сможет сравниться по яркости с *алмазом*, каковы бы ни были соотношения его сторон и совершенство полировки. Показатель преломления *алмаза* (2,43) более чем в полтора раза превосходящий показатель преломления *кварца* (1,55), обеспечивает исключительно малый критический угол (24°), почти в два раза меньший, чем у *кварца*, и соответствующее снижение рассеяния света (рис. 1).

Блеск. Понятие относится больше к качественной характеристике, чем к количеству отраженного света, хотя с помощью некоторых определений блеска, таких как алмазный и стеклянный, описывается также и сверкание. «Перламутровый» блеск проявляется веществами с тонкой пластинчатой микроструктурой, с пластинками, более или менее параллельными поверхности. Природный жемчуг состоит из множества не вполне концентрических сфероидальных слоев, нарастающих, как в луковице, от центра наружу, чем и объясняется превосходный перламутровый блеск жемчуга. Такая структура наряду с простым отражением обеспечивает дифракцию света. Аналогичным образом вещества с волокнистым строением, особенно если волокна располагаются параллельно, проявляют шелковый блеск, например разновидность гипса— атласный шпат. Этот световой эффект связан с явлениями переливчатости и астеризма.

Прозрачность. В торговле драгоценными камнями сегодня особенно ценится прозрачность. Четыре прозрачных камня — *алмаз*, рубин, сапфир и изумруд— часто выделяются и описываются как «драгоценные», а все прочие рассматриваются как «полудрагоценные». Применение термина «полудрагоценный» к таким великолепным драгоценным камням, как александрит, благородный *жад* и черный *опал*, которые часто продаются по ценам, сравнимым с ценами на все четыре «драгоценных» камня, является непоследовательным; наблюдается все возрастающая тенденция употреблять один общий термин «драгоценный камень».

До тех пор пока человек не научился гранить камни, нельзя было полностью оценить действительную красоту прозрачных драгоценных камней. По этой причине в древние времена, до развития искусства огранки, прозрачные драгоценные камни не пользовались той популярностью, какую они имеют сейчас, и такие полупрозрачные и непрозрачные камни, как ляпис-лазурь и *бирюза*, а также многочисленные различающиеся по цвету и структуре разновидности халцедона — карнеол, сардер, сардоникс и др., — ставились очень высоко. С тех пор все переменилось, и сегодня такие непрозрачные и полупрозрачные камни считаются более низкого качества или по крайней мере относительно недорогими.

Необычные оптические свойства. Необычные оптические эффекты проявляются в отдельных образцах некоторых драгоценных камней. Эффекты бывают многих видов, но ни в одном случае такой эффект не является фундаментальным оптическим свойством, поскольку он проявляется лишь в редких образцах конкретного драгоценного камня. Примерами являются переливчатость хризобериллового кошачьего глаза и кварцевого тигрового глаза, астеризм звездчатого рубина и сапфира и мерцающая адуляресценция лунного камня из группы *полевых шпатов*. Эти и подобные явления своим происхождением обязаны внутреннему отражению и интерференции, вызванными присутствием кучно расположенных включений или наличием микроструктурных особенностей. В случае переливчатости микроструктура представлена единой системой параллельных волокон, дающих шелковистый блеск и резко очерченную полосу отраженного света под прямым углом к направлению волокон, что похоже на световой эффект на шпульке

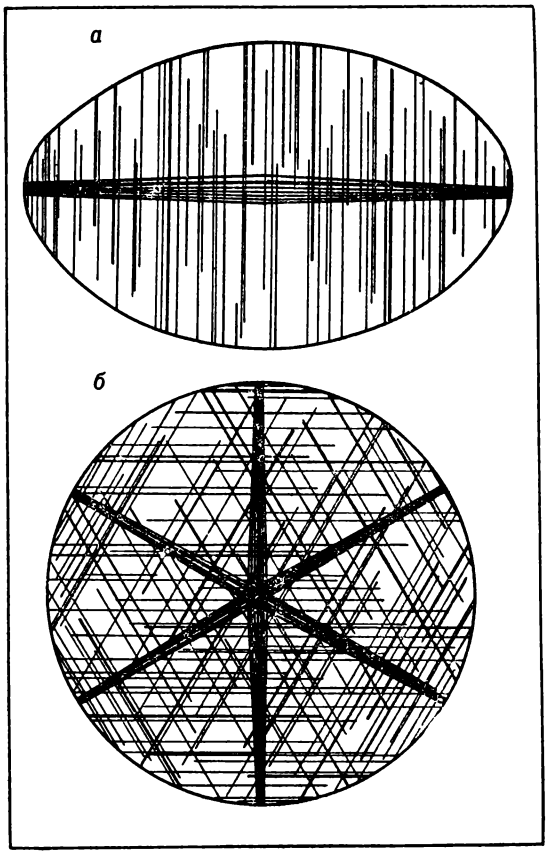


Рис. 2. Ориентировка узкой полосы отраженного света (переливчатость) относительно единой системы волокнистых или игольчатых включений или других микроструктурных элементов в таких камнях, как хризоберилловый кошачий глаз и тигровый глаз (*а*), и аналогичный световой эффект (*б*), вызванный тройной системой игольчатых включений, присутствующих в таких звездчатых камнях, как звездчатый рубин и звездчатый сапфир; шестилучевой астеризм проявляется при отражении от трех систем удлиненных включений; это как бы тройная переливчатость, ориентировка которой определяется гексагональной симметрией минерала.

шелковых ниток. Астеризм представляет собой сложную переливчатость, когда по законам симметрии в минерале развивается более одной системы параллельных волокон или игольчатых включений (рис. 2). Гексагональная симметрия рубина и сапфира благоприятствует развитию трех систем, пересекающихся под углами в 120°, что приводит к проявлению шестилучевого астеризма звездных рубинов и сапфиров.

ДИАГНОСТИКА ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

Диагностика драгоценных камней требует знания свойств всех драгоценных материалов, как природных, так и искусственных, а также понимания принципов действия различных приборов для определения драгоценных камней, умения их применять и знания их предельных возможностей. Специалист по драгоценным камням должен быть готов иметь дело как с сырыми, так и с ограненными камнями, обращаясь при этом с сырым камнем так, как обращался бы с другими минералами, если не считать проявления естественного беспокойства, вызванного ценностью материала. Однако и ограненные камни предоставляют массу вопросов, которые должен выяснить геммолог.

Идентификация ограненных драгоценных камней отличается от идентификации простых минералов или драгоценного сырья в двух отношениях. Прежде всего ценность материала и риск повредить его ограничивают методы определения теми, которые не связаны с разрушением материала. Такое ограничение увеличивает трудность идентификации. Она возрастает еще больше, если камень ошлифован кабошоном, а не ограничен или обрезан без полировки, так как при этом нельзя применить один из ключевых методов диагностики драгоценных камней— точное измерение на рефрактометре показателя преломления. Кроме того, в отличие от минералога геммолог всегда стоит перед возможностью того, что материал может оказаться искусственным, и даже если он устанавливает естественное происхождение материала, последний может оказаться измененным или подделанным одним из большого числа способов. Ясно, что знание свойств многочисленных заменителей драгоценных камней и способов, с помощью которых природный материал может быть изменен и «улучшен», настолько же важно, как и знание характерных черт самих драгоценных камней.

Определение драгоценных камней включает:

1) различение похожих минералов;

2) различение природных драгоценных камней и искусственных заменителей всякого рода;

3) обнаружение, в случае природного драгоценного камня, любого из известных методов изменения или подделки.

ПРИБОРЫ ДЛЯ ПРОВЕРКИ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ

Диагностика драгоценных камней и их заменителей часто основывается на определении фундаментальных оптических и механических свойств посредством специальных приборов и частью на выявлении включений и внутренней микроструктуры, возможном только при значительном увеличении. Наблюдения под микроскопом особенно ценны для различения синтетических и природных камней.

Чаще всего применяется рефрактометр (рис. 3), с помощью которого, измеряя критический угол (угол полного отражения), определяют показатель преломления. Показатель преломления n является важнейшим оптическим свойством драгоценного материала. Плоские полированные поверхности ограненных камней являются идеальными для определений с помощью рефрактометра, тогда как на искривленных поверхностях кабошона точных измерений сделать нельзя. Обычно рефрактометры для драгоценных камней ограничиваются значениями $n = 1{,}80$ и ниже. Появление современных заменителей алмаза привело к разработке приборов для измерения отражательной способности поверхности, и тем самым для определения подлинности камней с $n > 1{,}80$.

Полярископ, устройство, позволяющее исследовать драгоценные камни в поляризованном свете, состоит из двух поляроидов, между которыми помещается камень. Прибор дает возможность определить, является ли камень двупреломляющим, хотя для большинства камней с $n = 1{,}80$ и ниже это может быть сделано и на рефрактометре. Одно из основных применений прибора заключается в обнаружении такой оптической характеристики, как аномальное двупреломление, присущее синтетической шпинели, являющейся одним из наиболее широко применяемых заменителей драгоценных камней.

Интерференционные фигуры также могут наблюдаться в полярископе при добавлении к его оптической системе слабой линзы. Интерференционные фигуры позволяют установить оптический характер камня и отнести его к одной из пяти основных кристаллографических кате-

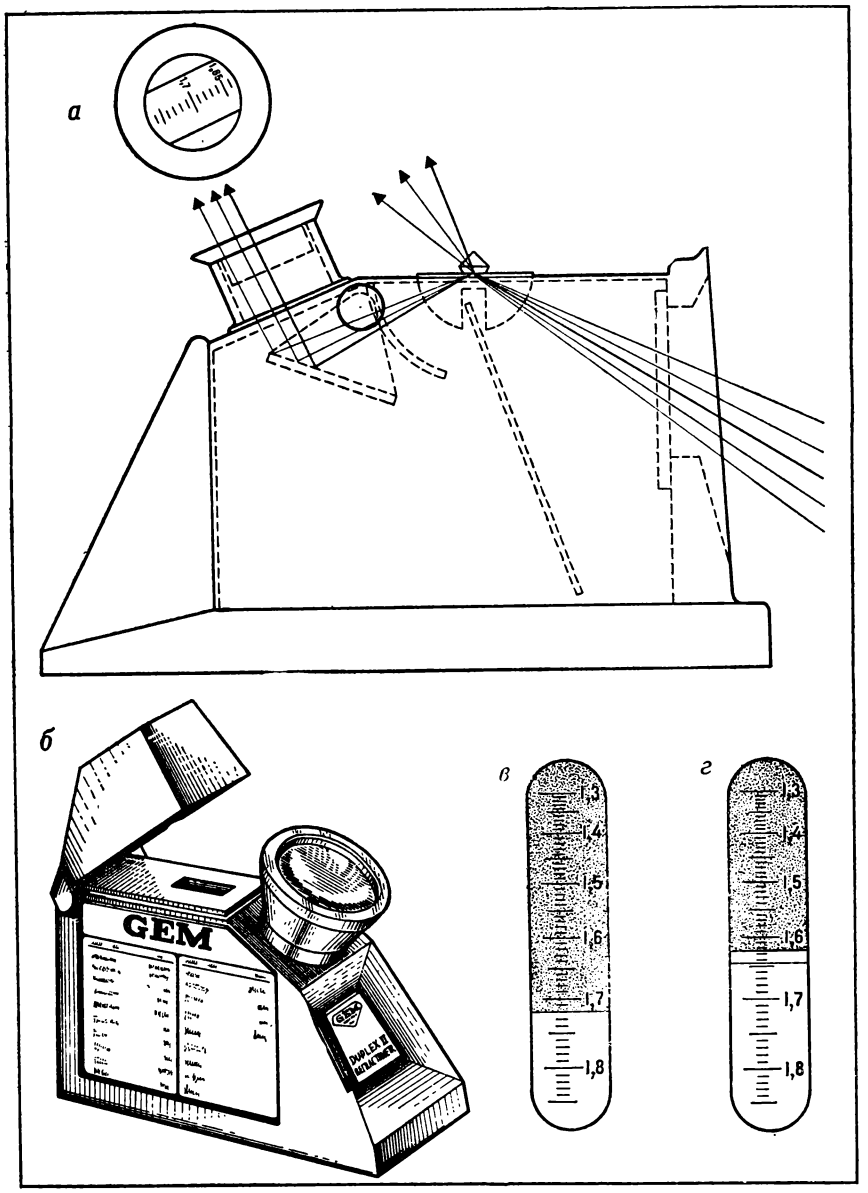


Рис. 3. Современный рефрактометр, применяемый при диагностике ограненных камней.

а — оптическая система прибора; *б* — внешний вид прибора; *в* и *г* — примеры эффекта, наблюдаемого на шкале окуляра: *в* — для однопреломляющего материала (*шпинель*) с показателем преломления 1,72, *г* — показание прибора, полученное для *турмалина*, сильнодвупреломляющего минерала с двумя главными показателями преломления — 1,625 и 1,648.

горий. Это мощное средство идентификации, поскольку оно определяет, к каким кристаллографическим системам может относиться исследуемый материал. Аморфные вещества и кубические кристаллы не дают интерференционных фигур. Одноосные фигуры, и положительные и отрицательные, образуются только тетрагональными и гексагональными [включая тригональные] кристаллами, тогда как ромбические, моноклинные и триклинные кристаллы образуют положительные или отрицательные двуосные фигуры (см. *Минералы оптически одноосные и двуосные*).

Дихроскоп, устройство, предназначенное в основном для обнаружения плеохроизма (дихроизма и трихроизма), состоит из призмы *кальцита*, вмонтированной в трубку с небольшим отверстием, или окном, на одном конце. Когда прозрачный минерал помещается между прибором и истичником света, двупреломляющий *кальцит* разделяет плеохроичные цвета таким образом, что наблюдается двойное изображение окна, в котором различные цвета даже слабо плеохроирующего материала ясно видны и их можно непосредственно сравнить. В случае неплеохроирующих материалов оба изображения будут одного цвета.

Как петрографический поляризационный микроскоп (см. *Поляризация и поляризационный микроскоп*), так и бинокулярный стереоскопический микроскоп необходимы в лаборатории по проверке драгоценных камней; бинокулярный микроскоп в целом более полезен для работы с ограненными камнями. Джемолит (The Gemolite), выпускаемый Геммологическим институтом Америки, представляет собой специально сконструированный бинокулярный микроскоп с темным полем. Он отличается от обычных бинокуляров главным образом превосходным осветительным устройством. Освещение особенно важно при исследовании ограненных драгоценных камней, поверхности которых с высокими отражательными свойствами обычно затемняют внутреннюю часть камня.

Плотность, наиболее важное из физических свойств, может быть определена точно, с помощью специальных весов, или, что часто бывает достаточным, приблизительно, методом всплывания с использованием жидкостей с известной плотностью.

Поскольку разные материалы с одинаковой или очень близкой окраской часто дают различные и характерные спектры поглощения, ручной спектроскоп, соединенный с микроскопом или имеющий независимый источник света, является очень ценным инструментом, особенно при выявлении облученных искусственно окрашенных *алмазов*.

Флюоресценция под действием ультрафиолетового света также является важным диагностическим признаком некоторых драгоценных материалов; она оказывается особенно полезной при выявлении синтетических изумрудов и черного жемчуга с природной окраской (см. *Люминесценция*).

Жемчуг ставит особую проблему, впервые разрешенную А. Александером в начале 30-х годов. Его метод представляет собой модификацию используемой в медицине рентгенографии. Оказалось, что это единственный удовлетворительный метод, позволяющий уверенно различать природный и культурный жемчуг высокого качества.

Дифракция рентгеновских лучей, имеющая при проверке жемчуга второстепенное значение, и особенно порошковый метод в геммологии при диагностике сырого драгоценного материала столь же важны, как и в минералогии. Дифракция рентгеновских лучей может также использоваться для диагностики ограненных камней, когда другие методы оказываются недостаточными, а камень имеет значительные размеры и интерес к нему настолько велик, что оправдывает потерю небольшой части и стоимость новой полировки или переогранки.

Дифрактометр, сконструированный Р. Холмсом и Дж. Суитзером в 1947 г., дает возможность получать весьма удовлетворительные порошкограммы от монокристаллических драгоценных камней без вреда для них. Поскольку геммология становится все более сложной, в ней находит постоянное применение такая исследовательская аппаратура, как спектрофотометры и сканирующие электронные микроскопы.

СЫРЬЕ ДЛЯ ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ И ПРОБЛЕМЫ ЕГО ДИАГНОСТИКИ

Природные драгоценные минералы. Различение драгоценных минералов с одинаковой окраской обычно не представляет серьезных трудностей. Число возможных минералов ограниченно, а их основные механические и оптические свойства обычно столь различны, несмотря на сходство окраски, что определение этих свойств легко решает проблему диагностики минералов.

Природные драгоценные материалы — неминералы. Сюда входят два типа веществ:

1) органические вещества, такие как янтарь и гагат, встречающиеся в земной коре, но не рассматриваемые минералогами в качестве минералов; они обычно относятся к категории «минералоидов» (см. *Смола и янтарь*);

2) продукты жизнедеятельности организмов — например, природный жемчуг и благородный коралл, которые ни в каком смысле не являются минералами.

Ни янтарь, ни гагат в настоящее время не имеют большого спроса. Однако янтарь имеет большое и почетное прошлое, будучи исторически первым драгоценным камнем, к тому же наиболее широко и постоянно употреблявшимся. Его можно отличить от имитаций по крайне низкой плотности (всплывает в морской воде), а от других смолистых веществ — по реакции с органическими растворителями. Натуральный жемчуг столь же желанен и дорог, как и лучшие драгоценные камни. Тем не менее имевшая важное значение добыча натурального жемчуга жестоко пострадала в нашем столетии от вторжения японского культурного жемчуга. Культурный «полуискусственный» жемчуг в сферической форме, по-видимому, впервые был получен в результате тщательно спланированных экспериментов Т. Нисикава, затем К. Микимото. Образчик был представлен императору во время выпускного акта в Токийском университете в июле 1909 г. Т. Мисе без всякого научного метода также получал сферический жемчуг уже в 1904 г. Хотя Микимото, который считается отцом японской промышленности культурного жемчуга, получил патент в 1896 г., это был патент на метод выращивания жемчуга на поверхности раковин, а не сферического жемчуга, выращиваемого внутри раковин. За патентом на сферический жемчуг он не обращался до 1914 г. Своим завораживающим успехом японская промышленность культурного жемчуга обязана главным образом Микимото. Проблема различения натурального и культурного жемчуга потребовала специальной аппаратуры и методики, прежде всего рентгеновской.

Имитации. Это искусственные материалы, которые внешне похожи на природные драгоценные камни, но отличаются от них по химическому составу, внутренней структуре или по тому и другому вместе. Используются многочисленные материалы, главным образом аморфные, а не кристаллические, такие как свинцовое стекло (страз), пластмасса и керамика; наиболее употребительно стекло. Обычно имитации почти не представляют трудности для идентификации, так как разница в химическом составе и структуре неизменно ведет к тому, что их основные оптические и физические свойства отличаются от свойств природных драгоценных камней, которые они имитируют. Имитации из стекла — одни из самых древних среди всех заменителей драгоценных камней; стеклянные бусинки из Месопотамии датируются по крайней мере 3000 г. до н. э.

Имитации жемчуга представляют собой сплошные или заполненные воском стеклянные бусины, покрытые «жемчужной эссенцией», водным раствором «гуанина» — бесцветного органического вещества ($C_5H_5N_5O$), состоящего из микроскопических ромбических пластинок и получаемого из чешуи определенных рыб. Имитации жемчуга, несмотря на замечательное внешнее сходство, легко отличаются как от природного, так и от культурного жемчуга по своей гладкой поверхности, в отличие от дающей ощущение неровной «песчанистой» поверхности натурального и культурного жемчуга, если пробовать их на зуб.

Реконструированные драгоценные камни. Из таких драгоценных камней заслуживают упоминания лишь рубин и янтарь. Неоднократно писалось о том, что реконструированный рубин был получен в 1880-е годы спеканием или сплавлением очень мелких обломков природного рубина. Поскольку частички полностью не расплавлялись, в получившемся агрегате обломки должны были соединяться друг с другом случайным образом. К. Нассау и Р. Кроунингшилд установили, что материал такого типа был получен не сплавлением обломков, а представляет собой раннюю попытку

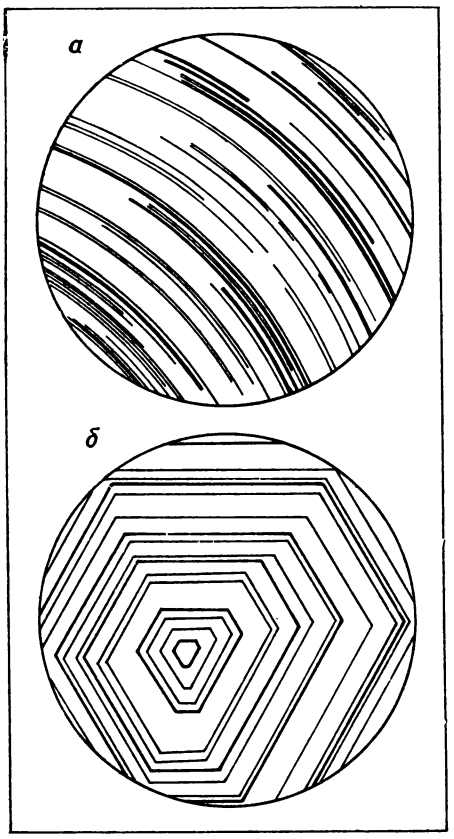


Рис. 4. Зональное распределение окраски в синтетическом (*а*) и природном (*б*) сапфире.

Изогнутые цветные полоски и случайные круглые пузырьки характерны для синтетического *корунда*, выращенного при плавлении в пламени по методу Вернейля, так как при этом процессе образуются круглые були. Вариации окраски в природном корунде (сапфире) обычно проявляются в виде четкого гексагонального узора, где полоски прямолинейны или угловаты, но не криволинейны.

синтеза. Термин «реконструированный» неправомерно применяется также в качестве синонима по отношению к синтетическому корунду, синтетической шпинели и даже имитациям из стекла. Такое употребление термина является умышленным, с целью поднять стоимость синтетических аналогов и имитаций. Прессованный янтарь производят до сих пор, нагревая под давлением небольшие обломки в присутствии растворителей.

Синтетические аналоги. Они представляют собой искусственные заменители драгоценного камня, которые имеют не только внешнее сходство, но и такие же химический состав и кристаллическую структуру, как у драгоценного камня, который они представляют (фото 4). Из того обстоятельства, что химический состав и кристаллическая структура определяют ведущие физические и оптические свойства любого кристаллического вещества, следует, что природный драгоценный камень и его синтетический аналог имеют по существу идентичные свойства и, следовательно, определения основных свойств для различения природных и синтетических материалов недостаточно. Тем самым синтетические аналоги ставят перед геммологами наиболее часто встречающиеся и наиболее трудные проблемы идентификации. Действительно, на первый взгляд может показаться, что выявить синтетический аналог невозможно. К счастью, при выращивании синтетических аналогов условия роста кристаллов заметно отличаются от условий кристаллизации эквивалентных природных минералов. Вследствие этого в синтетических аналогах наблюдаются некоторые макроскопические проявления, отличающиеся от таковых в природных драгоценных камнях; обычно это включения, особенности внутренней структуры, зональность окраски и т. д. (рис. 4). Все это дает возможность геммологу выявить синтетические материалы. Тем не менее такие определения часто оказываются затруднительными, в лучшем случае требуют тщательного исследования под микроскопом, но могут потребовать и дополнительного привлечения специальных методов. Необходим и большой опыт, так как для неискушенного специалиста многие решающие различия не очевидны, или, наоборот, лишь кажутся ему. Все возрастающее совершенство синтетических аналогов делает их выявление еще более затруднительным. Особенно это относится к синтетическим камням безупречного качества. У. Плато обнаружил, что в синтетическом *корунде*, выращенном по методу плавления в пламени, проявляется деформационная структура, состоящая из двух систем линий, пересекающихся под углом 60°; это делает возможным выявлять такие синтетические кристаллы, даже если они совсем свободны от включений, цветных полосок, штриховки и пр. Такая структура видна, если наблюдение ведется в направлении оптической оси в поляризованном свете, а камень погружен в жидкость с таким же показателем преломления. Деформационная структура шевронного типа не наблюдается в природном корунде.

Начиная с синтетического рубина и неокрашенного белого сапфира Вернейля список синтетических аналогов постепенно рос. Многие драгоценные минералы, в том числе и *алмаз*, синтезированы были, но для ювелирных целей ни по размеру, ни по качеству не годились. К настоящему времени получены следующие синтетические аналоги, пригодные для использования в качестве драгоценных камней.

Корунд — рубин и сапфир различной окраски, включая звездчатые рубины и звездчатые сапфиры. Синтетические рубины, выращенные методом флюса, стали в последние годы крупным источником мошенничества и злоупотреблений, так как тяга к помещению денег в драгоценные камни выросла. Ювелиры, научившиеся распознавать синтетические аналоги Вернейля по их искривленным линиям роста, неверно идентифицировали корунды, полученные методом флюса, с их естественно выглядящими включениями.

Шпинель — многих цветов, имеющих сходство с цветами различных драгоценных камней; часто неправомерно продается под названием тех драгоценных минералов, чью окраску она имитирует, например «синтетический аквамарин» или «синтетический циркон».

Изумруд — в настоящее время производится с помощью различных методов. Полученные в Германии в 1930-х годах первые синтетические изумруды (игмеральд), по-видимому, никогда не имели коммерческого значения. Синтетические изумруды Чатема имеют торговое название «изумруд, созданный Чатемом». Синтетические изумруды производились также «Линде» [отделение фирмы «Линде Эйр Продактс» в Сан-Диего, Калифорния] и в настоящее время Жильсоном во Франции и компанией Киосера в Японии.

Рутил — синтетический; по цвету отличается от природного. Прежде, до появления более совершенных заменителей *алмаза*, он продавался как его заменитель под названием «титания», «кенийский камень» и др.

Кварц — синтетический цитрин и аметист; они появились в продаже с 1970 г. Камни безупречного качества для геммолога-практика могут оказаться не поддающимися идентификации.

Хризоберилл — синтетический александрит; появился в продаже в 1970-е годы; производится в Калифорнии и в Японии.

Некоторые синтетические кристаллические драгоценные материалы не эквивалентны никаким из известных минералов. Примером является титанат стронция, который продается под названием фабулита. Успех этого камня, как и синтетического *рутила*, основывается главным образом на его сходстве с *алмазом* как по сверканию, так и по огню. К сожалению, его твердость, между 5 и 6, делает его неудовлетворительным драгоценным материалом. Другим синтетическим материалом, не имеющим природного двойника, является соединение иттрия $Y_3Al_5O_{12}$ со структурой граната — иттриевый гранат, известный под торговым названием ИАГ. Это бесцветный прозрачный материал с твердостью около 8, сверкание и дисперсия делают его приемлемой имитацией *алмаза*. С 1975 г. синтетический кубический оксид циркония, до сих пор не имеющий собственного названия, вышел вперед среди всех других имитаций *алмаза* и способствовал внедрению измерений коэффициента теплопроводности. Необыкновенно высокая теплопроводность *алмаза* отличает его от всех прозрачных заменителей. [Кристаллы кубического оксида циркония впервые были выращены в середине 60-х годов в нашей стране и названы фианитами].

«Синтетический изумруд», производимый И. Лехлейтнером из Австрии, а ранее и «Линде», относится к такому типу заменителей драгоценных камней, который ставит перед классификаторами сложную задачу. На ограненный кусочек бесцветного или очень бледно окрашенного обыкновенного *берилла* или аквамарина гидротермальным методом наращивается однородный слой синтетического изумруда. После этого поверхности полируются. Основная масса камня представляет собой природный минерал, а поверхностный слой — синтетический!

Дублеты, или составные камни. Составные камни состоят из двух или нескольких сцементированных или склеенных кусочков (рис. 5). Здесь имеется много типов; прежде составные камни производились в больших количествах, но, за исключением дублетов опала, все они в большой мере вытеснены синтетическими аналогами. Некоторые типы известны с глубокой древности. Плиний утверждает, что дублеты сардоникса, состоящие из двух кусочков оникса различного цвета, были хорошо известны в Древнем Риме.

Дублеты производятся как для повышения качества дешевых имитаций из стекла, так и для преднамеренного обмана покупателей. К первой группе относятся хорошо известные дублеты с гранатовым верхом, наиболее распространенные из всех составных камней и встречающиеся до сих пор, хотя больше и не производятся. Они состоят из тонкой пластинки красного граната, «наплавленного» на основание из цветного стекла. *Гранат*, значительно более твердый и менее хрупкий, чем стекло, покрывает коронку камня, включая и края таблички — наиболее уязвимой части ограненного камня. Удивительно то, что если смотреть сверху, красный цвет граната становится невидимым на фоне цветного стеклянного основания. Такие составные камни легко обнаруживаются, поскольку из-за различия в блеске граната и стекла граница между обеими частями камня ясно видна даже в ручную лупу. Они делались в различных цветах, имитируя все основные драгоценные камни, причем настолько нетщательно, что ясно, они не предназначались для обмана.

Составные камни, сделанные с целью обмана, чаще всего имитировали изумруд. Кроме обычных имитаций с гранатовым верхом использовались «изумрудные» дублеты и триплеты нескольких типов. Они тщательно изготавливаются из двух кусочков с плоскими поверхностями, соединенными по плоскости пояска. Чаще всего они состоят из двух кусочков *кварца* или бесцветной синтетической *шпинели*, соединенных зеленым цементом. Такие

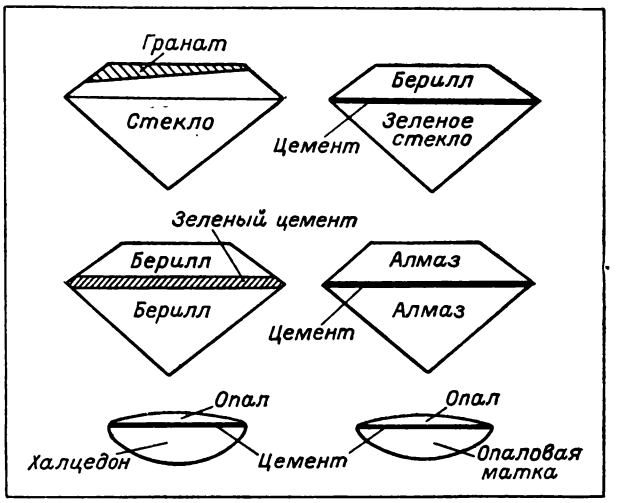


Рис. 5. Несколько типов составных драгоценных камней.

камни не представляют особенной трудности для идентификации. Более опасный тип состоит из двух кусочков *берилла*, соединенных по пояску зеленым цементом. В этом случае проверка как коронки, так и павильона выявила бы изумруд, так как этот драгоценный камень является просто окрашенной разновидностью берилла и имеет те же самые основные свойства. Осложнение вносит применение круглой оправы, в которой поясок полностью спрятан, и, следовательно, соединение между кусочками скрыто. Нужно заметить, что даже тонкая зеленая пленка на плоскости пояска дает, при рассматривании сверху, иллюзию того, что весь камень является однородно зеленым. Если смотреть через такие дублеты параллельно площадке, особенно когда камень погружен в жидкость, становятся явными бесцветные части. Кроме того, большинство камней не кажутся красными при рассматривании через изумрудный фильтр. Хотя такое наблюдение не является решающим, поскольку некоторые природные изумруды также не кажутся при этом красными, это могло бы означать, что необходима их дальнейшая проверка.

В настоящее время среди составных камней наиболее часто встречаются дублеты или триплеты опала, в которых тонкие пластинки благородного опала сцементированы или с более толстыми пластинками халцедона, или более низкосортного опала, или опаловой матки с включениями железняка, причем последний вариант наиболее коварен. Такая практика поддерживается наличием в большом количестве благородного опала, слишком мелкого для использования в качестве драгоценного камня. Многие имитации имеют поверх благородного опала третью составную часть в виде кабошона горного хрусталя или стекла. В связи с широким распространением составных камней следует всегда с подозрением относиться к сплошным круглым оправам и, более того, к оправам, закрывающим тыльную сторону драгоценного камня, что делает невозможным проверку павильона. Полированный фоссилизированный аммонит с наклеенным кварцем или стеклом имеет сходство с благородным черным опалом.

К составным камням относятся камни с фольгой на тыльной стороне, что делается с разной целью. Цветная металлическая фольга, приклеенная к граням павильона или помещенная на оправу позади бледно окрашенного камня того же цвета, искусственно усиливает окраску камня. Серебристая металлическая фольга, покрывающая грани павильона фальшивых бриллиантов, действует как

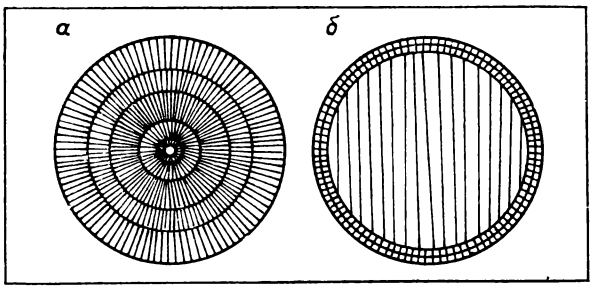


Рис. 6. Поперечные разрезы природного (*а*) и культивированного (*б*) жемчуга.

В культивированном жемчуге имеется лишь тонкий внешний перламутровый слой с характерным радиально-игольчатым развитием кристаллов *арагонита*, тогда как такая внутренняя структура обнаруживается во всей природной жемчужине. Структура перламутрового шарика, использованного в качестве затравки, субпараллельно-слоистая.

зеркало, препятствуя рассеянию света и усиливая сверкание, так что эти кусочки стекла становятся похожими на алмаз. Покрытие тыльной стороны фольгой со звездовидным узором может дать иллюзию астеризма там, где его нет. Синяя фольга или просто синяя окраска тыльной стороны может усилить цвет бледного звездчатого сапфира или же заставить принять розовый кварц, проявляющий слабый астеризм, за звездчатый сапфир. Любой бледный звездчатый камень, окраска которого усилена подобным образом, можно легко распознать, рассматривая его в направлении, параллельно основанию.

Культивированный жемчуг. Этот материал отличается от всех других драгоценных камней. Он образуется путем помещения крупной затравки — перламутрового шарика в тело живой жемчужной «устрицы», которая в действительности является не устрицей, а моллюском из рода *Pinctada* (*Meleagrina*). Животное обволакивает «затравку» тонким слоем перламутра, идентичного по составу и структуре природному жемчугу. Примерно через 3 года этот перламутровый слой становится достаточным для получения настоящего жемчужного блеска и тогда культивированный жемчуг извлекается.

Различить природный и культивированный жемчуг нетрудно, даже если жемчужины не просверлены для нанизывания. В любом случае единственно надежными являются рентгеновские методы. Наиболее употребительной является рентгенография, главным образом потому, что этим методом можно одновременно проверить большое количество жемчужин. Поскольку шарик из перламутра, имеющий внутреннюю структуру, совершенно отличную от концентрической структуры природного жемчуга, составляет, за исключением тонкого слоя, весь объем культивированного жемчуга, рентгенограммы этих двух типов жемчужин резко различны (рис. 6).

Обработанные природные драгоценные камни. Нет числа способам, с помощью которых природный драгоценный камень может быть изменен, и не все такие изменения можно определить существующими методами. Искажение природных свойств производится с многими целями, включая: улучшение, удаление или изменение окраски камня; сокрытие несовершенств; упрочнение материала; улучшение внешнего вида; составление более крупных, годных для использования кусков из более мелких. В применяемых методах используются: нагревание или нагревание под давлением плюс «порошковые ванны» для придания цвета бледным сапфирам; радиоактивное облучение камней; пропитывание воском, маслом, красителями и т. д. Ниже рассматриваются некоторые из наиболее часто встречающихся способов.

Окрашивание применяется главным образом к пористым материалам, особенно к криптокристаллическим формам *кварца*, но *бирюза* и даже *жад* тоже поддаются подкраске. Окрашивание халцедона, который весьма пористый, практиковалось в Древнем Риме и наиболее широко велось в знаменитом ювелирном центре Идар-Оберштейн в Западной Германии (теперь ФРГ) с 1819 г. В отличие от веществ в агрегатном состоянии монокристалл драгоценного камня можно окрасить, только если кристалл очень подвержен растрескиванию. Очень растрескавшиеся изумруды погружают в масло, чтобы скрыть трещины, и к этому маслу часто добавляют красители для улучшения окраски камня.

Изменение цвета монокристаллов обычно достигается нагреванием или облучением на циклотроне и гамма-облучением. Желтый цитриновый *кварц*, или «топазовый кварц», производится нагреванием аметиста низкого качества или дымчатого *кварца*. Превосходные голубые *цирконы*, как и бесцветные *цирконы*, получаются из обычных красно-коричневых разностей путем интенсивного нагревания. Тот же метод применяется для окрашивания в розовый цвет *топаза*. Замечательный недавно открытый драгоценный камень танзанит, фиолетово-синий *цоизит* из Танзании, при нагревании приобретает более приятную глубокую синюю окраску. Считается, что окраска большинства бразильских аквамаринов исправлена путем нагревания, но доказать, что какой-либо конкретный камень был подвергнут такой обработке, оказывается невозможным.

Многие синие сапфиры, появившиеся после 1975 г., первоначально представляли собой непрозрачный серый материал из Шри-Ланки. При нагревании в тиглях включения в камнях перестраиваются, возникает привлекательная синяя окраска, при этом камни становятся прозрачными. Не все камни, обработанные таким образом, можно идентифицировать, и при продаже о возможном изменении цвета не сообщается, как и в случае с аквамаринами.

Более коварной и потенциально мошеннической является тепловая обработка, при которой окрашивание внешнего слоя ограненных светлых сапфиров производится при нагревании в порошковой бане из недостающих элементов — алюминия, железа и титана. Окраска в другие цвета производится аналогичным образом с использованием различных порошков.

Умеренное нагревание и давление в присутствии растворителя долгое время применялось в центрах добычи янтаря в Восточной Пруссии для производства блоков прессованного янтаря.

Пористые камни, такие как *бирюза*, часто пропитываются восковой или жидкой пластической массой для придания рыхлым мелоподобным образцам необходимой для полирования плотности, при этом улучшается внешний вид и даже цвет образцов.

В последние годы многие *алмазы* и другие драгоценные камни подвергаются бомбардировке быстрыми частицами в циклотронах и других аналогичных ускорителях, а в последнее время — в атомных реакторах различными радиоактивными изотопами. При этом происходят интересные и, по-видимому, устойчивые изменения окраски. Таким путем можно повысить качество желтоватых или коричневатых *алмазов* нечистой воды, превратив их в хорошо окрашенные «фантастические камни». Получаемые при этом натурально выглядящие тона включают многие оттенки желтого, коричневого, оранжево-коричневого, сине-зеленого и черного цветов. Задолго до изобретения циклотрона было обнаружено, что *алмазы* становятся зелеными, если их долго держать погруженными в раствор бромида радия. К сожалению, обработанные таким образом камни всегда сильнорадиоактивны и представляют потенциальную опасность для тех, кто их носит. *Алмазы*, окрашенные с применением циклотрона, атомного реак-

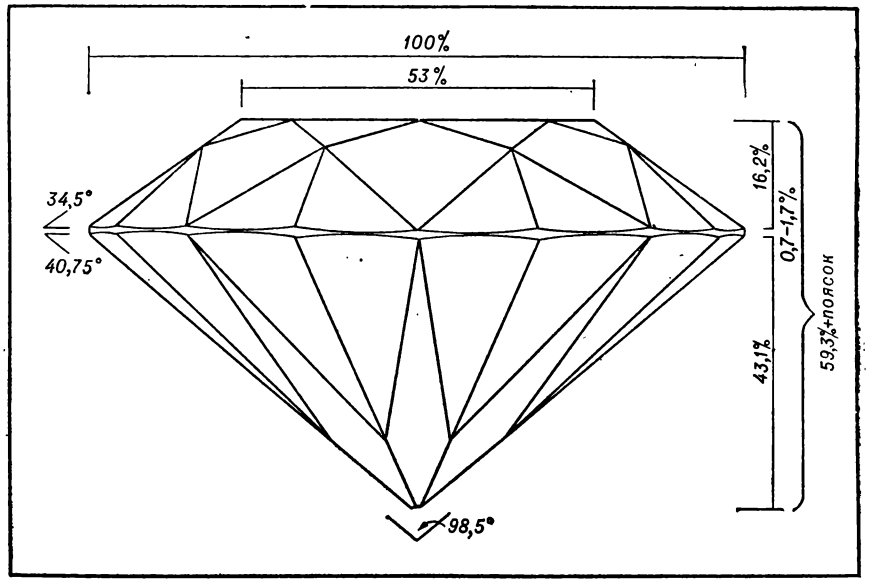


Рис. 7. Американская огранка, основанная на расчетах М. Толковского (1919 г.).
Производство хорошо ограненных алмазов с углами и пропорциями, очень близкими к указанным, обходится дороже распространенной в настоящее время огранки.

тора или изотопов, могут быть обнаружены по характерным линиям спектра.

Поскольку даже слабое отклонение от белого в сторону желтого или коричневого цвета влияет на стоимость карата *алмаза*, для сокрытия небезупречной природы таких камней применяются разнообразные мошеннические приемы. Один из них состоит в покрытии павильона, полностью или частично, светло-голубым пластиком, эмалью или даже несмываемыми чернилами, чтобы сделать невидимым желтоватый оттенок самого камня. Применение подобных приемов обнаружить иногда трудно.

Многие драгоценные камни изменяют цвет под воздействием гамма-излучения. В коммерческом отношении наиболее успешным, вероятно, является придание постоянной голубой окраски некоторым бесцветным *топазам* и серого цвета — неокрашенным культивированным жемчужинам.

ОБРАБОТКА ДРАГОЦЕННЫХ КАМНЕЙ (ОГРАНКА И ПОЛИРОВКА)

Наиболее важным для геммолога при исследовании ограненных камней является определение типа и качества обработки. Это требует знания целей обработки и принципов выбора стиля огранки, наиболее подходящего к конкретному материалу. В качестве первых драгоценных камней человек, несомненно, использовал цветную речную гальку в том виде, как он ее находил. Хотя человек вскоре узнал, что качество камня улучшается при полировании, в течение долгого времени он не прилагал усилий, чтобы изменить первоначальную форму или размер (фото 5). Императорская корона Карла Великого (800 г. н. э.) содержит большое число округлых асимметричных кабошонов различного размера и формы, — по существу полированных галечек (фото 6). Позднее кабошонам придавалась симметричная форма, круглая или овальная, как это делается и в наши дни. В настоящее время шлифовка кабошоном применяется главным образом для непрозрачных драгоценных камней, таких как *бирюза* или *опал*, или для камней с необычным оптическим свойством, так как переливчатость и астеризм выявляются наиболее эффектно в камне с искривленной поверхностью.

Еще позднее, где-то до 1400 г. н. э., было обнаружено, что потенциальную красоту прозрачного камня можно выявить полнее, огранив его. Вначале ограненные камни также были асимметричными, неправильная поверхность сырого камня заменялась минимальным числом расположенных случайным образом плоских граней. Прекрасным примером является великолепный алмаз «Шах» Алмазного фонда СССР (фото 7). Впоследствии камни гранили, не только придавая им симметричную форму, но и в соответствии с их пропорциями и углами, особенно в случае *алмаза*.

В течение столетий было разработано множество стилей огранки. Они различаются по числу, форме, распределению граней, углам между ними, а также и общими пропорциями камня. В случае окрашенных камней форма, особенно высота, согласуется с густотой окраски материала, чтобы достичь наиболее привлекательного вида.

Огранка *алмазов* имеет исключительное значение для их оценки. Поскольку алмаз по существу не окрашен, интерес к нему как к драгоценному камню полностью зависит от его замечательного сверкания и игры (дисперсии). Эти чисто оптические свойства в очень большой степени зависят от правильных пропорций и огранки. Длительный опыт показал, что необыкновенные потенциальные сверкание и игра лучше всего выявляются при так называемом бриллиантовом стиле огранки (рис. 7).

Общая форма и пропорции при этой огранке основываются на октаэдре, обычной геометрической форме кристаллов *алмаза*, и его спайности. Бриллиантовая огранка возникла в середине XV в. как простая «таблитчатая огранка». В этом стиле огранки верхняя и нижняя части октаэдрического кристалла стесывались до образования крупной таблички наверху и маленькой параллельной ей грани (калетты) внизу. Это давало камень с десятью гранями, в котором восемь граней представляли собой просто слегка исправленные грани октаэдрического кристалла. С этого скромного начала шаг за шагом развивалась бриллиантовая огранка, пока не достигла совре-

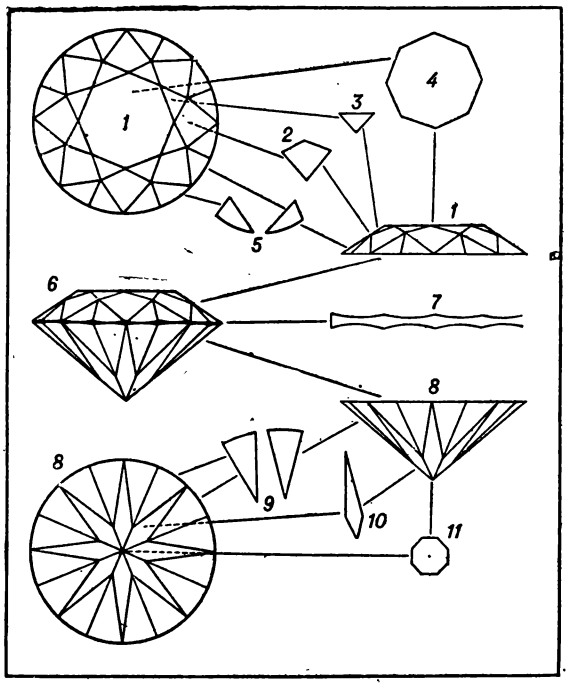


Рис. 8. Американская огранка.

1 — коронка; *2* — косая грань (основная грань коронки); *3* — звездчатая грань (верхний клин); *4* — табличка (площадка); *5* — верхние грани пояска (рундиста); *6* — вид сбоку; *7* — поясок (рундист); *8* — павильон; *9* — нижние грани пояска (рундиста); *10* — основная грань павильона; *11* — калетта (увеличено).

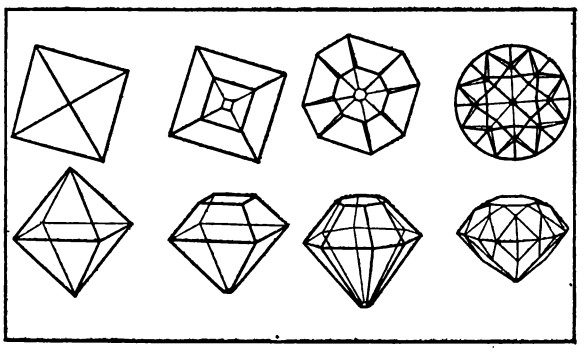


Рис. 9. Постепенное совершенствование бриллиантовой огранки алмаза.

Форма и пропорции современного круглого 58-гранного алмазного бриллианта берут начало в простом 8-гранном октаэдре. Огранка самых первых камней сводилась лишь к удалению двух противоположных вершин октаэдрического кристалла с оставлением большой площадки наверху (таблички) и, исключительно в целях предосторожности, очень маленькой площадки внизу (калетты). Позднее на месте 8 граней октаэдра полировались искусственные грани с углами, близкими к углам первичных граней кристалла; так получался камень с 10 гранями (таблитчатая огранка). Последующий шаг включал добавление еще 8 граней, образованных стачиванием 8 ребер между 8 первичными основными гранями. Такие 18-гранные камни известны как единичная огранка. Дальнейшее добавление граней привело к современному стандартному бриллианту с 58 гранями. Крайний справа — типичный бриллиант европейской огранки, округлый, но по сравнению с американской огранкой (см. рис. 13) с очень высокой коронкой.

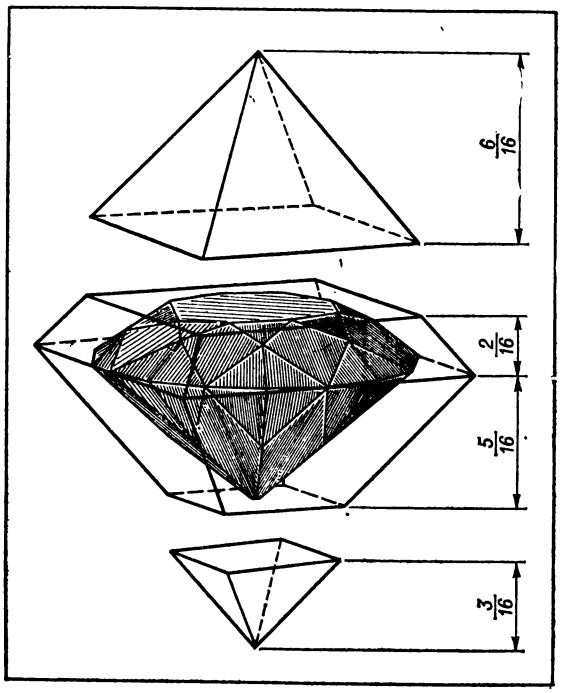


Рис. 10. Соотношение круглого алмазного бриллианта и 8-гранного природного октаэдрического кристалла [5].

Чтобы получить ограненный камень с правильными пропорциями, необходимо удалить две относительно большие части октаэдрического кристалла алмаза. В настоящее время оба кончика октаэдра, большой верхний и маленький нижний, можно отпилить почти без потери массы и использовать для получения меньших камней.

менного стандарта — бриллианта округлой формы с 58 гранями (33 на коронке и 25 на павильоне) (рис. 8).

Современный бриллиант имеет совершенно круглые очертания и низкую коронку, но так стало только в нашем столетии. Прежде на форму бриллиантов очевидным образом влияла октаэдрическая форма кристалла, так что они имели квадратные очертания и очень высокую коронку. Хотя квадратная форма перешла позднее в круглую, коронка оставалась высокой (европейская огранка, рис. 9). Было известно, что такие камни с высокой коронкой теряют в яркости, но соображения экономии брали верх. И к квадратным очертаниям, и к высокой коронке огранки старого типа пришли давно, как к компромиссу между так называемыми идеальными пропорциями и экономическим реализмом. Такой тип огранки являлся попыткой свести к минимуму потерю *алмаза* при огранке и получить все еще удовлетворительный камень (рис. 10). В то время вся операция должна была проводиться путем стачивания, так как более современные методы распиливания были неизвестны. Весь *алмаз*, который удалялся во время операции, превращался в фактически бесполезный порошок, так что нежелание понижать высоту таблички более, чем это совершенно необходимо, вполне понятно.

Открытие в 1870-х годах того обстоятельства, что кристалл *алмаза* можно распиливать в трех взаимно перпендикулярных направлениях параллельно осевым плоскостям октаэдрического кристалла, привело в конечном счете к большим изменениям в огранке алмаза. Распиливая *алмаз*, стало возможным удалять верхнюю часть октаэдрического кристалла на любом желаемом уровне практически без потерь, так что из удаленного кусочка

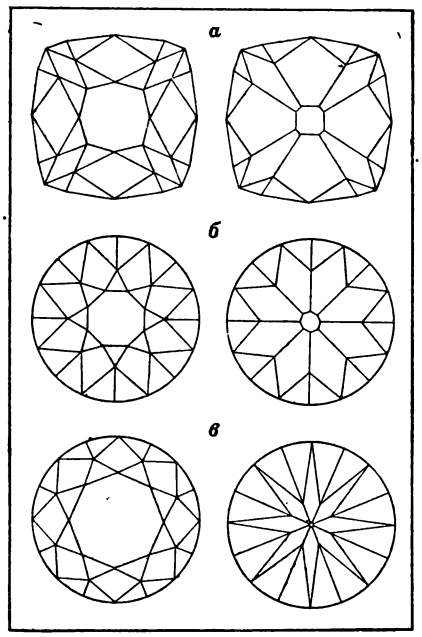


Рис. 11. Три основные стадии в развитии современной стандартной бриллиантовой огранки *алмазов*.

а — огранка старого типа; *б* — старая европейская огранка; *в* — американская огранка.

Как при огранке старого типа, так и при более поздней европейской огранке коронки высокие и соответственно маленькие таблички. Смена квадратной огранки старого типа на круглую европейскую означала определенную потерю массы, так как природные кристаллы *алмаза* часто имеют октаэдрическую форму с квадратным поперечным сечением. Более низкая коронка и, как следствие, более широкая табличка, а также изменения в форме граней павильона в современной американской огранке сделали камень более привлекательным и с еще большим блеском. Все три типа огранки имеют по 58 граней.

можно было получить камень меньших размеров. Усовершенствованный способ огранки, известный как американская огранка, или «теоретический бриллиант Толковского», характеризуется: 1) уменьшением высоты коронки до высоты, рассматриваемой как идеальная с оптической точки зрения, 2) незначительным изменением углов и общих пропорций, например расширением таблички. Эти низкокоронковые бриллианты так называемой американской огранки европейскими резчиками вначале характеризовались как «эти распластанные американские камни» (рис. 11). Однако экономические условия, связанные с желанием сохранить массу сырого материала, привели к дальнейшему расширению таблички, так что в современных бриллиантах площадь таблички редко бывает менее 60 %, обычно же она составляет 64 %. Камни с пропорциями и отделкой, сильно отклоняющимися от принятых в настоящее время, падают в цене; это связано с чрезмерной массой, сохраненной при достижении окончательной формы.

Стандартный 58-гранный бриллиант присутствует в модифицированной форме в других современных огранках, таких как овальная, маркиза, панделок и сердцевидная (рис. 12). При внимательном наблюдении обнаруживается, что все они в своей основе подобны круглому бриллианту. Отличаются они только очертаниями камня и в небольшой степени формой граней и межграневыми углами, а в некоторых случаях числом граней. Другие стили обработки алмазов, такие как изумрудная огранка или огранка розой, коренным образом отличаются от бриллиантовой огранки; известно, что они придают камню значительно меньше блеска независимо от совершенства огранки. В последнее время для улучшения блеска *алмазов* восьмиугольной формы выдвигаются смягченные очертания восьмиугольника и модифицированный бриллиантовый тип огранки.

Тесно связаны с высотой коронки общие пропорции, или отношение высоты камня к его диаметру, что определяет угловые соотношения тыловых граней и таблички. Это имеет решающее значение, так как от этого зависит

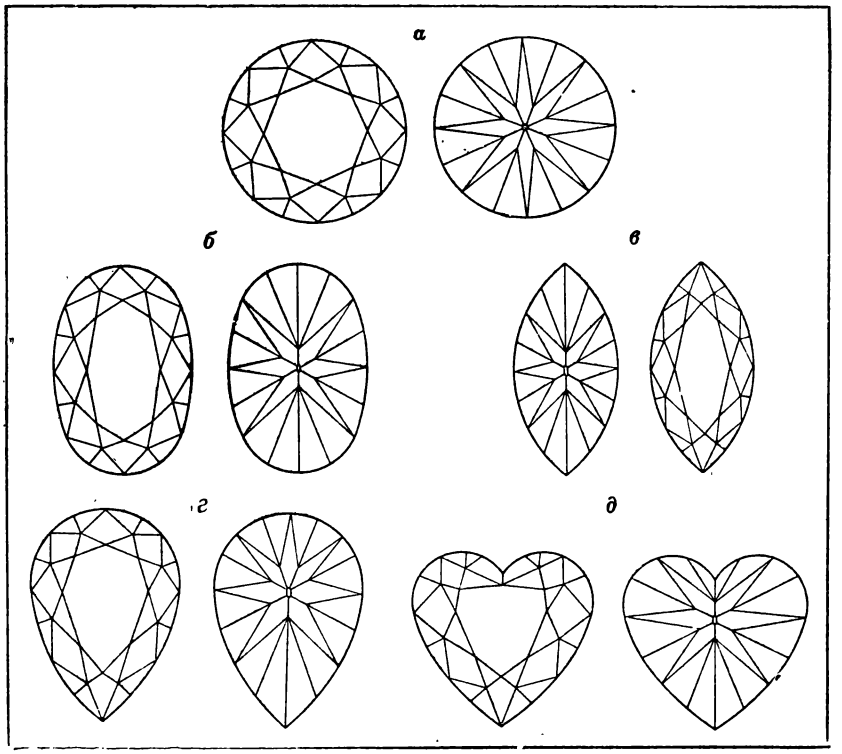


Рис. 12. Разновидности стандартной округлой бриллиантовой огранки.

а — круглый бриллиант; *б* — овальный бриллиант; *в* — маркиза, «челночок»; *г* — грушевидный бриллиант; *д* — сердцевидный бриллиант.

Ограненные алмазы четырех менее распространенных типов огранки хотя и весьма различаются по внешнему виду, являются не более чем модификациями стандартного округлого бриллианта. Все пять типов согласуются между собой по числу, форме и соотношению граней.

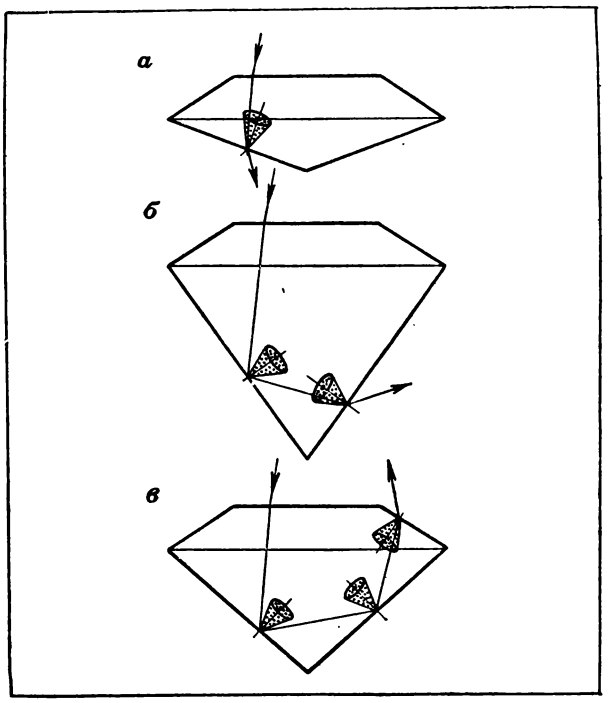


Рис. 13. Правильные пропорции алмазного бриллианта.
а — слишком мелкий бриллиант; *б* — слишком глубокий; *в* — правильные пропорции (американская огранка).
Максимальное сверкание округлого алмазного бриллианта достигается при соблюдении правильных пропорций, что сводит к минимуму потери света на тыловых гранях камня. Луч света, входящий в драгоценный камень, должен дважды полностью отразиться от тыловых граней на противоположных сторонах камня и выйти из коронки, чтобы вызвать сверкание драгоценного камня. Для этого важно, чтобы наклон граней павильона обеспечивал падение на них света под углами, превышающими критический угол. На схеме показано, каким образом происходит потеря света на первой грани, если камень слишком мелкий, и на второй грани, если камень слишком глубокий. Идеальные пропорции, представленные в американской огранке, обеспечивают минимальную потерю света на обеих тыловых гранях и, следовательно, максимальный эффект сверкания.

рассеяние света в нижней части камня и его блеск (рис. 13).

Очевидно, что несколько главных факторов влияют на определение категории или оценки ограненных драгоценных камней, в особенности *алмазов*. Эти факторы часто именуются «четыре С» — цвет, чистота, масса в каратах и огранка (по-англ.: color, clarity, carat weight, cutting]. В случае *алмаза* под цветом обычно понимается отсутствие цвета или отклонение от бесцветности. Понятие чистоты охватывает прозрачность и степень отсутствия включений. Масса в каратах указывает на размер камня, огранка — на качество и совершенство обработки. Все эти факторы имеют большое значение при определении стоимости ограненного камня.

Р. ХОЛМС

Просмотрено и исправлено Р. Краунингшилдом

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Anderson B. W.* Gemtesting. New York, Emerson, 1948. 377 p.
2. *Bauer Max*, 1896, 1909. Edelsteinkunde. Rev. 1932 by Schlossmacher.
3. *Bauer Max.* Precious stones. L. J. Spencer, trans. Rutland, Vt., Charles E. Tuttle, 1969. 647 p.
4. *Gill J. O.* Gill's index to journals, articles and books relating to gems and jewerly. Santa Monica, Gemological institute of America, 1978. 420 p.
5. *Kraus E. H., Slawson C. B.* Gems and gem materials, 5th ed. New York, McGraw-Hill, 1947. 332 p.
6. *Liddicoat R. T., jr.* Handbook of gem identification, 5th ed. Los Angeles, Gemological institute of America, 1969. 430 p.
7. *Nassau K.* Gems made by man. Radnor, Pa., Chilton, 1980. 364 p.
8. *Shipley R. M.* Dictionary of gems and gemology. Los Angeles, Gemological Institute of America, 1951. 261 p.
9. *Sinkankas J.* Gemstones of North America. Princeton, N. J., Van Nostrand, 1959. 675 p.
10. *Smith G. F. H.* Gemstones, 13th ed., revised by F. C. Phillips. London, Methuen, 1958. 560 p.
11. *Webster R.* Gems: their sources, descriptions and identification. London, Butterworths, 1962. 792 p.

ГЛИНЫ, МИНЕРАЛЫ ГЛИН

Термин «глина» не имеет единственного и общепринятого определения. Глины встречаются и в качестве породообразующего материала, и в почвах, они могут целиком слагать породу или составлять лишь небольшую часть, выполняя трещины или выступая в качестве цемента, связывающего более крупные частицы. Глины характеризуются прежде всего размером своих частиц; к глинистым обычно относят частицы с размером не более 2 мкм. Интервалы размеров 2—0,5, 0,5—0,2 и менее 0,2 мкм характеризуют соответственно крупно-, среднезернистые и тонкие глины. Эффективный размер определяется по скорости осаждения в воде или непосредственными измерениями под электронным микроскопом. С этой точки зрения любой материал, размельченный на частицы размером менее 2 мкм, считается глиной.

В керамическом производстве обращается также внимание на пластические свойства, проявляющиеся при соответствующем растирании глин и смешивании их с водой. Большинство глин, но не все, состоят из пластинчатых частиц (фото 8) с большим отношением площади поверхности к массе (варьирующим от 10 $м^2/г$ до нескольких квадратных метров на грамм). Вода, адсорбированная такой поверхностью, заставляет частицы слипаться, а при деформации глинистой массы — скользить друг по другу. Не все глины обладают такими пластическими свойствами; огнеупорные глины, например, представляют собой твердое кремнеподобное вещество, в котором тонкие пластинчатые кристаллы прочно сцементированы, так что выявить пластические свойства таких глин нелегко.

МИНЕРАЛЫ ГЛИН

В глинах присутствует много минералов с различными химическим составом и кристаллической структурой. Некоторые из них подобны или даже идентичны минералам, образующим макроскопические кристаллы, тогда как другие встречаются преимущественно в виде глинистых частиц. Современные методы анализа позволили изучить их с той же степенью детальности, что и макроскопические минералы.

Первый шаг в изучении минералогии глинистого материала состоит в отделении глинистой фракции от более грубого материала либо путем осаждения в воде, либо на центрифуге после размельчения исследуемого вещества. Сферические частицы с плотностью 2,65 $г/см^3$ и диаметром $D = 2$ мкм в воде при 20 °С опускаются на 5 см примерно за 4 ч. Поскольку время, за которое частица опускается на данное расстояние, изменяется как $1/D^2$, более мелкие частицы оседают дольше, и наоборот.

Зачастую основной проблемой при отделении глинистой фракции является размельчение материала. При этом используются такие физические приемы, как растирание и просеивание, энергичное взбалтывание в воде с применением ультразвука и др., а также различные химические методы.

Минералы глин преимущественно представлены силикатами алюминия, железа и магния, относящимися к слоистым (или листовым) силикатам. Форма минералов, видимая под электронным микроскопом, и кристаллическая (атомная) структура, выявляемая при рентгенодифрактометрическом анализе, показывают, что кристалличность минералов глин варьирует в больших пределах от хорошо до плохоокристаллизованных и структурно не упорядоченных фаз, вплоть до аморфных веществ. Классификация минералов глин на группы производится в соответствии с их кристаллической структурой (определенной рентгеновскими методами) и химическим составом.

Основными минералами глин являются следующие. Группа *каолинита—серпентина* включает минералы ряда *каолинита*, из которых наиболее распространены *каолинит* и *галлуазит*, и минералы ряда *серпентина*, куда входят *лизардит* и волокнистый минерал *хризотил*. Тонкодисперсные слюды глин, обычно называемые *иллитами*, по структуре и составу аналогичны *мусковиту* и *биотиту*. *Смектиты*, из которых наиболее важным является *монтмориллонит*, чрезвычайно тонкозернисты и обладают способностью значительно разбухать. *Вермикулиты* и *хлориты* также встречаются в виде частиц с размером, характерным для глин. Многие глины сложены переслаивающимися упорядоченными и разупорядоченными минералами. Аморфной или почти аморфной глиной является *аллофан; имоголит*, выявленный значительно позже глинистый минерал, возможно, отвечает ранней стадии кристаллизации *аллофана*.

Отдельные частицы этих минералов имеют главным образом пластинчатую форму; такая морфология явно связана с их кристаллической структурой слоистого типа. Могут образовываться удлиненные пластинки и полоски. Слои могут свиваться, создавая волокнистые, палочковидные или даже трубчатые, а также сфероидальные индивиды. При соответствующих условиях *смектиты* и *вермикулиты* могут разбухать в воде и растворах солей до такой степени, что отдельные слои кристаллической структуры далеко отходят друг от друга и вещество постепенно переходит от микрокристаллического к гелевому состоянию.

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ГЛИН

Кристаллическую структуру глинистых минералов изучают порошковым рентгеновским методом и методом электронной дифракции. Структура большинства минералов в настоящее время хорошо известна. Бейли [2] дал детальный обзор упорядоченных, а Бриндли [5] неупорядоченных структур. Рентгеновская дифракция наряду с термическим и химическим анализами является основным методом диагностики глинистых минералов и определения количественного минерального состава [6].

Глины являются идеальным объектом для электронной микроскопии (см. фото 8). Сводки электронных микроснимков даны Бёйтельшпахером и ван дер Марелем [4] и Гардом [11]. Электронно-микроскопические и электронно-дифракционные данные вместе дают возможность коррелировать внешнюю и внутреннюю структуру. Электронографический анализ глинистых минералов был детально рассмотрен Звягиным [22]. Можно ожидать, что развитие этой методики приведет к более полному пониманию структурного несовершенства глин. При нагревании глины подвергаются значительным изменениям; это выявляется с помощью термических методов анализа, особенно термогравиметрического и дифференциального термического [17]. Инфракрасная спектрометрия особенно полезна для изучения гидроксильных групп в глинистых минералах и органических комплексов в *смектитах* и *вермикулитах* [10].

К прочим методам относятся выделение химически чистых глинистых минералов, определение емкости ионного, в особенности катионного, обмена и измерение площади поверхности с помощью методов адсорбции газов и жидкостей [15]. Очень большое прикладное значение имеют коллоидные свойства систем глина—вода и глина—флюид.

МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ КАОЛИНИТА

Минералы группы *каолинита* относятся к слоистым силикатам с пакетами типа 1 : 1. Химические составы минералов близки к $Al_2Si_2O_5(OH)_4$; тремя основными политипами являются *каолинит-1Tc*, *диккит-2M* и *накрит-2M* (см. *Слоистые силикаты*). Толщина единичного пакета (межслоевое расстояние) составляет 7,15 Å *. *Каолинит* несомненно является наиболее распространенным из этих минералов и главным компонентом «фарфоровых глин», «шаровых глин», «огнеупорных глин» и т. д. Степень совершенства кристаллической структуры и правильность формы частиц могут сильно варьировать (см. фото 8). Многие *каолиниты*, особенно образовавшиеся гидротермальным путем, имеют более или менее совершенную гексагональную форму кристаллов и дают резкую и многолинейную рентгеновскую порошкограмму. Другие *каолиниты* имеют слабо выраженные кристаллы и обладают менее совершенной внутренней структурой, давая более широкие и ослабленные линии на рентгенограммах. Это объясняется беспорядочным смещением смежных слоев.

Галлуазит, минерал группы *каолинита*, существует в двух формах. У одной формы, имеющей состав $Al_2Si_2O_5(OH)_4$, толщина пакета около 7,2 Å, как и у прочих минералов группы *каолинита*. У другой, более гидратированной формы с составом $Al_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$, толщина пакета достигает 10,1 Å благодаря наличию слоя молекул воды между алюмосиликатными слоями (см. *Слоистые силикаты*, рис. 4, *е*). Удаление «лишней» воды, более или менее необратимое, происходит уже при 75 °С. По данным порошковых рентгенограмм *галлуазит* характеризуется высокой степенью неупорядоченности слоев. На электронных микроснимках видны волокновидные выделения (см. фото 8, *д*), многие из которых, по-видимому, являются трубчатыми. Некоторые исследователи указывают, что данные электронографического анализа отдельных частиц *галлуазита* позволяют говорить о более высокой степени упорядоченности их кристаллической структуры, причем некоторые *галлуазиты* обладают характерной двухслойной структурой, отличной от структур *диккита* и *накрита*, а частицы, по-видимому, имеют форму призм, а не цилиндров [13, 8].

В течение многих лет *галлуазит* считался единственным минералом группы *каолинита*, существующим также и в гидратированной, разбухшей форме. Разбухание может быть различным при введении полярных органических молекул, таких как метанол, этилен, гликоль и т. д., или вместо молекул воды или в дополнение к ним. Увеличению межпакетного расстояния (толщина пакета и межпакетного пространства равна примерно 14 Å) способствуют также многие неорганические соли, такие как галоиды и ацетаты калия, аммония, цезия и др. Это привело к открытию того, что межпакетные расстояния *каолинита*, *диккита* и *накрита* также могут быть увеличены (толщина пакета вместе с межпакетным пространством

* Здесь и далее включая межпакетное пространство.— *Прим. ред. пер.*

доходит до 14,1 Å) при обработке концентрированным раствором ацетата калия. После тщательного промывания водой соль удаляется, а остается гидратированный комплекс, отличающийся от *каолинита*. До сих пор нет еще полного понимания того, каким образом формируются эти комплексы, но, по-видимому, существенной их чертой является наличие водородных связей.

СМЕКТИТЫ

Группа *смектитов* называется также группой *монтмориллонита—сапонита* по основным ди- и триоктаэдрическим минералам группы. Обычно предпочитается более краткое название [только в англоязычной литературе]. Основная структура состоит из пакетов типа 2 : 1, таких же как в слюдах, но с меньшим отрицательным зарядом — около 0,3—0,6 на формульную единицу по сравнению с 1,0 для идеального состава слюд. Число межпакетных катионов соответственно меньше, как и сила ионной связи между пакетами. Эти особенности приводят к двум наиболее важным свойствам *смектитов*: а) внутрикристаллическое набухание в воде и во многих органических средах, б) хорошо выраженные катионообменные свойства. В структуре *смектитов* слои почти всегда поразному развернуты относительно друг друга, иными словами, упорядоченное наложение слоев отсутствует, так что строго индивидуальной дифракции рентгеновских лучей не выявляется, за исключением особого случая базальных, 00*l*, рефлексов. *Бейделлит* и *сапонит* проявляют, однако, некоторую тенденцию к упорядочению.

Для чистых *смектитов* емкость катионного обмена прямо связана с межпакетными катионами (если не учитывать поверхностной абсорбции) и может быть выражена в количестве одновалентных катионов на элементарную ячейку или на формульную единицу, но для нечистого материала (а большинство глин не бывает чистыми) выражается в миллиграмм-эквивалентах на 100 г сухой глины. Для измерения емкости обмена обычно используются различные методы. *Монтмориллонит* с 0,33 одновалентного катиона на формульную единицу (см. ниже) обладает рассчитанной емкостью обмена 92 мг·экв/100 г. Экспериментально полученные значения для смектитов обычно лежат в пределах 80—120 мг·экв/100 г.

Составы основных *смектитов* приведены в табл. 1. Составы ди- и триоктаэдрических минералов могут рассматриваться как соответственно производные от *пирофиллита* и *талька*. В этих формулах M^+ означает одновалентные катионы, такие как Li^+, Na^+, K^+, NH_4^+, и в некоторых случаях такие ионы, как $[Al(OH)_2]^+$, или такие органические катионы, как RNH_3^+. M^+ может также замещаться $0{,}5M^{2+}$, где M^{2+} есть Ca^{2+}, Mg^{2+} и т. д. Величина замещения в основных формулах указывается индексом y, значение которого обычно лежит в пределах 0,3—0,5, но для *сапонита*, с замещением двух родов, $x \approx 0{,}85$, $y \approx 0{,}50$ и $x-y \approx 0{,}35$. Для многих *монтмориллонитов* значение y близко к 0,33; это часто называется «идеальным» значением. Из рассмотренных минералов *монтмориллонит* несомненно является наиболее распространенным. nH_2O добавляется к каждой формуле, чтобы показать межпакетную воду, количество которой меняется в зависимости от природы межпакетных катионов и влажности. Изменения базальных межплоскостных расстояний приведены в табл. 2; увеличение межплоскостного расстояния от минимального (около 9,5 Å, полученного после умеренного нагревания) до 12,5 Å соответствует внедрению одного слоя молекул воды, а увеличение до 15,5 Å соответствует двойному слою молекул воды. Увеличение может быть еще бо́льшим при погружении в воду.

Полярные молекулы органических веществ также входят в решетку между пакетами. Эффективное расстояние Δ межпакетного материала составляет приблизительно $d_{001} - 9{,}5$ Å. Были получены значения Δ для обширного ряда органических веществ, они часто отвечают одиночному или двойному слою ориентированных молекул.

Изменение базального межплоскостного расстояния является важной диагностической чертой рентгеноскопической диагностики минералов. Обычно предпочитают получать или этиленгликолевый, или глицериновый комплекс простым добавлением к глине избытка этих жидкостей или помещая глину в пар этих органических веществ при слегка повышенной температуре (например, при 60 °C). Образовавшиеся комплексы будут иметь базальные межплоскостные расстояния соответственно около 16,9 и 17,8 Å и легко идентифицироваться на рентгенограммах независимо от возможного присутствия других глинистых минералов и независимо от влажности.

Степень разбухания Na-монтмориллонита в таких электролитах, как растворы NaCl и Na_2SO_4, меняется с изменением концентрации C электролита, причем межпакетное расстояние увеличивается от ~20 Å (3—4 слоя молекул воды) при больших концентрациях до 150—200 Å при очень слабых концентрациях. d_{001} приблизи-

ТАБЛИЦА 1

Структурные формулы смектитов и исходных минералов — пирофиллита и талька

Диоктаэдрические	Триоктаэдрические
Пирофиллит $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	*Тальк* $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
Монтмориллонит $M_y^+[(Al_{2-y}Mg_y)Si_4O_{10}(OH)_2]^{-y} \cdot nH_2O$	*Гекторит* $M_y^+[(Mg_{3-y}Li_y)Si_4O_{10}(OH)_2]^{-y} \cdot nH_2O$
Бейделлит $M_y^+[Al_2(Si_{4-y}Al_y)O_{10}(OH)_2]^{-y} \cdot nH_2O$	*Сапонит* $M_{x-y}^+[(Mg_{3-y}Al_y)(Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2]^{-x+y} \cdot nH_2O$
Нонтронит $M_y^+[Fe_2(Si_{4-y}Al_y)O_{10}(OH)_2]^{-y} \cdot nH_2O$	$(x > y)$

ТАБЛИЦА 2

Базальные межплоскостные расстояния *d*, Å, некоторых замещенных в различной степени монтмориллонитов и вермикулитов (при меняющихся условиях, *W* — относительная влажность)

Минералы	Na^+		Mg^{2+}	Ca^{2+}		Ba^{2+}	
	W	*d*	*d*	*W*	*d*	*W*	*d*
Монтмориллониты:							
в водяном пару	0—0,2	9,8		0	10,2	0	10,2
	0,2—0,5	12,5		0,3—0,8	15,5	0,1—0,5	12,5
	>0,7	15,6				>0,7	15,5
погруженные в воду		19,0—200 *	19,2		18,9		15,5
с избытком этиленгликоля		16,9—17,1	16,9—17,1		16,9—17,1		16,9—17,1
с избытком глицерина		17,6—17,8	17,6—17,8		17,6—17,8		17,7—17,8
Вермикулиты:							
погруженные в воду		14,8	14,8		15,4		15,4
с избытком этиленгликоля		16,1—16,3	14,3; 16,3 **		16,1—16,3		16,0—16,2
с избытком глицерина		14,3—14,8	14,3		14,3; 17,6 **		14,3; 17,6 **

* Межплоскостное расстояние Na-монтмориллонита в воде меняется в зависимости от концентрации электролита и достигает почти 200 Å при самой низкой концентрации. Аналогично ведет себя и Li-монтмориллонит.

** Межплоскостное расстояние меняется в зависимости от изменения слоев.

тельно пропорционально $1/C^{1/2}$. Такое разбухание уже не является внутрикристаллическим, поскольку расстояния между пакетами сравнимы с их размерами по площади. В этом отражается переход от кристаллического состояния в коллоидный гель. Такой же эффект проявляют *монтмориллониты*, будучи насыщенными ионами Li^+ и K^+, но не обнаруживают его, будучи насыщенными двухвалентными катионами.

Комплексное электронно-микроскопическое и электронографическое изучение *смектитов* показало, что первичные частицы очень малы; они имеют сильную тенденцию к слипанию. У большинства *монтмориллонитов* размер первичных частиц, по-видимому, около 300 Å. Частицы пластинчатые, обычно с неправильными очертаниями. Частицы *нонтронита*, *гекторита* и *сапонита* имеют удлиненную, брусковидную форму.

ВЕРМИКУЛИТЫ

Вермикулиты во многих отношениях подобны *смектитам*. Величина заряда пакетов примерно в 2 раза выше, чем у *смектитов*. *Вермикулиты* легко разбухают в воде и во многих органических жидкостях. Емкость катионного обмена примерно в 2 раза выше, чем у *смектитов*, и ложится преимущественно в интервал 120—200 мг·экв/100 г. Вермикулиты существуют в виде как макрокристаллических слюдоподобных пластинок, так и минералов, имеющих размер глинистых частиц. Это преимущественно триоктаэдрические минералы со следующей типовой формулой:

$$Mg_{0,3}[(Mg_{2,3}Al_{0,2}Fe^{3+}_{0,5})(Si_{2,7}Al_{1,3})O_{10}(OH)_2]^{-0,6} \cdot nH_2O.$$

Для объяснения их развития из триоктаэдрических *слюд*, в частности *биотитов*, были предложены две схемы: а) замещение межпакетного иона K^+ молекулой воды с сопутствующим окислением иона Fe^{2+} до Fe^{3+} и б) замещение $2K^+$ на Mg^{2+} и H_2O.

Диоктаэдрические *вермикулиты*, по-видимому, широко распространены в почвах, особенно в кислых, где они, возможно, образовались за счет изменения тонкозернистых диоктаэдрических слюд. Диагностировать эти минералы трудно, так как они встречаются в сложных смесях с другими глинистыми минералами.

Вследствие большей величины заряда *вермикулиты* в меньшей степени, чем *смектиты*, поддаются разбуханию при погружении в воду и в органические жидкости. Это находит применение в диагностическом испытании их этиленгликолем или глицерином. Методика различения тонкозернистых *вермикулитов* и *смектитов* состоит в насыщении глины ионами Mg с последующим образованием глицеринового комплекса; у *смектитов* базальное межплоскостное расстояние составит около 17,6—17,8 Å, а у вермикулитов около 14,3 Å. В присутствии не Mg, а других катионов различие иногда делается менее определенным.

Макрокристаллические *вермикулиты* являются прекрасным объектом для детального структурного изучения гидратации и природы органических соединений в глинистых минералах. Результаты изучения гидратированных *вермикулитов* показали, что молекулы воды группируются вокруг межпакетных ионов Mg^{2+}. При нормальной влажности Mg-вермикулиты набухают до 14,35 ± 0,02 Å. В воде они набухают до 14,8 Å. При пониженной влажности межплоскостные расстояния составляют 13,8 и 11,6 Å. Каждое из этих значений отвечает различным гидратированным состояниям, и потребуется еще много усилий для детального анализа этих соединений, а также аналогичных им, но с другими межпакетными катионами.

ТОНКОДИСПЕРСНЫЕ СЛЮДЫ, ИЛЛИТЫ, ГЛАУКОНИТЫ

Слюды и слюдоподобные вещества являются одними из наиболее распространенных минералов с размером частиц, отвечающим глинам, но их детальное изучение встречается со многими трудностями. Хотя многие глинистые минералы могут находиться почти в мономинеральных массах, это не относится к тонкодисперсным *слюдам*. Если на рентгенограмме ясно различается рефлекс с индексом 060, тогда может быть найден параметр *b* элементарной ячейки и установлен ди- или триоктаэдрический тип *слюды*. Большинство тонкодисперсных *слюд*, по-видимому, относится к диоктаэдрическому типу. В случае, когда могут быть выявлены характерные черты рентге-

нограмм, может быть определено, к какой полиморфной разновидности относится *слюда*; наиболее часто встречаются $1Md$, $1M$ и $2M_1$. Химические анализы показывают значительное содержание K_2O. Эти данные свидетельствуют о том, что многие тонкодисперсные слюды относятся к *мусковиту*. Другие глинистые *слюды* тем не менее являются триоктаэдрическими и могут относиться к *биотиту*.

Детальному изучению многих тонкодисперсных *слюд* мешают их плохая окристаллизованность и нахождение их в сложной смеси минералов. Многие разупорядоченные *слюды* глин принадлежат к категории смешанослойных минералов и, вероятно, являются *слюдо-монтмориллонитами*. Это название показывает, что способные к набуханию (к гидратации) монтмориллонитоподобные слои беспорядочно переслоены с неспособными к набуханию слюдоподобными слоями. Доказательством такого переслаивания служит то обстоятельство, что базальные рефлексы не удовлетворяют уравнению Брэгга. Отражения обычно имеют вид широких асимметричных полос. Внутренняя неоднородность такого рода делает интерпретацию всех аналитических данных трудной и неоднозначной.

Некоторые черты химизма тонкодисперсных *слюд*, по-видимому, являются общими или по крайней мере широко распространенными, в частности низкое содержание в них K_2O и высокое H_2O по сравнению с макрокристаллическим *мусковитом*. Предполагается, что межпакетные катионы, полностью или большей частью представленные в мусковите K^+, в тонкодисперсных слюдах представлены K^+ и $(H_3O)^+$; соответственно этому были проинтерпретированы анализы нескольких довольно хорошо очищенных *слюд* из глин. Однако следует отметить, что если макрокристаллический *мусковит* растирается до частиц с размером 1 мкм, содержание H_2O в нем заметно возрастает примерно от 4,5 до 6,5 %, а удаляется эта вода в широком интервале температур, и примерно так же, как и из тонкодисперсных *слюд* в глинах. Следовательно, высокому содержанию воды во многих тонкодисперсных *слюдах* может способствовать их поверхностная гидратация. Низкое содержание K_2O может быть обусловлено выщелачиванием из мельчайших частиц во внешних слоях. Если тонкодисперсные *слюды* являются смешанослойными, содержащими более гидратированные прослои, это также может быть причиной высокого содержания H_2O и низкого K_2O.

Неопределенность в применении таких названий слюд, как *мусковит* и *биотит*, к плохоопределимым тонкодисперсным *слюдам* привела к выбору нового термина, «*иллит*», применяемого не как видовое название минерала, но как общий термин для принадлежащих к группе *слюд* глинистых минералов из пелитовых отложений. Этот термин оказался очень полезным и стал общепринятым; попытки более конкретизированного определения *иллита* находятся в противоречии с первоначальным замыслом.

Рентгеноструктурный анализ смешанослойных *слюдо-монтмориллонитовых* глин показал [14], что имеется почти линейное соотношение между содержанием неспособных к обмену ионов K и Na, предположительно принадлежащих к слоям слюды, и количеством не поддающихся набуханию слоев. Это соотношение справедливо в пределах от 0,75 неподвижных ионов K + Na (100 % ненабухающих слоев) и до полного отсутствия неподвижных ионов K + Na (90 % способных к набуханию слоев). При числе неподвижных ионов K + Na около 0,6—0,7 на формульную единицу, что соответствует среднему составу многих *иллитов*, может присутствовать около 12 % способных к набуханию слоев. Тот факт, что первый пик на дифрактограмме *иллита* может отвечать значению межплоскостного расстояния, не намного превышающему 10 Å — межплоскостному расстоянию для *мусковита*, позволяет предположить, что переслаивания почти нет. Однако линейной зависимости между кажущимся межплоскостным расстоянием смешанослойных минералов и долей минерала с тем или другим расстоянием нет; вероятно, повышение доли минерала с увеличенным межплоскостным расстоянием до 10 % не вызывает соответствующего возрастания кажущегося межплоскостного расстояния минерала.

Глауконит по тонкозернистости и плохой окристаллизованности подобен *иллиту*; он часто содержит большое количество H_2O, по-видимому, в форме иона $(H_3O)^+$ и в виде гидратированных прослоев в смешанослойных постройках. Анализы обычно показывают значительное содержание окисного и закисного железа. *Глауконит* является диоктаэдрическим минералом со структурой типа $1Md$ или $1M$.

ХЛОРИТЫ И РАЗБУХАЮЩИЕ ХЛОРИТЫ

Хлориты являются преимущественно триоктаэдрическими минералами, которые, подобно *слюдам* и *вермикулитам*, могут быть макроскопическими или тонкодисперсными с размерностью глинистых частиц. Химические и структурные анализы относятся главным образом к хорошоокристаллизованным разновидностям, но результаты приложимы и к хлоритам глинистых фракций. Более простые политипные модификации *хлоритов* выявляются порошковым рентгеновским методом при условии отсутствия других глинистых минералов [3]. Многие *хлориты*, включая хорошоокристаллизованные макроскопические разновидности, структурно разупорядочены благодаря смещению слоев на $\pm nb/3$, как это характерно и для *каолинита*. Характер связей в *хлоритах* такой же, как в *каолинитах* (связь OH—O между кислородным и гидроксидным слоями), но важными являются и ионные силы между отрицательно заряженными пакетами типа 2 : 1 и положительно заряженными гидроксидными промежуточными слоями.

Для *хлоритов* характерны широкие изоморфные замещения как в тетраэдрических, так и в октаэдрических слоях, образующих слоистую структуру минерала, и названия разновидностей даются в зависимости от их химического состава. Приблизительная диагностика рентгеновскими методами основывается на некоторых особенностях дифрактометрических данных, связанных с составом. Общая структурная формула может быть написана в виде

$$\left(Mg_{6-x-y}Fe^{2+}_{y}Al_{x}\right)\left(Si_{4-x}\right)O_{10}\left(OH\right)_{8}.$$

Изменение базального межплоскостного расстояния d_{001} почти линейно зависит от x, а именно: $d = 14{,}55 - 0{,}29x$; изменение параметра b почти линейно зависит от y: $b = 9{,}21 + my$, где $m \approx 0{,}032 \div 0{,}037$.

При постепенном нагревании *хлоритов* гидроксидные слои кристаллической структуры дегидратируются примерно при 500—600 °C, а слюдоподобные пакеты типа 2 : 1 — примерно при 700—800 °C; точные значения температуры зависят от химического состава, размера кристаллов и степени кристалличности вещества, скорости нагревания и т. д. Частичная дегидратация при ~600 °C ведет к заметным изменениям в рентгеновской дифракционной картине. Тонкодисперсные *хлориты*, часто плохоокристаллизованные, дегидратируются при более низких температурах, около 400 °C.

Обычно *хлориты* не набухают в воде или органических жидкостях и их базальные межплоскостные расстояния лежат в пределах 14,0—14,4 Å. Среди глинистых веществ были обнаружены так называемые разбухающие хлориты, увеличивающие в глицерине межплоскостные расстояния до 17,8 Å, почему они могли бы быть приняты за *смектиты*. Но по сравнению со *смектитами* они почти не проявляют усадки при нагревании до 500 °C, тогда как

у *смектитов* уменьшение межплоскостных расстояний до 10 Å происходит уже при 150 °С. Считается, что разбухающие *хлориты* имеют несовершенные гидроксидные слои, состоящие частично из гидроксильных групп и частично из гидратированных ионов Mg (как в *вермикулитах*); существенно ослабленная межпакетная связь не препятствует разбуханию, но гидроксильные группы в большой степени препятствуют структурной усадке при нагревании. Хлоритоподобные слои, способные к разбуханию, но не к усадке, обнаружены также в виде компонентов смешаннослойных минералов, и, возможно, в этой форме они встречаются чаще, чем в виде самостоятельных минералов.

Диоктаэдрические *хлориты* встречаются главным образом (а возможно, и исключительно) в почвенных глинах и впервые были выявлены как компоненты смешаннослойных диоктаэдрических *хлорит-монтмориллонитов* (см. *Минералогия почв*). Был выделен почти чистый минерал с составом

$$Ca_{0,11}(Al_{3,02}Fe^{3+}_{0,35}Mg_{1,18})(Si_{3,26}Al_{0,74})O_{10}(OH)_8,$$

содержащий 4,55 октаэдрического катиона по сравнению с 4 для строго диоктаэдрического *хлорита* и 6 для триоктаэдрического *хлорита* [19]. *Кукеит* с приблизительным составом $(LiAl)_4(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$ имеет Al_2 в диоктаэдрическом слое пакета типа 2 : 1 и $LiAl_2$ в гидроксидном слое и может быть назван дитриоктаэдрическим хлоритом.

СМЕШАНОСЛОЙНЫЕ СТРУКТУРЫ

Среди глинистых минералов имеются разные типы смешаннослойных слоистых силикатов, с разной степенью правильности и неправильности в последовательности слоев. Для нескольких минералов характерно весьма закономерное чередование двух типов слоев. В *ректорите* бейделлитоподобные слои, с малым зарядом и со способностью к разбуханию, чередуются со слюдоподобными слоями, с большим зарядом и неразбухающими. *Корренсит* характеризуется закономерным чередованием неразбухающих и разбухающих хлоритовых слоев. Были описаны смешаннослойные *хлорит-смектиты* разных типов. Сами *хлориты* являются примером правильного чередования слюдоподобных и бруситоподобных слоев. Правильность чередования слоев выявляется по большому базальному межплоскостному расстоянию, равному сумме расстояний компонентов. Так, *ректорит* обычно имеет расстояние 24,6 Å, составленное из 10,0 Å для неразбухающего компонента и 14,6 Å для расширяющего слоя. Такие минералы по сравнению со *слюдами* или *хлоритами* обычно плохо окристаллизованы, и чередование слоев, вероятно, происходит не вполне закономерно.

Минералы с крайне нерегулярной последовательностью слоев, в которых отношения компонентов могут принимать почти любые значения, распространены намного больше, особенно в глинистых фракциях почв. Они характеризуются широкими и асимметрично распределенными максимумами на рентгенограмме, которые не согласуются с последовательностью чисел в простом уравнении Брэгга. Таковы, по-видимому, многие *иллиты*. Детальное изучение таких неправильных структур затруднительно, но одну общую и простую процедуру в диагностике этих минералов делает возможным то обстоятельство, что большинство таких минералов содержит слои одного неизменяющегося типа (слюдоподобный или хлоритоподобный) и одного изменяющегося типа (смектитовый или разбухающих хлоритов). Поэтому характер изменения рентгеновских характеристик после нагревания и после разбухания обычно дает ключ к пониманию природы переслаивающихся компонентов. Другие методы, аналогичные одномерному синтезу Паттерсона в рентгеновской дифрактометрии, позволяют (с определенными упрощениями и допущениями) определять типы имеющихся слоев и их вероятную последовательность. Так, если имеются слои типов *А* и *Б*, анализ показывает возможность того, что за *А* следует другой слой *А* или слой *Б*. Эти методы развивались, в частности, Мак-Эваном и его сотрудниками [1]. Обзор более поздних работ Рейнолдса см. в [6].

ПАЛЫГОРСКИТ (АТТАПУЛЬГИТ) И СЕПИОЛИТ

И *палыгорскит* и *сепиолит* в своей основе волокнистые минералы, хотя макроскопически они предстают в различных агрегатных формах, например в землистой, плотной, губчатой, волокнистой или в виде тонких пленок (бумажных листов). На электронных микроснимках эти минералы представляют в виде волокон длиной иногда многие микрометры и с поперечным сечением лишь доли микрометра (см. фото 8, *е*). Кристаллическую решетку составляют ленты структурного типа 2 : 1, чередующиеся с каналами, содержащими воду. *Сепиолит* имеет аналогичную структуру пакета с $b \approx 27$ Å, эквивалентным утроенному параметру структуры *слюд*. Тетраэдрические слои непрерывны, но при переходе от блока к блоку ориентировка тетраэдров меняется на противоположную. Октаэдрические слои непрерывны только вдоль осей волокон (ось *с*), перпендикулярно к плоскости рисунка. Параметр *с*, составляющий около 5,25 Å, соответствует параметру *а* структуры слюд. Намечается структурное сходство с цепочечными силикатами (см. *Амфиболы*), так что некоторые минералоги помещают *палыгорскит* и *сепиолит* в промежуточный класс между слоистыми и цепочечными силикатами. Другие минералоги, включая и автора, рассматривают их как группу в составе класса слоистых силикатов; можно привести в пример и другие слоистые силикаты, у которых кремнекислородные тетраэдры в пределах одного слоя ориентированы в противоположных направлениях, так что *палыгорскит* и *сепиолит* в этом отношении не являются уникальными.

Идеальными составами будут следующие:

палыгорскит $Mg_5Si_8O_{20}(OH)_2\cdot(OH_2)_4\cdot 4H_2O$;

сепиолит $Mg_8Si_{12}O_{30}(OH)_4\cdot(OH_2)_4\cdot 8H_2O$.

Кремний может быть частично замещен на алюминий, при этом электростатический заряд компенсируется обменными катионами в каналах. Емкость обмена лежит в пределах 10—40 мг·экв/100 г. Группы (OH_2) в формулах представляют собой молекулы воды, присоединенные к краям структурных лент и удерживаемые сильнее, чем молекулы H_2O в каналах.

АЛЛОФАН

Аллофан представляет собой гелеподобное глинистое вещество, рентгеноаморфное или почти аморфное. По существу это водный силикат алюминия, который может содержать оксид (оксиды) железа и P_2O_5. Полевые наблюдения позволяют предположить, что в некоторых случаях он может представлять собой промежуточный продукт перехода между гелями алюмосиликатов и *галлуазитом* или *каолинитом* или между *галлуазитом* и *гиббситом*. Он выступает, в частности, как продукт выветривания вулканических пеплов.

Мольное отношение Al_2O_3/SiO_2 изменяется между 0,5 и 1, но возможны также и бо́льшие значения. Данные электронно-микроскопического изучения разнообразны: описаны частицы округлые, раковинчатые, в виде тонких лент, а также в виде тонких волосовидных разветвляющихся волокон. Данные по «хорошо охарактеризованному аллофану в составе почв» [20] указывают на два возможных крайних состава:

$$Al_2O_3\cdot 2SiO_2\cdot 3H_2O \text{ и } Al_2O_3\cdot SiO_2\cdot 2H_2O.$$

Этим составам могут отвечать структуры, в которых цепи тетраэдров SiO_4 соединены с цепями октаэдров Al (O, OH, H_2O) общими атомами кислорода. Весьма вероятно, что термин «*аллофан*» в настоящее время применяется по отношению к веществам с различными структурой и составом, которые, будучи рентгеноаморфны или почти аморфны, являются очень трудным для изучения объектом.

ОБРАЗОВАНИЕ ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛОВ

Этот процесс в естественных условиях и в лаборатории может рассматриваться в двух основных аспектах: низкотемпературное и высокотемпературное (или гидротермальное) образование. Низкотемпературное образование в природе включает выпадение из растворов, выветривание силикатов, выветривание ранее образовавшихся глинистых минералов и вообще все диагенетические процессы (см. *Диагенетические минералы*). Поскольку глинистые минералы образуются в виде частиц очень маленького размера, они могут подвергаться изменениям при переходе от одних условий к другим, например от пресноводных к морским. Отражают ли глинистые минералы условия отложения или источник сноса, является предметом дискуссий [18]. Лабораторные эксперименты при низких температурах имеют целью пролить свет на физико-химические условия, при которых глинистые минералы образовываются и изменяются в природе. Так как при низких температурах реакции протекают медленно, а растворимость часто очень низка, эти исследования обычно занимают много времени и дают малую отдачу; сокращение временно́го фактора путем применения более высоких температур и более концентрированных растворов означало бы отход от природных условий.

Высокотемпературное, или гидротермальное, образование глинистых минералов, происходящее при реакциях высокотемпературных флюидов с веществом горных пород, воспроизвести в лаборатории намного легче. Изучение фазового равновесия систем с двумя, тремя или более компонентами, включающими обычные породообразующие оксиды — SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, FeO, CaO, K_2O, Na_2O и особенно H_2O, при контролируемых условиях температуры, давления и состава привело к синтезу не только неразбухающих слоистых силикатов (*каолинит, серпентин, слюды, хлориты, тальк* и *пирофиллит*), но и разбухающих минералов (*смектиты, вермикулиты* и различные минералы со смешанослойными структурами). Многие глинистые минералы синтезируются легко и с высокой степенью кристаллического совершенства, зачастую такой же или даже лучшей, чем в природных глинах. Получение этих минералов расширило представления о химическом составе глинистых минералов за счет многих ионов, не часто присутствующих в природных глинах, таких как Ge вместо Si, Ga и In вместо Al, Ni и другие двухвалентные ионы вместо Mg. Такие синтетические глины оказались особенно важными для объяснения характера спектра поглощения слоистых силикатов в инфракрасной области.

Исследования по высокотемпературному образованию минералов, проведенные до 1976 г., особенно касающиеся слоистых силикатов и глин, рассмотрены Уонсом [21]. Келлер [16] обобщил геологические наблюдения и результаты исследований по низкотемпературному образованию и изменению глинистых минералов. Геохимия осадков обсуждается в работе Дидженса [9].

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЛИН В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Глины являются одним из наиболее важных видов сырья из-за их разнообразного использования, громадных запасов и широкой распространенности. Традиционно глины используются для производства, например, гончарных изделий, фарфора, керамики, кирпичей, черепицы, труб. *Каолинит* здесь является важнейшим минералом. Свойства смесей глины с водой являются основными в начале производства, а химический состав глин и сопутствующие минералы определяют основные свойства изделий во время и после их обжига.

В формовочных песках содержание глины играет очень важную роль; чаще всего используется *монтмориллонит*, но используется также и тонкозернистый *каолинит* (см. *Огнеупорные тугоплавкие минералы*).

Глины играют большую роль в механике грунтов, особенное значение здесь имеют коллоидные свойства глинистых водных суспензий. Тиксотропные свойства таких суспензий исключительно важны в связи с так называемыми плывучими глинами, которые при механическом воздействии на них теряют свою прочность и становятся текучими; движения таких глин приводят к громадному ущербу от оползания значительных масс грунтов (см. *Минералогия почв*).

Глины играют большую роль в нефтедобывающей и нефтеперерабатывающей промышленности. Выявление отдельных глинистых горизонтов является составной частью геологического картирования. Проницаемость горных пород по отношению к воде и нефти зависит от содержания в них глины, ее общего количества и вида. Некоторые промывочные жидкости при бурении содержат до 30 % глинистых минералов. Здесь важны их тиксотропные свойства и способность уплотнять стенки скважин. Для этих целей применяются *монтмориллониты* и в меньшей степени *палыгорскиты*. Глины используются в качестве крекирующих катализаторов для тяжелых фракций нефти; это главным образом *монтмориллонит, галлуазит* и *каолинит*, активированные действием различных кислот и нагреванием. Глины применяются также для очистки нефти как путем фильтрации, так и при контактном процессе. Для этой цели применяется так называемая фуллерова земля.

В больших количествах глина применяется при производстве бумаги в качестве наполнителей и для отделки ее поверхности. Особенно ценны чистые *каолиниты* с хорошей ориентацией пластинчатых чешуек. Очень важны при этом свойства коллоидной системы глина—вода. *Палыгорскит* применяется в производстве специальной бумаги, позволяющей получать копии при письме и печатании на машинке без копировальной бумаги (см. *Минеральные пигменты и наполнители*).

Кроме того, глины используются как абсорбенты и молекулярные сита, в производстве клеев, кожи, красок, в медицине, фармацевтике и косметике, в производстве моющих и полирующих средств, при обезвреживании радиоактивных отходов, для осветления винодельческого сырья, пива, воды, в производстве пестицидов, в пищевой промышленности, в производстве пластмасс, подстилок для скота, резины, смазочных материалов, в текстильном производстве, в производстве удобрений, цемента, чернил, эмульсионных составов.

Дж. БРИНДЛИ

См. также: *Изоморфизм; Кристаллография морфологическая; Метод окрашивания минералов; Минералогия портландцемента; Минералогия почв; Минеральные ресурсы; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Слоистые силикаты; Слюды; Фрагментарность кристаллических решеток; Электронная микроскопия (просвечивающая)*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Amil A. R., Garcia A. R., MacEvan D. M. C.* X-ray diffraction curves for analysis of interstratified structures. Madrid, Volturna Press, 1968, 38 p. + 140 p. of figures.

2. *Bailey S. W.* Structures of layer silicates; p. 1—123 in G. Brindley and G. Brown, eds, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, The Mineralogical Society, 1980. 495 p.

3. *Bailey S. W., Brown B. E.* Chlorite polytipism: I. Regular and semi-random one-layer structures. — Am. Mineralogist, 1962, 47, p. 819—850.

4. *Beutelspacher H., Van der Marel H. W.* Atlas of electron microscopy of clay minerals and their mixtures. New York, Elsevier, 1968. 333 p.

5. *Brindley G. W.* Order-disorder in clay mineral structures, p. 125—195 in G. Brindley and G. Brown, eds, Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, The Mineralogical Society, 1980. 495 p.

6. *Brindley G. W., Brown G. (eds).* Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, The Mineralogical Society, 1980. 495 p.

7. *Brindley G. W., MacEvan D. M. C.* In A. Green and G. Stewart, eds, Ceramics, A symposium 15—93. England, British Ceramic Society, 1953.

8. *Chukhrov F. V., Zvyagin B. B.* Halloysite, a crystallochemically and mineralogically distinct species.— Proc. Intern. Clay Conf., Jerusalem, Israel, 1966, 1, p. 11—25.

9. *Degens E. T.* Geochemistry of sediments. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1965. 382 p.

10. *Farmer V. C., ed.* The infrared spectra of minerals. London, The Mineralogical Society, 1974. 539 p.

11. *Gard R. E.* Applied clay mineralogy. New York, McGraw-Hill, 1971. 422 p.

12. *Grim R. E.* Clay mineralogy, 2nd ed. New York, McGraw-Hill, 1968. 596 p.

13. *Honjo G., Kitamura N., Mihama K.* A study of clay minerals by electron-diffraction diagrams due to individual crystallites. — Acta Crystallograph., 1954, 7, p. 511—513.

14. *Hower J., Mowatt T. C.* Mineralogy of illites and mixed—layer illite—montmorillonites. — Am. Mineralogist, 1966, 51, p. 825—854.

15. *Jackson M. L.* Soil chemical analysis. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1958. 498 p.

16. *Keller W. D.* Geologic occurrence of the clay-mineral layer silicates; in Layer silicates. A. G. I. Short course notes. Washington, D. C., American Geological inst., 1967, p. WK 1—105, WKR 1—25.

17. *Mackenzie R. C., ed.* Differential thermal investigation of clays. London, The Mineralogical Society, 1957. 456. p.

18. *Millot G.* Geology of clays; weathering, sedimentology, geochemistry, W. R. Farrand and H. Paquet, trans. New York, Springer, 1970. 429 p.

19. *Sudo T., Sato M.* Dioctahedral chlorite. — Intern. Clay Conf. Proc., Jerusalem, Israel, 1966, 1, p. 33—40.

20. *Wada K.* Structural scheme of soil allophane. — Am. Mineralogist, 1967, 52, p. 690—708.

21. *Wones D.* Compositinal variations and phase equilibria of some layer silicates; in Layer silicates. A. G. I. Short course notes. Washington, D. C., American Geological Inst., 1967, p. DRW 1—142.

22. *Звягин Б. Б.* Электронография и структурная кристаллография глинистых минералов. М., Наука, 1964.

Балицкий В. С., Лисицына Е. Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М., Недра, 1981. 157 с.

ГОНИОМЕТРИЯ

Гониометр (от греч. gonia — угол и metron — измерение) — инструмент для измерения углов, в частности углов между гранями кристаллов. Под гониометрией понимают теорию и практику измерения углов.

Измерение углов между плоскостями кристалла является первым шагом для определения его симметрии и взаимоотношения параметров элементарной ячейки кристаллической решетки. Данные по симметрии, дополняемые другими данными, последовательно приводят к определению вещества и познанию его строения на атомном уровне. Плоскости, о которых идет здесь речь, представляют собой прежде всего плоскости упорядоченного расположения атомов, но эти же плоскости определяют при благоприятных условиях рост видимых плоских граней, ограничивающих кристалл. Обнаружение постоянства углов между соответствующими гранями кристаллов одного и того же вещества приписывается Николасу Стенону (1638—1686 гг.), а правило, согласно которому распространенные грани кристалла соответствуют плоскостям с наибольшей ретикулярной плотностью атомов, приписывается Огюсту Бравэ (1811—1863 гг.).

М. БЕТТИ

См. также: *Виды симметрии; Габитус кристаллов; Кристаллическая решетка; Кристаллография: история; Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Определитель кристаллов Баркера; Симметрия.*

Булах А. Г. Графика кристаллов. М.,. Недра, 1971. 112 с.

ГРАНАТЫ

Наиболее распространенные *гранаты* являются силикатами железа или кальция и алюминия. Обычно они окрашены в красный или коричневый цвет, прозрачные, со стеклянным блеском. Тв. 6—7,5; спайности нет, часто имеют вид додекаэдров или трапецоэдров [тетрагонтриоктаэдров], встречаются главным образом в кристаллических сланцах, гнейсах и мраморах.

Благодаря своей твердости и необычной угловатой трещиноватости *гранат*, особенно железо-алюминиевый, используется в качестве сравнительно мягкого абразива (см. *Абразивные материалы*). Некоторые разновидности граната гранятся как драгоценные камни (см. *Геммология*).

Название «гранат» в конечном счете восходит к лат. granatus «зерноподобный», а непосредственно происходит от названия граната (плода), имеющего маленькие красные зерна.

СОСТАВ И СТРУКТУРА

Гранаты имеют общую формулу $A_3B_2(SiO_4)_3$, где A может быть кальцием, магнием, железом или марганцем, а B — алюминием, железом или (реже) хромом, ванадием или цирконием. Кремний может быть частично замещен алюминием, а группы SiO_4 — группами $(OH)_4$. Могут быть и другие замещения; были описаны *гранаты*, содержащие в существенных количествах титан, фосфор и даже иттрий. Большинство гранатов образует протяженные ряды твердых растворов.

В структурном отношении *гранаты* являются ортосиликатами (или островными силикатами), состоящими из изолированных кремнекислородных тетраэдров, связанных с трехвалентными или двухвалентными ионами. Природные *гранаты* представляют собой твердые растворы нескольких крайних членов и называются по преобладающему компоненту.

Основными членами группы *гранатов* считаются виды, отвечающие по составу крайним членам изоморфных рядов. Кроме минералов, приведенных в таблице, группа *гранатов* включает также *андрадит, гидрогранди́т, меджорит* и *шорломит*.

Пироп $Mg_3Al_2(SiO_4)_3$. Плотность 3,58. Название дано А. Вернером в 1803 г. от греч. слова со значением

Группа гранатов (частично по [2])

Минерал	Показатель преломления	Плотность	Размер элементарной ячейки, Å
Альмандин $Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}$	1,830	4,318	11,526
Андрадит $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$	1,887	3,859	12,048
Гидрогроссуляр $Ca_3Al_2Si_2(OH)_4O_8$	1,675±	3,13±	12,16±
Голдманит * $Ca_3V_2Si_3O_{12}$	1,821	3,74±	12,011
Гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$	1,734	3,594	11,851
Кимцеит * $Ca_3Zr_2(Al_2Si)O_{12}$	1,94	4,0	12,46
Кноррингит * $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$	1,803	3,756	11,659
Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$	1,714	3,582	11,459
Спессартин $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$	1,800	4,190	11,621
Уваровит $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$	1,86±	3,90±	12,00

* Данные по природным минералам со значительным изоморфным замещением.

«огнеподобный»; в чистом виде не найден, встречается как компонент с *альмандином* и *гроссуляром;* цвет ярко-красный, с малиновым до пурпурного оттенком в присутствии альмандинового компонента. Чаще всего встречается в перидотитах или кимберлитах в ассоциации с *алмазом, серпентином, шпинелью, пироксенами* и *оливином;* прозрачные кроваво-красные разновидности используются как драгоценные камни («капские рубины» из ЮАР или «аризонские рубины»).

Альмандин $Fe_3Al_2(SiO_4)_3$ Плотность 4,32. Название дано Агриколой в 1546 г., вероятно, по местности Алабанда (Турция), где гранились «алабандийские карбункулы», описанные еще Плинием (77 г. до н. э.). Это наиболее распространенный вид *граната*, обычно встречается в слюдяных сланцах и гнейсах; прозрачные или проявляющие астеризм *альмандины* используются как драгоценные камни; абразивы месторождения Гор-Маунтин (штат Нью-Йорк) представлены главным образом *альмандином*

Спессартин $Mn_3Al_2(SiO_4)_3$. Плотность 4,19. Название дано Ф. Бёданом в 1832 г. по местности Шпессарт в ФРГ. Окрашен обычно в густые тона коричневого или оранжевого цвета. Менее распространенный *гранат*, встречается в гранит-пегматитах, риолитах и в породах с большим содержанием Mn, в ассоциации с *родонитом, кварцем* и *сфалеритом*. Крупные оранжевые кристаллы ювелирного качества встречаются в штате Минас-Жерайс (Бразилия) и на Мадагаскаре.

Гроссуляр $Ca_3Al_2(SiO_4)_3$. Плотность 3,59. Название дано Вернером в 1811 г. по сходству бледно-зеленых разновидностей с крыжовником, *R. grossularia*. Самый светлый из *гранатов*, обычно желто-зеленый, белый, розовый, коричневый или светло-коричневый. Встречается главным образом в контактово- или регионально-метаморфизованных известняках в ассоциации с *волластонитом, кальцитом, везувианом, диопсидом* и *эпидотом*. Значительные местонахождения известны в Мексике (Мондос) и в ЮАР (Трансвааль).

Андрадит $Ca_3Fe_2(SiO_4)_3$. Плотность 3,85. Название дано Дэна в 1868 г. в честь португальского минералога Ж. д'Андрада, первым описавшего этот вид. Цвет различных оттенков коричневого, красного, черного, медово-желтого. Обычно встречается в контактово-метаморфизованных известковых породах — Франклин (штат Нью-Джерси, США), в серпентиновых и хлоритовых сланцах — Урал (СССР), округ Сан-Бенито (штат Калифорния, США). Прозрачная яблочно-зеленая разновидность — демантоид и медово-желтый «топазолит» используются как драгоценные камни.

Уваровит $Ca_3Cr_2(SiO_4)_3$. Плотность 3,90. Название дано Г. Гессом в 1832 г. в честь графа Уварова, бывшего президента Российской академии. Цвет изумрудно-зеленый. Встречается в серпентинитах в тесной ассоциации с хромитом в месторождениях *хромита* Outокумпу (Финляндия), Бисерск (Урал, СССР), Рёрус (Норвегия), Пик-Посет (Франция).

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Гранаты обычно окрашены в различные оттенки красного или коричневого цвета, но высокотитанистые гранаты могут быть почти черными, кальциевые гранаты с хромом или ванадием — зелеными, а чистые кальциево-алюминиевые гранаты — бесцветными или белыми. *Гранаты* кристаллизуются в кубической сингонии, обычно в виде отчетливых ромбододекаэдров или тетрагонтриоктаэдров или в виде комбинации этих форм, реже наблюдаются гексок-

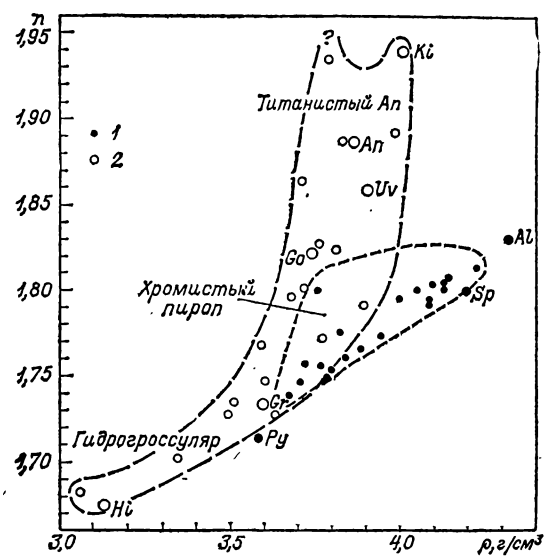


Рис. 1. Диаграмма показатель преломления n — плотность ρ.

1 — пиральспиты; 2 — уграндиты; Ру — пироп; Al — альмандин; Sp — спессартин; Uv — уваровит; Gr — гроссуляр; Ап — андрадит; Hi — гибшит; Ki — кимцеит; Go — голдманит.

таэдры; могут также образовывать округлые зерна или зернистые агрегаты. Спайность отсутствует, но может проявляться ромбододекаэдрическая отдельность. Кальциевые и марганцевые *гранаты* обычно слабо двупреломляют, вероятно благодаря внутренним напряжениям, могут образовывать сложные двойники.

Многие свойства *гранатов* находятся в линейной зависимости от состава. Поэтому свойства любого граната с известным составом могут быть выведены из свойств крайних членов ряда. Показатели преломления, плотности и размеры элементарной ячейки обычных крайних членов приведены в таблице. Взаимосвязь показателя преломления и плотности показана на рис. 1.

Состав *граната* может быть определен, если имеются независимые данные о его свойствах. Кроме уже упомянутых свойств для этой цели используются данные о магнитной восприимчивости и колориметрически определенном общем содержании железа и марганца.

НОМЕНКЛАТУРА

Из-за широких вариаций состава номенклатура *гранатов* представляет много проблем. Большинство природных гранатов принадлежит к одному из девяти рядов в соответствии с преобладающим компонентом. Эти компоненты с указанием их идеального состава и свойств приведены в таблице. Те же названия используются для теоретических крайних членов и, кроме того, кальдерит — для марганец-железистого крайнего члена, блитит — для марганец-марганцевого крайнего члена, скиагит — для железо-железистого крайнего члена. Хотя все члены группы *граната* образуют ряды твердых растворов, большинство гранатов отчетливо разделяется на богатые кальцием или бедные кальцием. Поэтому оказывается удобным применять название *пиральспит* (*пироп, альмандин, спессартин*) для бедных кальцием гранатов и *уграндит* (*уваровит, гроссуляр, андрадит, голдманит*) для богатых кальцием гранатов. Название *гидрограната* применяется к водным *уграндитам*. Сюда входят *гидрогроссуляр, гибшит* (плазолит) и *анритермьерит*. Названия «меланит» и «шорломит» применяются к титанистому *уграндиту* (обычно *андрадиту*).

Состав *гранатов* часто выражается через содержание чистых крайних членов. Поскольку замещение может происходить по крайней мере в трех отдельных позициях кристаллической структуры *граната*, понятна необходимость привлечения большого числа крайних членов; поэтому стало общепринятым рассчитывать состав крайних членов аналогично тому, как это делается при расчете нормативного состава в петрологии изверженных пород. Эта процедура является условной, и крайним членам при этом не придается значения конкретных «молекул» в составе *граната*. По этой причине нет разницы между *гранатом*, содержащим равные части железо-алюминиевого и кальциево-железистого крайних членов, и гранатом, содержащим равные части кальциево-алюминиевого и железо-железистого крайних членов.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В земной коре. *Альмандин* обычно встречается в кристаллических сланцах, гнейсах и амфиболитах. *Пироп* часто присутствует в основных и ультраосновных магматических породах и в серпентинитах, образованных по этим породам. *Спессартин* встречается в сланцах низкой степени метаморфизма, в метаморфизованных марганецсодержащих осадочных породах, риолитах и пегматитах. *Гроссуляр* встречается в метаморфизованных известковых породах, тогда как *андрадит* является типичным минералом контактово-метаморфических скарнов. *Уваровит* встречается главным образом в серпентинитах и богатых хромом метаморфических породах. Титанистые гранаты

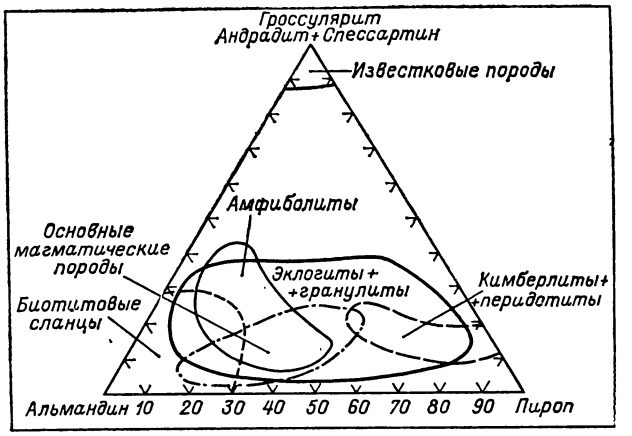


Рис. 2. Встречаемость *гранатов* в разных горных породах [1].

распространены в щелочных породах, таких как нефелиновые сиениты. *Кимцеит* отмечен в карбонатитах, а *голдманит* — в контактово-метаморфизованных известковистых песчаниках, содержащих уран и ванадий. Большинство *гранатов* может встречаться в осадочных породах в виде обломочных минералов.

В природных условиях состав *граната* зависит от химических и физических условий его роста. Основные черты такой связи показаны на рис. 2. В последовательности регионально-метаморфизованных глинистых пород *гранаты*, образованные при низкой степени метаморфизма, обычно относительно богаты кальцием или марганцем, содержание которых постепенно убывает с возрастанием степени метаморфизма (см. *Термометрия геологическая*; *Породообразующие минералы*).

В мантии. Базальт при высоких давлениях вступает в реакцию с образованием эклогита:

$$\underbrace{CaMgSi_2O_6}_{\text{диопсид}} + \underbrace{NaAlSi_3O_8 + CaAl_2Si_2O_8}_{\text{лабрадор}} + \underbrace{Mg_2SiO_4}_{\text{форстерит}} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underbrace{CaMgSi_2O_6 + NaAlSi_2O_6}_{\text{омфацит}} + \underbrace{CaMg_2Al_2Si_3O_{12}}_{\text{гранат}} + \underbrace{SiO_2}_{\text{кварц}}.$$

Стабильность базальта и для сравнения стабильность углерода иллюстрируется рис. 3. Несмотря на изменения, происходящие на границе Мохоровичича (М), содержание граната в мантийном материале, вероятно, велико (см. *Минералогия мантии*). Поскольку, как полагают, первичная базальтовая магма зарождается в мантии, петрология этих пород имеет большое значение. Йодер и Тилли [4] полагают, что это главным образом гранатовые перидотиты. Исследования по возможному равновесию в нижней коре и мантии суммированы Уилли [3].

Реакция базальт → эклогит происходит примерно с 10 %-ным изменением объема и, вероятно, является экзотермической; этому переходу вместе с другими постулируемыми переходами, происходящими на еще больших глубинах (например, оливин → шпинель), отводится все большее место в геотектонических гипотезах. Так, Кеннеди [2] обратил внимание на то, что изменением объема под действием давления можно объяснить обширнейшие эпейрогенические и орогенические перестройки, прежде объяснявшиеся изостазией, и что возрастание температуры во время такого фазового перехода может в конце концов изменить направление реакции, что приведет и к изменению знака геотектонических движений.

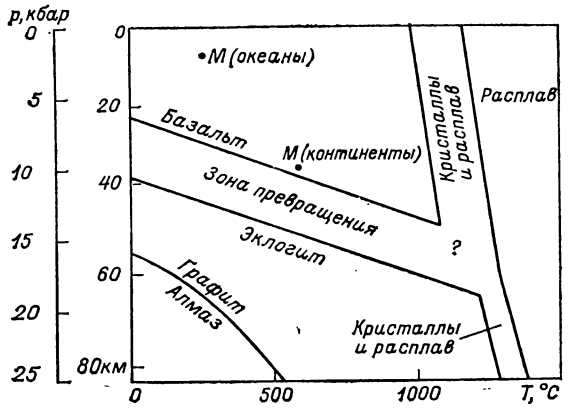


Рис. 3. Диаграмма давление *p*—температура *T* для базальта/эклогита в сравнении с графитом/алмазом [4].

Высказывалось также предположение, что изменения температуры на глубине и влияние таких изменений на ход реакции могут вызывать эпейрогенические поднятия или опускания. Фазовые переходы, связанные с еще большими давлениями, рассматривались (и отрицались) в качестве причины некоторых глубокофокусных землетрясений; приводились также данные о том, что такие переходы скорее всего способствовали бы, а не препятствовали развитию в мантии конвекции.

М. ФРОСТ

См. также: *Абразивные материалы; Геммология; Минералогия мантии; Минералы и самородные металлы черных песков; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Плотность; Россыпные месторождения; Синтетические минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barth T. W.* Theoretical Petrology, 2nd ed. New York, Wiley, 1962. 416 p.
2. *Kennedy G. C.* The origin of continents, mountain ranges and ocean basins. — Am. Scientist, 1959, 47, p. 491—504.
3. *Wyllie P. J.* The dynamic Earth. New York, Wiley, 1971. 392 p.
4. *Yoder H. S., Tilley C. E.* Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. — J. Petrology, 1962, 3, p. 342—532.

ГРАНЬ КРИСТАЛЛА — см. ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ; КРИСТАЛЛОГРАФИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ.

ГУМИТА ГРУППА

Гумиты представляют собой ортосиликаты магния или марганца, сходные по структуре с *оливинами* (см. *Оливина группа*). Структура гумита характеризуется несколько нарушенной гексагональной плотнейшей упаковкой ионов кислорода, фтора или гидроксила. Тетраэдры SiO_4 изолированы, а Mg или Mn находятся в центре октаэдров, которые соединены общими вершинами и формируют зигзагообразные звенья структуры.

Состав *гумитов* можно выразить следующей приближенной формулой $nMg_2SiO_4 \cdot M(OH, F)_2$, где $n = 1, 2, 3, 4$. В группу *гумита* входят: *норбергит*, у которого M= Mg, $n = 1$; *гумит* — M = Mg, $n = 3$; *мангангумит* — M = Mn, $n = 3$; *хондродит* — M = Mg, $n = 2$; *аллеганит* — M = Mn, $n = 2$; *клиногумит* — M = Mg, $n = 4$ и *сонолит* — M = Mn, $n = 4$. Формулы минералов приведены ниже.

Аллеганит $Mn_5(SiO_4)_2(OH)_2$
Гумит $(Mg, Fe)_7(SiO_4)_3(F, OH)_2$
Клиногумит $(Mg, Fe)_9(SiO_4)_4(F, OH)_2$
Мангангумит $Mn_7(SiO_4)_3(OH)_2$
Норбергит $Mg_3(SiO_4)(F, OH)_2$
Сонолит $Mn_9(SiO_4)_4(F, OH)_2$
Хондродит $(Mg, Fe)_5(SiO_4)_2(F, OH)_2$

В большинстве минералов группы имеет место значительное замещение OH на F, но наряду с этим *клиногумит*, например, может не содержать F, а *норбергит* может содержать очень мало OH. При этом, однако, отношение F/OH повсеместно сохраняется постоянным. Замещение Mg или Mn на Fe, Ca или Ti ограниченно, полный ряд непрерывных твердых растворов между Mg и Mn характерен для всех минералов группы, исключая *норбергит*.

Мангангумит, *норбергит* и *гумит* относятся к ромбической сингонии, остальные члены группы — к моноклинной. *Гумиты*, содержащие магний, бесцветные, желтые или бурые, тогда как марганцевые гумиты обычно проявляют красноватые оттенки. Парагенезис ограниченный. Магнезиальные *гумиты* встречаются в метаморфизованных и метасоматических известковистых породах и в скарнах на контактах с кислыми плутоническими породами. Марганцевые *гумиты* встречаются обособленно или в ассоциации с другими марганецсодержащими минералами в гидротермальных рудных месторождениях.

К. ФРЕЙ

См.также: *Фрагментарность кристаллических решеток.*

Д

ДВОЙНИКОВАНИЕ

Двойником называется сложный кристалл одного вещества, в котором отдельные части различно, но кристаллографически закономерно ориентированы. Под термином «двойникование» кроме двойниковых кристаллов также понимают явление, названное «трансляционным скольжением» (см. ниже), которое, хотя и связано с другими процессами двойникования, не является причиной возникновения двойников.

Если границей двух частей двойникового кристалла является плоскость, она называется двойниковой плоскостью, а сдвойникованный кристалл — двойником срастания. Если эта граница представляет собой сложную и неправильную поверхность, она не является контактной плоскостью, а двойниковый кристалл называется двойником прорастания.

Двойниковые кристаллы, состоящие из двух индивидов, называются простыми двойниками. Если имеется более двух индивидов, то двойник называется полисинтетическим (если двойник состоит из тонких пластинок, он называется тонкопластинчатым двойником), а если имеется больше двух ориентаций — многократным двойником.

ГЕОМЕТРИЯ ДВОЙНИКОВЫХ КРИСТАЛЛОВ

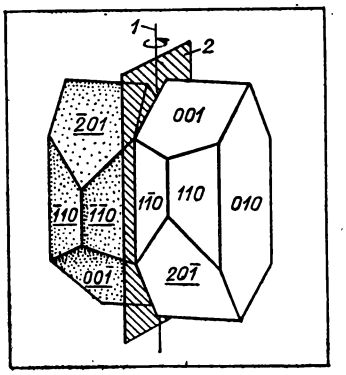
Две части двойникового кристалла могут быть связаны двойниковой плоскостью или осью. Если взаимоотношение этих двух частей состоит в том, что одна часть совпадает с другой при повороте на 180° (либо реже на 120 или 60°) вокруг линии определенной ориентации, эта линия называется двойниковой осью, а двойниковый кристалл — двойником вращения или гемитропом (следует иметь в виду, что в действительности двойники не образуются подобным вращением; см. *Симметрия*). Если взаимоотношение состоит в том, что одна часть совпадает с другой при отражении в плоскости отражения, имеющей определенную ориентацию, такая плоскость называется двойниковой плоскостью, а двойниковый кристалл — двойником отражения или симметрическим двойником. Двойникование в кристаллах центросимметричных классов геометрически может быть описано либо двойниковой плоскостью, либо поворотом на 180° вокруг оси, перпендикулярной к плоскости двойникования. В других классах результат этих двух операций будет иным. Примерно в 90 % известных двойников двойниковая ось перпендикулярна к двойниковой плоскости которая является возможной гранью кристалла и идентична плоскости срастания. Это нормальные двойники. В другом случае ось двойникования является возможным ребром кристалла (в параллельных двойниках) или перпендикулярна к возможному ребру кристалла (в сложных двойниках). В обоих случаях ось двойникования параллельна плоскости срастания.

На рисунке изображен простой параллельный двойник срастания ортоклаза, в котором плоскостью срастания является (010) и двойниковой осью — направление [001], являющееся кристаллографической осью *c*. Этот тип двойникования известен как двойникование по карлсбадскому закону, а двойник — как карлсбадский двойник, названный так по месту находки таких двойниковых кристаллов (см. *Полевые шпаты; Щелочные полевые шпаты*).

ГЕНЕЗИС ДВОЙНИКОВЫХ КРИСТАЛЛОВ

Двойники могут образовываться в процессе роста, при фазовых превращениях или скольжении.

Двойники роста возникают на самой ранней стадии роста, вследствие того что энергия сдвойникованного кристалла достаточно близка к энергии несдвойникованного кристалла, и двойникованые происходит в результате произвольных флуктуаций в процессе роста. Возможно, они образуются в результате того, что быстрый



Карлсбадский двойник *ортоклаза* (показаны ось двойникования *1* и плоскость срастания *2*) [1].

рост из пересыщенного раствора или большой размер кристаллов приводит к незначительному отличию этой энергии от поверхностной энергии растущих граней (см. *Выращивание кристаллов*).

Двойники превращения могут возникать, если минерал преобразуется из высокотемпературной полиморфной модификации в другую, стабильную при более низких температурах. Такой переход обычно начинается в ряде точек, и, если ориентация растущей полиморфной модификации неодинаковая во всех точках, полный переход происходит с образованием двойников прорастания. Хорошо известным примером является образование дофинских двойников *кварца*, в которых кристаллографическая ось *c* является осью двойникования.

Сдвиговое двойникование происходит, когда после кристаллизации минерал деформируется. Сдвиговые двойники и двойники превращения часто называются вторичными двойниками, в противоположность двойникам роста, которые называются первичными двойниками. Существует два типа деформационного двойникования. Трансляционное скольжение возникает, когда одна часть структуры смещается (скользит) относительно другой на некоторое неограниченное, но целое число межатомных расстояний. Двойники этого типа не образуются ни при смещении частей структуры с пересечением плоскости скольжения, ни во время роста кристаллов. Двойниковое скольжение образуется, когда одна часть структуры подвергается боковому смещению относительно другой части структуры на какую-то часть межатомного расстояния. Многократное повторение этого смещения соседними плоскостями скольжения приводит к образованию видимого двойника кристалла.

ЗНАЧЕНИЕ ИЗУЧЕНИЯ ДВОЙНИКОВАНИЯ

Двойникование имеет важное значение как диагностический признак и в оптической минералогии (см. *Оптическая минералогия*), особенно при изучении группы *полевых шпатов*. Основой метода изучения генезиса пород можно считать результаты исследования относительной частоты образования различных типов двойников *полевых шпатов* из изверженных и метаморфических пород [3]. Трансформационные двойники имеют важное значение в термометрии минералов, так как могут указывать, какая модификация существовала в процессе роста — низко- или высокотемпературная. Сдвиговое двойникование может служить ключом к пониманию процессов деформации пород и данных анализа петрографических текстур (см. *Пластические деформации в минералах*).

М. ФРОСТ

См. также: *Виды симметрии; Габитус кристаллов; Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Полевые шпаты; Пластические деформации в минералах; Кварца группа; Симметрия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bishop A. C.* An Outline of Crystal Morphology. London, Hutchinson, 1967. 314 p.

2. *Buerger M. J.* The Genesis of twin crystals. — Am. Mineralogist, 1945, 30, p. 467—482.

3. *Gorai M.* Petrological studies on plagioclase twins.— Am. Mineralogist, 1951, 36, p. 884—901.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., Наука, 1975. 340 с.

Нардов В. В. Практическое руководство по геометрической кристаллографии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. 142 с.

Шафрановский И. И. Кристаллография двойников.— Зап. Всесоюз. минер. о-ва, 1961, ч. 90, вып. 1.

ДВУПРЕЛОМЛЕНИЕ — см. ОПТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ.

ДВУОСНЫЕ МИНЕРАЛЫ — см. МИНЕРАЛЫ ОПТИЧЕСКИ ОДНООСНЫЕ И ДВУОСНЫЕ.

ДЕВИТРИФИКАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОГО СТЕКЛА

СОСТАВ И ТЕКСТУРА ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ

Вулканические стекла по внешнему виду классифицируются следующим образом: обсидианы — стекла со стеклянным блеском; смоляные камни — стекла со смолистым блеском; перлиты — стекла, содержащие множество неправильных трещин растяжения. Химический состав всех трех типов может варьировать от базальта через андезит до риолита или трахита. Составы, которые не ложатся на главную линию эволюции жидкой фазы во время фракционной кристаллизации базальта, не известны. Чаще всего встречаются породы с содержанием ~73 % кремнезема, что отвечает риолитовому стеклу, а также породы с содержанием ~52 % кремнезема, отвечающие базальтовому стеклу. Вулканические стекла, которые содержали бы менее 35 % или более 80 % кремнезема, не известны. По-видимому, стекла риолитового состава встречаются раза в три чаще базальтовых или андезитовых, несмотря на общее двухкратное преобладание в природе базальта над риолитом. Стекла риолитового состава (основные нормативные компоненты — *ортоклаз*, *альбит* и *кварц*) имеют несомненно бо́льшую вязкость, чем стекла базальтового состава (основные нормативные компоненты — *пироксен*, *плагиоклаз* и *оливин*).

Большинство вулканических стекол содержит в небольшом количестве крупные фенокристаллы и/или мириады мелких кристаллитов. Ориентация и распределение этих кристаллов часто выявляют текстуру течения, указывающую на то, что первичный расплав частично кристаллизовался до остывания. В других стеклах наблюдаются характерные микролиты или сферолиты, пересекающие линии течения; это является показателем частичной девитрификации (кристаллизация в условиях переохлаждения).

Часто в кристаллических экструзивных породах, как и в малых интрузивах третичного возраста и в отдельных хондритовых метеоритах, встречается в небольших количествах остаточное стекло. В основном земные стекла встречаются в породах моложе миоцена (<25 млн. лет); но стекла с Луны и из метеоритов могут иметь возраст до 4 млрд. лет.

ДЕВИТРИФИКАЦИЯ ПОСРЕДСТВОМ САМОПРОИЗВОЛЬНОГО ЗАРОДЫШЕОБРАЗОВАНИЯ

Согласно классической теории кристаллизации стекла, максимальные скорости роста отвечают более высоким температурам, чем максимальные скорости зародышеобразования. Поэтому можно ожидать, что частичная или полная девитрификация, происходящая в переохлажденном вулканическом потоке, приведет к вариациям размера кристаллов от очень мелких у краев до более крупных во внутренней, медленнее охлаждающейся части тела. Если слой расплавленного вещества достаточно тонок для того, чтобы быстро целиком охладиться и перейти в стекло, девитрификация при последующем прогреве стекла не приведет к подобному распределению кристаллитов в объеме слоя. Поскольку большая часть мощных потоков и даек охлаждается недостаточно быстро, чтобы перейти в однородное стекло, не удивительно, что более распространенным является градационное распределение размеров зерен. В риолитовых обсидианах, где скорость роста кристаллов сдерживается высокой вязкостью, размер зерен обычно колеблется от 1 до 100 мкм. В более текучих андезитах и базальтах кристаллы обычно несколько крупнее.

Можно ожидать, что скорости зародышеобразования и роста, зависящие от температуры, будут меняться для различных фаз, выделяющихся из стекла. Так, в переохлажденном базальтовом стекле, пересыщенном *пироксеном* и *плагиоклазом*, относительные скорости зародышеобразования и роста этих минералов при температуре девитрификации будут определять текстуру породы при условии, что до кристаллизации не будет происходить никакого отделения жидкой фазы. Если бы скорость роста *плагиоклаза* была намного больше, этот минерал мог бы выкристаллизоваться почти полностью до существенного развития *пироксена*. Такое явление не могло бы иметь место в равновесных условиях, где котектическая одновременная кристаллизация обеих фаз произошла бы на очень ранней стадии.

Офитовая структура в потоках и дайках диабазов (толеитовый базальт), в которых *плагиоклаз* находится в виде идиоморфных лейст в ассоциации с ксеноморфными зернами пироксена, могла бы отвечать такой кристаллизации из расплава. То, что такая структура обычно отсутствует в более крупнозернистых габбро того же состава, которые остывали очень медленно, поддерживает высказанную гипотезу, как и тот факт, что именно *пироксен*, а не *плагиоклаз* обычно выделялся до котектического осаждения во время фракционной кристаллизации дифференцированных толеитовых силлов (например, силл Палисейд, штат Нью-Йорк, США).

ДЕВИТРИФИКАЦИЯ ПОСРЕДСТВОМ МИКРОРАЗДЕЛЕНИЯ НА АМОРФНЫЕ ФАЗЫ

Регулируемая девитрификация стекла, переход в тонкокристаллическое вещество, в промышленности в больших масштабах достигается посредством механизма микронесмешиваемости. Состав стекла подбирается таким, чтобы оно при нагревании распадалось на две различные аморфные фазы. Одна или обе фазы будут затем кристаллизоваться с образованием хорошей гомогенной структуры. В случае риолитовых стекол, наиболее распространенных в природе, такие явления вряд ли встречаются. В химическом отношении такие стекла могут быть включены в тройную систему кремнезем—*альбит*—*ортоклаз*, т. е. «гранитную» систему. Какой-либо несмешиваемости жидкостей в этой системе неизвестно; аномальная плоская область на поверхности ликвидуса, указывающая на метастабильную несмешиваемость, также отсутствует.

Природные основные, низкокремнеземистые стекла в химическом отношении более сложны. Нормативно они состоят главным образом из плагиоклазового и пироксенового компонентов и, следовательно, укладываются в систему SiO_2—Al_2O_3—CaO—MgO—FeO—Na_2O. Хотя в области ликвидуса любого многокомпонентного состава в этой системе никакой несмешиваемости жидкостей не известно, имеются серьезные данные о метастабильной несмешиваемости, особенно для составов, содержащих значительное количество FeO. В системах *фаялит* Fe_2SiO_4—*анортит*—кремнезем, *фаялит*—*альбит*—кремнезем и *фаялит*—глинозем—кремнезем поверхность ликвидуса *фаялита* имеет аномальный плоский вид, указывающий на метастабильную несмешиваемость. Более того, на ликвидусе в системе *фаялит*—*лейцит* $KAlSi_2O_6$—кремнезем существует область стабильной несмешиваемости. В этом случае жидкость, богатая алюмосиликатом калия, сосуществует с жидкостью, богатой закисным железом и кремнеземом. Очевидно, имеется общая тенденция выделения железистосиликатного стекла из различных алюмосиликатных стекол.

Эксперименты, проведенные на Корнингском стекольном заводе с витрофировым диабазом Голиок, показали, что такое разделение природных базальтовых стекол может быть вызвано простым нагреванием. Богатое железом силикатное стекло, содержащее, вероятно, некоторое количество оксидов магния и кальция, отделяется от остального стекла алюмосиликатно-кальциево-натриевого (плагиоклазового) состава.

Природа разделения фаз жидкость—жидкость зависит от условий плавления. Очень тонкая ($<0{,}1$ мкм) гомогенная эмульсия образуется в том случае, если стекло оксидировано, тогда как в раскисленном стекле появляются более крупные рассеянные пузырьки. При дальнейшем нагревании в богатом железом стекле появляются беспорядочно ориентированные кристаллы *магнетита* (100—500 Å), которые действуют в качестве зародышей для последующей кристаллизации и роста *пироксена*. В менее оксидированном стекле развиваются более крупные кристаллы благодаря меньшему числу кристалликов *магнетита*, в котором отношение окисного к закисному железу составляет 2 : 1. Основная масса плагиоклазового стекла остается стабильной и в течение нескольких часов не кристаллизуется ниже солидуса (~1050 °C).

Так как базальтовые стекла в природе встречаются, существуют, вероятно, и скрытокристаллические составы *пироксен* + «плагиоклазовое стекло». Они чрезвычайно тонкозернистые (~1 мкм) и весьма гомогенные, за исключением тех случаев, когда содержание FeO больше, чем Fe_2O_3, что ведет к раскислению, к несмешиваемости и резкому уменьшению количества центров кристаллизации.

Следует отметить, что такой тип девитрификации может развиваться только тогда, когда базальтовая лава до кристаллизации переохлаждена ниже сольвуса (и, вероятно, значительно ниже солидуса). Последовательность девитрификации, видимо, будет следующей: стекло → богатое железом стекло + эмульсия алюмосиликатного стекла → *магнетит* + стекло → *магнетит* + *клинопироксен* (основная кристаллическая фаза) + стекло → очень тонкокристаллический базальт. Стадии «стекло + стекло» и «*магнетит* + стекло», вероятно, непродолжительны из-за относительно легкой кристаллизации богатых железом силикатных стекол.

ФАКТОР ВРЕМЕНИ В ПРОЦЕССЕ ДЕВИТРИФИКАЦИИ

Энергия активации для термического преобразования вулканических стекол высока, примерно 50—100 ккал/моль. Чтобы вызвать заметную девитрификацию даже в продолжение всего геологического (или метеоритного) времени (~5 млрд. лет), необходимы температуры в несколько сотен градусов Цельсия. Такие температуры вблизи земной поверхности встречаются только в районах необычного геотермического градиента.

Результаты наблюдений над соотношением степени девитрификации и содержанием воды в ассоциирующих природных перлитах и экспериментальное изучение девитрификации на поверхности перлитов в гидротермальных условиях показывают, что энергия активации для девитрификации уменьшается на два порядка в присутствии воды. По-видимому, на уменьшение стабильности стекла влияет отрыв гидроксил-ионов от цепочек Si—O—Si. Таким образом, за какое-то определенное время вулканическое стекло будет девитрифицировано в одной и той же степени при температуре на 200 °C ниже в присутствии воды, чем в сухих условиях. Поскольку изобилие водяного пара характерно для большинства геологических обстановок, неудивительно почти полное отсутствие вулканических стекол, более древних, чем третичные. С другой стороны, холодные и сухие условия, возможно, ответственны за сохранение стекла в лунных породах и в метеоритах.

Дж. БИЛЛ

См. также: *Выращивание кристаллов; Клинопироксены; Кристаллизация стекла; Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Полевые шпаты; Породообразующие минералы; Синтетические минералы.*

ДЕНДРИТЫ — см. СКЕЛЕТНЫЕ КРИСТАЛЛЫ.

ДЕФЕКТЫ В КРИСТАЛЛАХ

В XVII в. работами Гюйгенса и Гука были заложены основы современного представления о строении кристаллов, получившего реальное подтверждение после классических экспериментов Лауэ по дифракции рентгеновских лучей. Однако применение тех же рентгеновских методов, подтвердивших общие геометрические постулаты, принесло понимание того, что, хотя конкретные мельчайшие структурные единицы сами по себе могут быть совершенными, существуют и различные несовершенства; это привело Дарвина к предположению о мозаичном строении кристаллов. С этого времени в изобилии была накоплена информация о природе и степени распространенности «дефектов» в кристаллах и их влиянии на химические и физические свойства.

Дефекты в кристаллическом твердом теле можно подразделить на четыре больших класса. К первому классу относятся возникающие в результате взаимодействия фотоионов электронные дефекты, которые всегда будут присутствовать даже в теоретически чистом и геометрически совершенном сообществе ионов. Эти дефекты легче всего наблюдать в виде временных изменений состояния ioни-

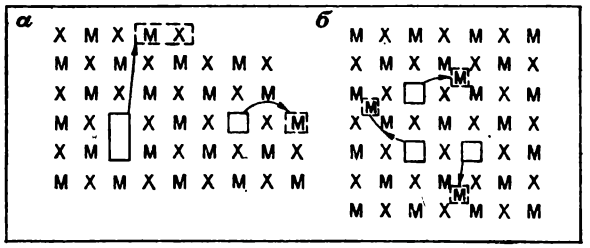


Рис. 1. Точечные дефекты.
а — дефекты Шотки; *б* — дефекты Френкеля.

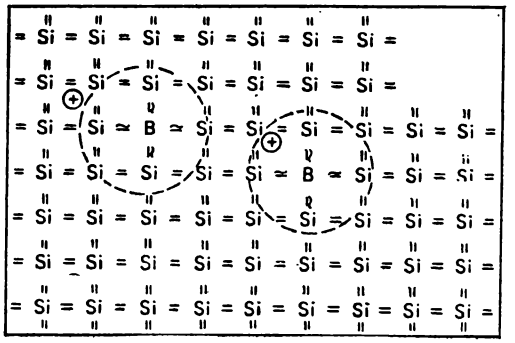


Рис. 2. Кремний с примесью бора.

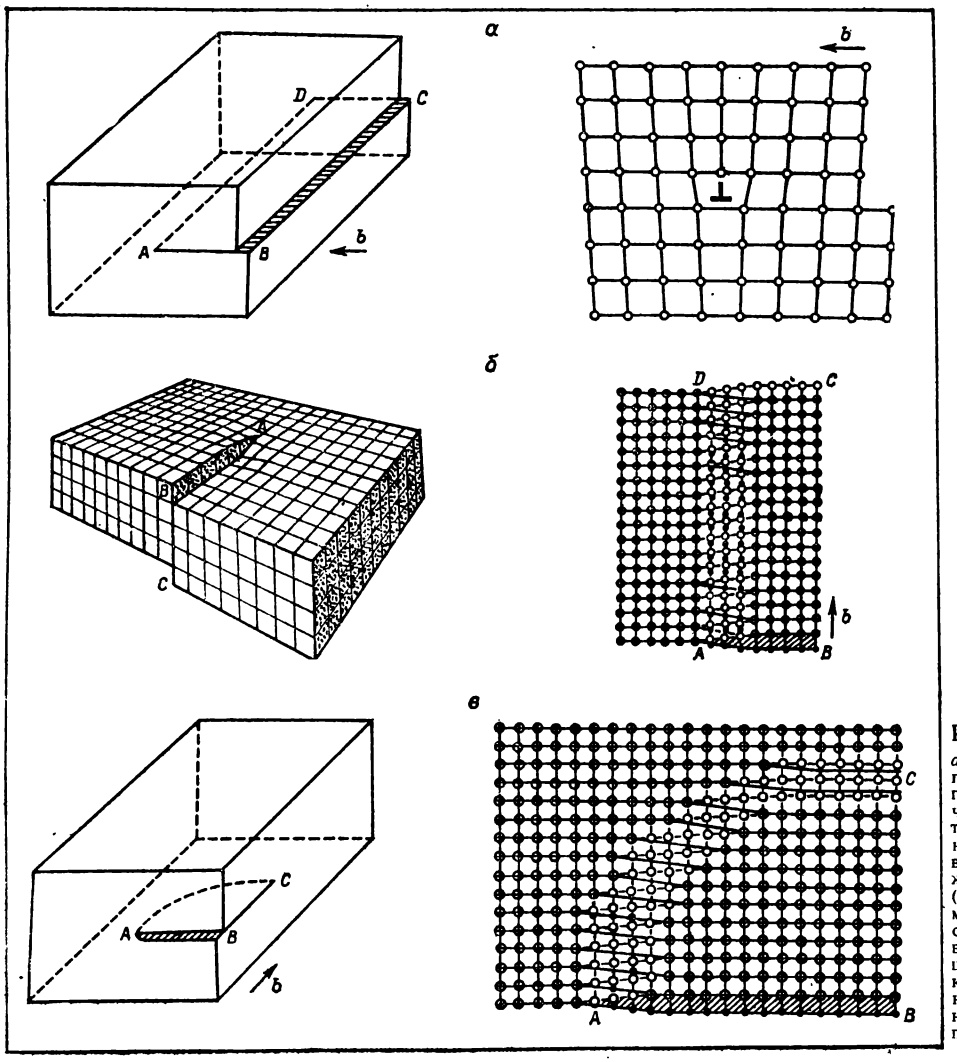


Рис. 3. Типичные дислокации.
а — краевая дислокация *AD* (⊥), перпендикулярная к вектору сдвига *b*, образованная смещением по части плоскости *ABCD*; *б* — винтовая дислокация *A*, параллельная *BC* и вектору сдвига *b*, приводящая к спиральному расположению атомов вокруг дислокации (полыми кружками показаны атомы в плоскости выше плоскости смещения, залитыми кружками — в плоскости ниже плоскости смещения); *в* — криволинейная дислокация *AC*, возникающая при единичном сдвиге в плоскости смещения *ABC* (полые и залитые кружки показывают положение атомов выше и ниже плоскости смещения).

вации, выражающихся в высвобождении электрона (отсутствие электрона или положительная «дырка»). В отдельных позициях происходит рекомбинация, но, вероятно, только частичная, приводящая к появлению «экситона».

К следующей группе относятся дефекты структуры, которые также всегда имеются в любом кристаллическом веществе, независимо от степени его чистоты и при любой температуре выше абсолютного нуля. Такие точечные дислокации возникают в соответствии с законами термодинамики, по которым система стремится уменьшить свою свободную энергию. Когда ион оставляет свою обычную позицию, чтобы занять ненормальное положение в междоузлии, повышается свободная энергия решетки. Однако она компенсируется уменьшением конфигурационной энтропии, и можно легко показать (по Шотки), что при любой реальной температуре произойдет уменьшение свободной энергии, если дефекты возникают при термическом возбуждении. На этой основе можно подсчитать равновесное число дефектов для любой конкретной температуры; следует, однако, четко представлять, что ниже температуры Таммана структура кристалла, по существу, замерзает, и в кристаллах, выросших при более высокой температуре, будет сохраняться большее число дефектов.

Два наиболее распространенных типа точечных дефектов показаны на рис. 1.

В случае дефекта Шотки (рис. 1, *а*) ионы оставляют нормальные позиции в массе кристалла и переходят на нормальные позиции на поверхности, образуя тем самым вакансии. Первоначально в случае галоидов щелочей считалось, что мигрируют пары анион—катион, но для концепции в целом парность не является обязательной. Вторым распространенным типом точечного дефекта, наблюдаемым в галоидах серебра и в оксиде цинка, является дефект Френкеля (рис. 1, *б*), при котором ион (обычно это катион в силу своего меньшего размера) оставляет нормальную позицию и попадает в междоузлие.

Возможны и другие точечные дефекты, такие как наличие в междоузлиях ионов обоих типов или изменение расположения; но по крайней мере в твердых телах с сильной ионной связью эти случаи менее вероятны.

Указанные дефекты наблюдаются во всех веществах, даже предельно чистых и в точности стехиометрических. В случае же нечистых веществ или отклоняющихся даже в весьма умеренной степени от стехиометрического состава количество точечных дефектов может на много порядков превысить величину, определяемую термодинамическим равновесием.

Третья группа дефектов может быть классифицирована как примесные ионы; примером могут служить кристаллы, применяемые в качестве транзисторов. Если кристаллическое вещество, состоящее из атомов с тетраэдрической координацией, таких как кремний, находится в состоянии теоретической чистоты, оно должно быть почти непроводящим. Однако наличие в тетраэдрической позиции ионов с другой валентностью изменяет распределение электронного облака таким образом, что в действительности образуется избыток или недостаток электронного заряда в окрестностях примесного иона (рис. 2). Таким образом, трехвалентный ион, например бор, создает положительную дырку (недостаток электрона), тогда как пятивалентный ион, например мышьяк, станет донором и поставит в структуру квазисвободный электрон. При любой реальной температуре в таком веществе возникает электронная или дырочная примесная проводимость. Аналогичным образом в оксидных, сульфидных и других подобных системах нескомпенсированность зарядов влияет на полупроводниковые или изоляционные свойства.

Последняя группа дефектов связана с дислокациями. Под дислокациями здесь могут пониматься не только собственно дислокации, но и дислокации расщепления и связывания, границы зерен и мозаичных блоков, дислокации, возникающие в процессе роста кристаллов. Дислокации отличаются от всех предыдущих групп дефектов тем, что они имеют размерность. Их можно охарактеризовать вектором Бюргерса, т. е. расстоянием, необходимым для замыкания кривой вокруг линии дислокации в кристалле. Вектор указывает на природу и величину структурного несовершенства. Дислокация называется краевой, если вектор Бюргерса направлен перпендикулярно к линии дислокации, или винтовой, если вектор направлен параллельно. Типичные дислокации показаны на рис. 3.

Дислокации могут перемещаться в кристалле, и в этом отношении они тесно связаны *с пластическими деформациями* в кристаллах. Под действием одностороннего давления число дислокаций может увеличиваться. При тепловом воздействии дислокации могут перемещаться. Дислокации являются причиной других дефектов, кроме того, они могут иметь внутренние поверхности в кристалле и способствуют процессу кристаллизации. С дислокациями связаны поля напряжений, приводящие к значительным изменениям как физических, так и химических свойств.

Подводя итог сказанному, можно утверждать, что физические и химические свойства твердых тел всегда тесно связаны с присутствующими в этих телах дефектами.

Т. ГРЕЙ

См. также: *Выращивание кристаллов; Кристаллография морфологическая; Пластические деформации в минералах; Порядок—беспорядок; Фигуры травления.*

Ван-Бюрен Х. Дефекты в кристаллах. М., Изд-во иностр. лит., 1962. 584 с.

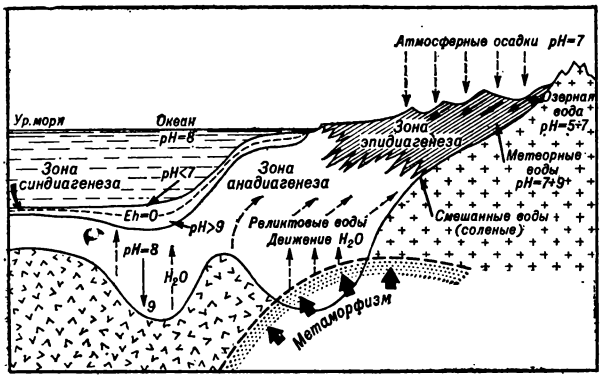
ДЕФОРМАЦИЯ В МИНЕРАЛАХ — см. ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В МИНЕРАЛАХ.

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

Процесс диагенеза включает все физические и химические изменения, которые могут произойти с осадком с момента отложения до той стадии, когда он подвергается разрушению при выветривании или в процессе метаморфизма (Фейрбридж в [4]). Граница перехода к метаморфизму зависит от стабильности каждого данного минерала, но обычно принимается в пределах 200—300 °С и при давлении (не критическом) около 1000 бар. Таким образом, в областях седиментогенеза с геотермическим градиентом 30 °С/км эта граница обычно находится на глубине около 10 км [4]. [В советской литературе к диагенезу обычно относятся лишь ранние этапы преобразования осадков, примерно отвечающие стадии синдиагенеза Фейрбриджа. Завершение литификации происходит на более поздней стадии катагенеза.] Такие превращения, как превращение снега в лед ледников или торфа в уголь [4], также являются диагенетическими. Равным образом претерпевают диагенетическую эволюцию и подземные воды [4].

Диагенез может включать целый ряд физико-химических и биохимических процессов, приводящих к литификации, таких как уплотнение, цементация, перекристаллизация и замещение. Новые минералы, которые образуются главным образом из поровых растворов во время диагенеза (этот процесс иногда именуется «новообразованием»), известны под названием *аутигенных минералов*. Образование in situ, в результате изменения материнского вещества, других минералов рассматривается как «превращенне». Минералы обеих этих категорий, т. е. все минералы, образовавшиеся после отложения осадка и до его дезинтеграции при выветривании или до изменения при метаморфизме, относятся к диагенетическим минералам.

Некоторые специалисты (например, Мюллер [4]), выделяют стадию изменения минеральных частиц до захоронения, во время транспортировки к месту осаждения, сомнительно, чтобы с точки зрения определения диагенеза эту стадию («гальмиролиз» — подводное выветривание, или «акватолиз») можно было также считать диагенетической.



Идеализированный разрез континентальной окраины; по казаны области современного морского осадконакопления и трех фаз диагенеза (по Фейрбриджу в [4]).

Обратите внимание на: 1) возможность рассеивания осадков во время синдиагенеза; 2) направленное вверх движение жидкостей во время анадиагенеза и 3) движение вод вниз во время эпидиагенеза.

Автор различает три стадии развития диагенеза *, связанные с историей любого конкретного осадочного бассейна (см. рисунок). В идеальном случае эти фазы могут следовать одна за другой, но вследствие эвстатических колебаний уровня моря или тектонических событий они могут внезапно завершаться, не проявляться или повторяться [4]. Этими тремя фазами являются следующие.

Синдиагенез. Он часто характеризуется двумя подстадиями: близповерхностной, обычно с окислительными условиями, и раннего захоронения, от нескольких сантиметров до нескольких метров глубиной, обычно с восстановительными условиями и низким pH. На эту фазу основное влияние оказывают природа морского дна или дна озера и рассеивающее воздействие придонных вод; в случае застойных вод первая подстадия не проявляется.

Анадиагенез. Он характеризуется условиями глубокого погружения, постепенным уплотнением отложений и подъемом или горизонтальным перемещением захваченных реликтовых вод и других флюидов, таких как углеводороды. Температура и давление с глубиной постепенно повышаются, как и концентрация ионов; условия обычно восстановительные. При максимальном погружении (свыше 10 км) будет совершаться постепенный переход, минерал за минералом, к метаморфическим ассоциациям (начиная с цеолитовой фации). Анадиагенез в любое время может прерваться, но в отдельных бассейнах может длиться до миллиарда лет.

Эпидиагенез (фаза поднятия). Он может следовать за анадиагенезом или развиваться непосредственно после синдиагенеза. Эта стадия характеризуется нисходящими метеорными водами с первичнонизким pH и низкой концентрацией ионов. На поверхности происходит выветривание и разложение пород, ниже идут процессы эпигенного аутигенеза [6].

Осадочные породы в большой степени различаются по развитию характерных диагенетических минералов. Ниже рассматриваются некоторые важнейшие типы пород.

Кварцевые песчаники. Цемент образуется в несколько стадий. По составу это *опал*, преобразующийся в халцедон, или *кварц*, часто в виде оболочек нарастания, иногда *кальцит* (песчаник «типа Фонтенбло», если он образует пойкилитические кристаллы), иногда *гематит* или другие минералы. Могут также развиваться аутигенные *полевые шпаты*, *эпидот*, *слюды* и *каолинит*, особенно на раннем этапе стадии анадиагенеза (100—2000 м).

Известняки. В стадию синдиагенеза метастабильные минералы, такие как *арагонит* и богатый Mg *кальцит*, обычно переходят в стабильный *кальцит* с малым количеством примесей; под действием нагрузки (глубина свыше 1000 м) или тектонического давления происходит перекристаллизация по плоскостям максимального напряжения; в стадию анадиагенеза богатые магнием соляные растворы приводят к замещению, ион за ионом, *кальция*, с образованием обширных метасоматических залежей *доломита* [4, 1, 3]. В процессе эпидиагенеза могут появиться доломитовые корки или зоны близповерхностной доломитизации; реже имеет место дедоломитизация или кальцитизация.

Глинистые сланцы. Смесь обломочного материала и аутигенных минералов, образовавшаяся в процессе гальмиролиза во время транспортировки и в ранний этап захоронения, может включать *каолинит*, *иллиты*, *палыгорскит*, *сепиолит*, *хлориты*, *смектиты* и *цеолиты* (последние две группы минералов при отложении вулканического стекла). На более глубоком, анадиагенетическом уровне, ниже примерно 1000 м, образуются также *хлориты* и *иллиты*. Превращение *монтмориллонита* и *каолинита* происходит во время синдиагенеза и раннего этапа анадиагенеза на глубинах 100—2000 м; на больших глубинах процесс затухает (Мюллер в [4]).

Минеральные соли. *Гипс*, образовавшийся в поверхностных условиях, имеет тенденцию к дегидратации и переходу в *ангидрит* на глубинах свыше 100 м (ранний анадиагенез), но снова гидратируется в эпидиагенетическую фазу [5]. Галоиды, сульфаты и карбонаты эвапоритов претерпевают в процессе непрерывного погружения сложную историю последовательных превращений и перекристаллизации в условиях так называемого геотермального метаморфизма — в действительности крайне низкотемпературного анадиагенетического диагенеза [8].

Осадочные рудные месторождения. Благодаря экспериментальным исследованиям Баас-Бекинга и др. [2] теперь установлено, что многие сульфидные и другие рудные залежи возникли в условиях бактериального синдиагенеза. Вопросы развития таких залежей рассмотрены в работе [4] и др.

Исследования по проблеме тектоники плит, особенно глубоководных центров спрединга морского дна, подтверждают теорию эксгаляции рудоносных растворов и идеи о близповерхностных гидротермальных системах [7].

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Аутигенные минералы; Породообразующие минералы*

* В советской литературе под диагенезом понимается только стадия преобразования осадка в осадочную горную породу т. е. стадия, приблизительно отвечающая синдиагенезу Фейрбриджа. Ранняя его подстадия, отвечающая близповерхностным условиям, выделяется Л. Б. Рухиным в качестве самостоятельной стадии сингенеза. Анадиагенезу в советской литературе соответствуют стадии катагенеза, прогрессивного эпигенеза и метагенеза. Катагенез охватывает процессы преобразования осадочных горных пород в условиях осадочной оболочки, а метагенез — процессы начального их метаморфизма. Эпидиагенезу приблизительно соответствует регрессивный эпигенез Л. Б. Рухина. Всей стадии диагенеза по Фейрбриджу и др. отвечает по Л. Б. Рухину стадия окаменения. — *Прим. ред. пер.*

ДИСПЕРСИЯ ОПТИЧЕСКАЯ

Угловое расхождение и последующее разложение на все цвета спектра полихроматического или белого света при пересечении под косым углом поверхности раздела между двумя прозрачными средами (рис. 1, *а*) составляет сущность оптической дисперсии. Расхождение волн с различной длиной (λ_1, λ_2, λ_3 и т. д.) возрастает до такого размера, что кривые дисперсии для двух сред, т. е. линии, показывающие, как изменяется показатель преломления n среды в зависимости от длины волны λ проходящего света, различаются наклоном и (или) пересекаются (рис. 1, *б*). Если соотношения между n и λ показаны на специальной диаграммной бумаге Хартманна, особенно для среды с показателями преломления меньше 1,65, кривые дисперсии обычно представляют собой прямые линии (рис. 1, *в*).

Предположим, что для света с длинами волн λ_1, λ_2 и λ_3 (с углами преломления r_1, r_2 и r_3, см. на рис. 1, *а*) имеем показатели преломления n_{11}, n_{12}, n_{13} в среде 1 и n_{21}, n_{22}, n_{23} в среде 2. Если i — угол падения недиспергированного пучка света, тогда по закону Снелла

$$n_{11} \sin i = n_{21} \sin r_1;$$

$$n_{12} \sin i = n_{22} \sin r_2;$$

$$n_{13} \sin i = n_{23} \sin r_3.$$

Если, как показано на рис. 1, *е*, $n_{11} < n_{21}$, $n_{12} = n_{22}$ и $n_{13} > n_{23}$, тогда из вышеприведенных уравнений следует, что $r_1 < r_2 = i < r_3$, что и видно на рис. 1, *а*.

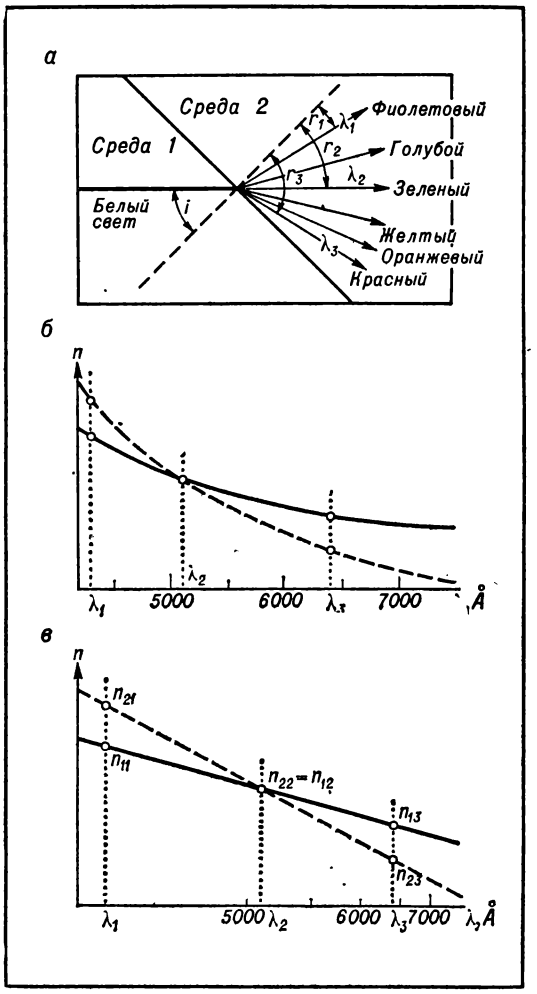


Рис. 1. Дисперсия луча белого света, падающего под косым углом на границу двух прозрачных сред, (*а*) и графики зависимости показателя преломления n от длины волны света λ (т. е. кривые дисперсии) для среды 1 (сплошная линия) и среды 2 (штриховая) на обыкновенной диаграммной бумаге (*б*) и на диаграммной бумаге Хартманна (*в*).

УРАВНЕНИЯ ДИСПЕРСИИ

Были предложены различные формулы для выражения зависимости показателя преломления n от длины волны света λ в изотропных материалах. Коши (Cauchy) определил это соотношение как

$$n = C_1 + \frac{C_2}{\lambda^2} + \frac{C_3}{\lambda^4} + \cdots,$$

где C_1, C_2, C_3, ... равны постоянным Коши, характеризующим данный материал. Для веществ с показателем преломления ниже 1,65 может применяться уравнение дисперсии Хартманна:

$$n = n_0 + \left(\frac{C}{\lambda} - \lambda_0\right),$$

где C — константа, а n_0 представляет собой показатель преломления вещества при данной длине волны света λ_0. В этом случае кривая дисперсии выражается прямой линией на специальной диаграммной бумаге Хартманна, которая построена на основе его уравнения дисперсии. Для материалов, которые выглядят глубоко окрашенными вследствие того, что они сильно поглощают свет некоторых длин волн из области видимого спектра, соотношение между n и λ может лучше всего быть выражено формулой Селлмейера

$$n^2 = 1 + \frac{A\lambda^2}{\lambda^2 - \lambda_0^2},$$

где A — постоянная Селлмейера для данного вещества и λ_0 обозначает длину волны света, имеющую наибольшее поглощение. Для таких сильно поглощающих материалов n может больше не уменьшаться систематически с возрастанием длины волны света, как это происходит в случае «нормальной дисперсии» (см. рис. 1, *в*). Вместо этого n может увеличиваться с возрастанием λ; такая дисперсия при этом иногда называется аномальной.

Используя принятые символы для фраунгоферовых линий в видимой области спектра, т. е. A = 7594 Å; B — 6870 Å; C — 6563 Å; D — 5893 Å; E — 5269 Å; F — 4861 Å; G — 4308 Å, можно принять обозначения n_A, n_B, n_C, ..., n_G для показателей преломления изотропного вещества при этих конкретных длинах волн света. Отсюда способность к дисперсии данного избранного материала, определяемая как его «коэффициент дисперсии», выражается как $n_F - n_C$. Это выражение вместе с тем есть «сила дисперсии» вещества, равная $(n_F - n_C)/(n_D - 1)$. Иногда, особенно для жидкостей, за силу дисперсии принимается обратная величина, т. е. $(n_D - 1)/(n_F - n_C)$.

В общем сила дисперсии больше, т. е. наклон кривой дисперсии круче для: 1) жидкостей по сравнению с твердыми веществами, 2) веществ с более высокими показателями преломления и 3) веществ, содержащих переходные элементы, такие как железо и титан.

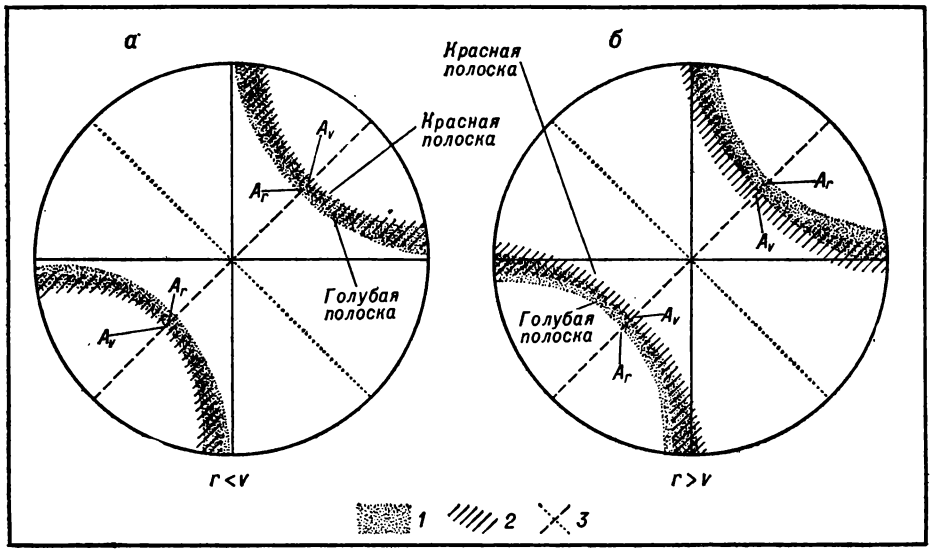


Рис. 2. Образование дисперсионных каемок в интерференционных фигурах в сечениях *барита* (*а*) и *силлиманита* (*б*), перпендикулярных к острой биссектрисе (по [1]).

1 и *2* — положение изогиры для красного и голубого света; *3* — следы главных плоскостей индикатрисы.

Красный свет, возникающий вдоль красной изогиры, гасится анализатором, тогда как голубой свет проходит. Голубой свет, возникающий по голубой изогире, гасится, когда проходит красный свет. Где изогиры накладываются друг на друга, там погашен свет всех длин волн; эти места выглядят черными. Там, где они не совмещены, голубое окрашивание наблюдается вдоль красной изогиры и в точке выхода оптической оси, а красное окрашивание — вдоль голубой изогиры и в точке выхода оптической оси.

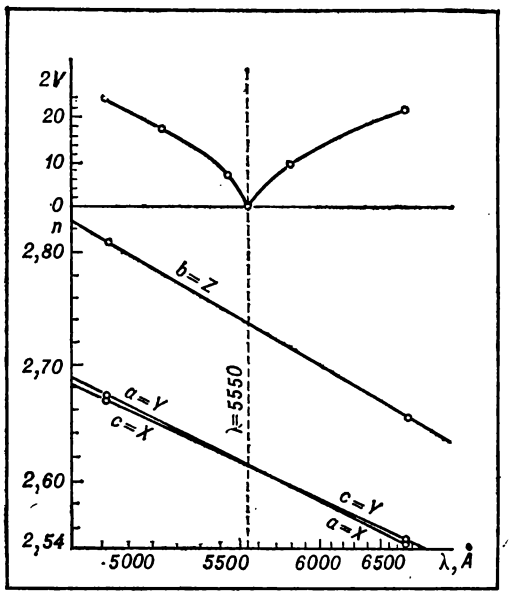


Рис. 3. Изменение показателей преломления в зависимости от длин волн для света с плоскостью колебаний параллельно осям *b*, *a* и *c* в *бруките* (по [1]). Вверху: вариации угла оптических осей $2V$ для различных длин волн света.

ДИСПЕРСИЯ В ОДНООСНЫХ КРИСТАЛЛАХ

Кривые дисперсии для *e* и *o* в одноосных кристаллах обычно непараллельны. В редких случаях, например в *метаторберните* [1], дисперсионные кривые для *e* и *o* могут настолько различаться наклоном, что будут пересекаться. В этом случае кристалл оптически изотропен для λ_I (длина волны в точке пересечения), причем его оптический знак различен в областях $\lambda < \lambda_I$ и $\lambda > \lambda_I$.

ДИСПЕРСИЯ В ДВУОСНЫХ КРИСТАЛЛАХ

В двуосных кристаллах главные показатели преломления меняются с длиной волн света, так что кривые дисперсии существуют для каждого из них. Дисперсия α, β и γ обусловливает применение угла оптических осей $2V$ в зависимости от длины волны. Другими словами, оптические оси занимают различное положение для различных длин волн света, т. е. существует дисперсия оптических осей. По характеру этой дисперсии двуосные кристаллы подразделяются на два типа: 1) те, в которых $2V$ для красного света превышает $2V$ для фиолетового или синего света, что обозначается как $2V_r > 2V_v$ или просто $r > v$, и 2) те, в которых $r < v$. Если имеется резко выраженное различие угла $2V$ для красного и синего света, то интерференционная фигура кристалла для белого света будет показывать голубоватые и красноватые каемки по краям изогир, особенно в области выхода оптической оси (рис. 2). Красноватая каемка отмечает выход оптической оси и часть изогиры для синего света, а голубоватая каемка — для красного света. Таким образом, если для освещения используется синий свет, то на месте красноватой каймы будет черная; и наоборот, если применяется красный свет, то черной становится голубоватая кайма.

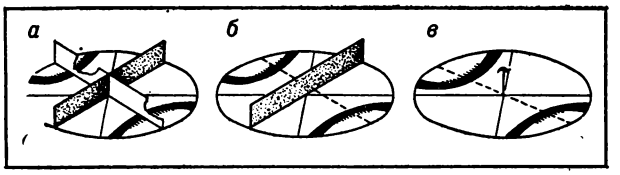


Рис. 4. Различие ромбического и моноклинного кристаллов по характеру симметрии дисперсионных цветных каемок в сечениях, перпендикулярных к острой биссектрисе (по [1]).

Ромбический кристалл (*а*) всегда может рассматриваться как имеющий две плоскости симметрии, перпендикулярные к интерференционной фигуре. Интерференционная фигура моноклинного кристалла симметрична только по отношению к одной такой плоскости (*б*) или к двойной оси, перпендикулярной к плоскости интерференционной фигуры (*в*). Ось *b* моноклинных кристаллов совпадает либо с направлением, перпендикулярным к этой плоскости (*б*), либо с двойной осью симметрии (*в*).

В ромбических кристаллах главные оси индикатрисы X, Y и Z совпадают с кристаллографическими осями для всех длин волн света (см. *Оптическая ориентировка*). Отсюда в обычном случае в ромбических кристаллах наблюдается только дисперсия оптических осей. Исключение составляет *брукит*, так как в нем кривая дисперсии показателя преломления для света с направлением колебаний

параллельно оси *a* пересекает аналогичную кривую для света, колеблющегося параллельно оси *c* (рис. 3). Таким образом, в свете с длиной волны 5550 Å *брукит* предстает одноосным (+), в то время как на самом деле он двуосный (+). Плоскость *XZ*, или оптическая плоскость, в *бруките* параллельна (100) для $\lambda < 5550$ Å, но параллельна (001) для света с $\lambda > 5550$ Å. Это явление называется дисперсией пересекающихся оптических плоскостей.

В моноклинных кристаллах одна из трех главных осей индикатрисы совпадает по направлению с единственной двойной осью симметрии для света всех длин волн (см. *Оптическая ориентировка*). Остающиеся две оси меняют свое положение для света разных длин волн, что составляет дисперсию главных осей индикатрисы. Эти подвергающиеся дисперсии главные оси в моноклинных кристаллах всегда остаются в плоскости, нормальной к единственной оси симметрии, и всегда располагаются под углом 90° друг к другу при всех вариациях длин волн света. Для моноклинного кристалла с резко выраженной дисперсией двух главных осей индикатрисы в сечении, перпендикулярном к острой биссектрисе угла оптических осей, будет наблюдаться [1]:

— наклонная дисперсия, если главной осью (совпадающей с осью симметрии) является оптическая нормаль *Y*;

— параллельная или горизонтальная дисперсия, если эта главная ось является тупой биссектрисой в индикатрисе;

— перекрещенная дисперсия, если главная ось индикатрисы, совпадающая с осью симметрии, соответствует острой биссектрисе.

Гораздо более сложные интерференционные фигуры могут получаться, если исследуется моноклинный кристалл типа *брукита*, в котором пересекаются кривые дисперсии для α, β и γ.

В триклинных кристаллах все три главные оси индикатрисы подвержены дисперсии. Отсюда более трудно интерпретировать дисперсионные каемки в фигурах интерференции. В общем дисперсионные цветные каемки в сечениях триклинных кристаллов, перпендикулярных к острой биссектрисе, будут асимметричными, не имеющими ни плоскости симметрии, ни двойной оси симметрии, перпендикулярной к плоскости интерференционной фигуры. Моноклинные кристаллы, напротив, могут иметь одну такую плоскость или двойную ось симметрии (рис. 4, *б* и *в*), а ромбические кристаллы — больше одной (рис. 4, *а*).

Ф. БЛОСС

См. также: *Изотропия; Минералы оптически одноосные и двуосные; Окраска минералов; Оптическая минералогия; Оптическая ориентировка; Показатель преломления.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bloss F. D.* An Introduction to the Methods of Optical Crystallography. New York, Holt, Rinehart and Winston, 1961. 294 p.
2. *Emmons R. C.* The universal stage. — Geol. Soc. Am. Mem., 1943, 8.
3. *Wahlstrom E. E.* Optical Crystallography, 3rd ed. New York, Wiley, 1960. 356 p.
4. *Winchell A. N.* Elements of Optical Mineralogy, 5th ed. New York, Wiley, pt. 1, 1937.

Ж

ЖАД*

Жад на протяжении столетий использовался китайскими мастерами камнерезного дела в качестве поделочного камня. В настоящее время имеется большое количество высокохудожественных изделий из жада: разнообразные статуэтки, украшения и другие предметы, отличающиеся чрезвычайным изяществом форм. Жад встречается в Китае — в провинции Синьцзян, на о. Тайвань, а также в Бирме, Японии, Мексике, Гватемале, Новой Зеландии, Австралии, Зимбабве и в США — в штатах Аляска, Вайоминг, Калифорния. Термин «жад» как декоративный камень объединяет два разных минерала: *жадеит* и *нефрит*. Нефрит относится к группе *амфиболов*, к ряду *тремолит-актинолита* $Ca_2(Mg, Fe)_5(Si_4O_{11})_2(OH)_2$ и встречается в альпинотипных интрузиях перидотитов-дунитов. Более редко встречающийся *жадеит* относится к *пироксенам* и имеет состав $NaAlSi_2O_6$; его часто находят в валунах и гальках, переносимых водными потоками. *Жадеит* тверже *нефрита*. Его твердость по шкале Мооса составляет 7, тогда как *нефрит* — 6,5, хотя последний, известный как камень, из которого делал и «каменные топоры», обычно считается более прочным (вязким) и более устойчивым к растрескиванию. *Жадеит* на 10 % плотнее нефрита. Он напоминает по внешнему виду лед, что связано с отражением света от отдельных составляющих его кристаллитов. Обе разновидности *жада* обычно окрашены в зеленый, белый, черный или желтовато-бурый цвет, но только *жадеит* проявляет яркую игру красок в изумрудно-зеленых, оранжевых, красных и фиолетовых тонах.

Красота и прочность — неотъемлемые свойства драгоценных камней (см. *Геммология*). Прочность определяется как твердостью, так и вязкостью материала, которые создают устойчивость к абразии и ударному воздействию. Вязкость — весьма примечательное свойство *жада*.

В понятии минералога твердость означает сопротивление минерала царапанию и на практике определяется по *шкале твердости Мооса*. Вязкость рассматривается как степень сопротивления разрыву. У минералогов нет общепринятой единицы вязкости, хотя относительная вязкость минералов известна: например, *нефрит* считается значительно более вязким по отношению к другим минералам.

Самые твердые минералы необязательно самые вязкие. Те, кому приходилось «испытывать» алмазы на удар молотком, смогли убедиться в этом воочию. Для мастера-камнереза при обработке драгоценных камней вязкость выступает в качестве сопротивления раскалыванию при обкалывании, стачивании и шлифовке материала. Ниже приведена относительная шкала (в порядке убывания) вязкости минералов в сопоставлении с твердостью, выведенная на практике при обработке каменного материала (по [Parsons C. J., 1969]).

Вязкость	Твердость	Вязкость	Твердость
Карбонадо	*Алмаз*	*Оливин*	*Циркон*
Нефрит	Карбонадо	*Берилл*	*Жадеит*
Жадеит	*Корунд*	*Гранат*	*Кварц*
Хризоберилл	*Хризоберилл*	*Циркон*	*Сподумен*
Корунд	*Топаз*	*Топаз*	*Нефрит*
Кварц	*Берилл*	*Ортоклаз*	*Оливин*
Алмаз	*Гранат*	*Сподумен*	*Ортоклаз*

Как правило, поликристаллические минералы более вязкие, чем монокристаллические разновидности, тогда как единичные кристаллы с хорошей спайностью наименее устойчивые. По химическому составу и кристаллической структуре *жадеит* очень близок к *сподумену* $LiAlSi_2O_6$, но он встречается в виде плотных поликристаллических агрегатов, а не обособленных кристаллов.

Для описания вязкости было использовано несколько технических показателей. Количественно вязкость можно выразить работой, затраченной на образование разрыва,— количеством энергии, необходимой для создания единицы трещиноватой поверхности, или напряжением, требуемым для раскалывания образца в соответствующих условиях. Сила сопротивления *нефрита* в относительных единицах составляет около 200, а *жадеита* — около 100. Вязкость и прочность жада определяются не непосредственно атомными связями, а скорее его микроструктурой.

На микрофотографии (фото 9), полученной в сканирующем электронном микроскопе по трещиноватой поверхности жадеита, видны многочисленные характерные сквозьзерновые трещины спайности. Трещины в *жадеите* распространяются не по направлениям межзерновых пространств, а идут непосредственно через зерна, формируя своеобразную сеть. При больших увеличениях особенно хорошо проявляется ступенчатый характер расположения трещин спайности, которые почти полностью соответствуют определенным кристаллографическим плоскостям. Вытянутая форма некоторых из этих ступенек спайности является строгим свидетельством того, что трещины проходят параллельно цепочкам в *пироксенах* — по плоскостям {110}. Именно этот широко проявленный узор сквозьзерновой трещиноватости по спайности сказывается на прочности жадеита.

Для *нефрита* характерна иная картина распределения трещин (фото 10). Даже при небольшом увеличении видно, что отдельные волокна и спутанно-волокнистые агрегаты выступают наружу поверхности трещин. Беспорядочная ориентировка обособленных волокон, формирующих спутанные агрегаты, усиливает степень сопротивления раскалыванию. Аналогичного типа волокнистая микроструктура отмечается также в балласе, особо прочной разновидности карбонадо, используемой в буровой технике.

Р. НЬЮНХЕМ

См. также: *Геммология; Россыпные месторождения; Шкала твердости Мооса; Электронная микроскопия (сканирующая)*.

* Многие советские минералоги считают этот термин излишним; обычно различают *нефрит* и *жадеит*. — *Прим. ред. пер.*

ЖЕЛЕЗНАЯ ШЛЯПА

Термин «железная шляпа» (англ. gossan) применяется к химически выветрелым окрашенным оксидами железа выходам сульфидных месторождений. Синонимичными терминами являются французский «chapeau de fer», немецкий «eiserner Hut» и испанский «colorados». Термин «pacos ore» применяется в Боливии для железных шляп

над оловоносными жилами, обогащенных остаточным *касситеритом*. Многие исследователи сохраняют термин «покрышка» для железных шляп над месторождениями вкрапленных медно-порфировых руд.

ЗНАЧЕНИЕ

Железные шляпы дают ключ, помогающий выявлять характер руды, некогда существовавшей на уровне современной поверхности, и тем самым помогают в разведке залежей, скрытых на глубине. Кроме того, некоторые железные шляпы обогащены (вплоть до промышленных концентраций) остаточными наименее растворимыми металлами, такими как золото, серебро и олово.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Железные шляпы являются нормальным конечным продуктом окисления и выщелачивания железосодержащих сульфидных залежей, выведенных на поверхность в процессе эрозии. Основным окисляющим агентом является атмосферный кислород, а выщелачивание совершается нисходящими грунтовыми водами атмосферного происхождения. Серная кислота, образованная путем окисления сульфидов, особенно *пирита* и *марказита*, способствует процессу выщелачивания. Многие железные шляпы состоят главным образом из *кварца* и оксидов железа, последние придают выходам характерную красную, желтую и коричневую окраску. *Кварц* является типичным остаточным гипогенным материалом. Оксиды железа образуются путем окисления и гидролиза закисного железа, высвобожденного из первичных сульфидов железа. Сохранение других металлов в железной шляпе зависит от растворимости этих металлов и их соединений в приповерхностных условиях. Потенциалы кислотности и окисления, развивающиеся в зоне окисления, в большой степени зависят от подвижности и минералогии конкретных металлов. Жильные минералы и вмещающие породы влияют на развитие железной шляпы, поставляя компоненты для образования нерастворимых солей. Роль климатических условий сложна, но ясно, что от них зависит наличие растворителя, необходимого для процесса выщелачивания. В очень засушливых регионах в железной шляпе могут удерживаться легкорастворимые соли, которые в условиях гумидного климата не были бы стабильными. Наиболее мощные железные шляпы образуются в тех случаях, когда скорость эрозии по сравнению со скоростью окисления или выщелачивания мала.

МИНЕРАЛОГИЯ

Минералы, развитые в железной шляпе, это либо такие инертные, не поддающиеся выветриванию, как кварц, либо вновь образованные продукты окисления, относительно стабильные в приповерхностных условиях. Железо обычно встречается в виде *гётита*, *гематита* или *ярозита; гётит* является главной составной частью «лимонита» железной шляпы. Цинк легко выщелачивается, но может и оставаться, обычно в виде *смитсонита*, *гемиморфита* или *гидроцинкита*. Медь может оказаться полностью выщелоченной, но может и сохраниться в виде таких супергенных минералов, как *малахит*, *азурит* и *хризоколла*. В засушливых областях в железной шляпе может присутствовать сложная ассоциация галоидов, сульфатов и карбонатов меди. Серебро менее мобильно, чем цинк или медь, особенно в присутствии галоидов. В зонах выветривания оно обычно встречается в виде самородного *серебра*, *хлораргирита*, *иодаргирита* и *бромаргирита*. Свинец не поддается растворению, образуя труднорастворимые *англезит*, *церуссит*, *вульфенит* или другие менее распространенные оксисоли. *Золото* совершенно инертно и имеет тенденцию накапливаться в железной шляпе. Оно может быть вынесено из железной шляпы в особых условиях очень высокой активности ионов хлора, низкого pH и высокого потенциала окисления. Олово обычно остается в зоне выветривания в первоначальной форме *касситерита*. Молибден может сохраняться в зоне выветривания в виде реликтового *молибденита* или в виде различных оксидов молибдена или молибдатов железа.

ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Интерпретация железных шляп включает реконструкцию по выветрелым поверхностным остаткам минерального состава, качества и масштабов оруденения и выбор участков, благоприятствующих поискам руды на глубине [1—3]. Это требует большого умения, приобретаемого опытом, и основательных знаний по химизму зоны окисления. Ключ к восстановлению минерального состава первичной руды могут дать реликтовые гипогенные минералы, супергенные оксиды, малые элементы, незначительные вариации в цвете, составе и текстуре железных охр. Лимониты с ящичной текстурой указывают на определенные первичные сульфиды, их присутствие при изучении зоны выветривания всегда отмечается [3]. После мысленной реконструкции первичного минерального состава визуально оценивается качество руды. В процессе окисления оксиды железа могут мигрировать за пределы первичных сульфидов и окрашивать окружающие вмещающие породы. По этой причине оценка размеров, формы и местоположения первичной руды требует различения, а в отдельных случаях и тщательного картирования находящихся на месте и перемещенных оксидов железа.

У. КЕЛЛИ

См. также: *Жильные минералы; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Минеральные месторождения: классификация; Нерудные минералы; Рудные минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Blanchard R.* Interpretation of leached outcrops.— Nevada Bur. Mines Bull., 1968, 66, 196 p.

2. *Garrels R. M.* Mineral species as functions of pH and oxidation-reduction potentials. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1954, 5, p. 153—168.

3. *Locke A.* Leached outcrops as guides to copper ore. Baltimore, Williams and Wilkins, 1926. 175 p.

ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Жильные минералы образуются преимущественно двумя путями: 1) при отложении минерального вещества в открытой или постепенно раскрывающейся трещинной полости и 2) при замещении окружающих пород по намечающимся расколам. В первом случае мы имеем дело с истинными жилами (жилы выполнения), а во втором — с метасоматическими жилами (жилы замещения). Отложение минералов включает как непосредственный рост агрегатов при их кристаллизации из растворов (в общем из флюидов), так и отложение из коллоидов при поздней раскристаллизации.

Выделяют, кроме того, и переходные типы жил, т. е. рудных тел, которые образуются при определенной комбинации процессов выполнения трещин и замещения окружающей породы. Известны и другие, менее распространенные типы жильных выполнений.

В микромасштабе при заполнении мелких трещин образуются прожилки, согласные, или параллельные вмещающим породам, и обычно сложенные одним или двумя минералами без проявления взаимонарастаний (крустификации). Эти жилы характеризуются прямоли-

нейными границами и одинаковыми изменениями в направлении противоположных стенок. В отличие от них метасоматические жилы имеют неправильную форму. Минералы, слагающие эти мелкие жилы, относятся к гипогенным или гипергенным.

Истинные и метасоматические жилы достигают мощности нескольких метров, а некоторые тесно сближенные пространственно жилы иногда прослеживаются по простиранию на сотни метров и даже на несколько километров. В вертикальном сечении рудные жилы распространяются на расстояния менее сотни метров. Некоторые системы вертикальных жил, особенно разветвляющихся вверх, могут достигать более 1—2 км (примерами могут служить жилы, несущие Ag—Pb—Zn-минерализацию в районе Пршибрама, ЧССР, золотоносные жилы в горнорудном районе Колара, штат Майсур, Индия, жилы, несущие Pb—Zn-минерализацию в горнорудном районе Кёр-д'Ален, штат Аризона, США).

ЗОНАЛЬНОСТЬ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Наибольшая концентрация рудоносных жил отмечается в областях проявления глубинных тектоно-магматических процессов. В распределении жильных минералов обнаруживаются временные и пространственные вариации, обусловленные физико-химическими и тектоническими условиями минералообразования, что и вызывает появление минеральной зональности.

Зональность проявляется как в региональном масштабе, так и в пределах отдельных жил. Наиболее отчетливо эта зональность выражена в том, что минералы олова и вольфрама концентрируются в гранитных массивах или в непосредственной близости от них, минералы свинца и цинка — в некотором удалении, а наиболее удаленными от этих массивов оказываются минералы ртути.

ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА В ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛАХ

Источники вещества, сосредоточенного в жильных минералах различны. Судя по изотопному составу, некоторые металлы имеют мантийный генезис, тогда как ряд других элементов, вероятно, корового происхождения. Одни компоненты могли возникнуть в процессе магматической дифференциации, другие же — из толщ, сквозь которые просачивались горячие растворы.

Воды гидротермальных растворов не обязательно постмагматические, они могут быть связаны с породами, метаморфизованными на значительных глубинах. Некоторые жильные выполнения, особенно в легкорастворимых породах в высоких горизонтах земной коры, содержат минералы, отложившиеся из нисходящих (вадозных) низкотемпературных растворов с водой атмосферного происхождения (см. *Минеральные месторождения: классификация*).

Вадозные растворы также вызывают вторичные изменения в первичных рудных жилах в пределах зоны окисления и в большинстве зон цементации. Особый тип минерализации, связанной с отложением из низкотемпературных рассолов, может частично контролироваться системой трещиноватости в осадочных породах.

Одним из наиболее характерных примеров зависимости состава жильных минералов от состава вмещающих пород является парагенезис альпийских жил, включающий *кварц*, *адуляр* (*ортоклав*), *эпидот*, *цоизит*, *хлорит*, *сфен* (*титанит*), *анатав*, *брукит*, *рутил*, *пренит*, некоторые цеолиты и другие минералы в трещинных полостях метаморфических пород Альп и других районов.

Еще в конце XIX в. дискутировался вопрос относительно происхождения металлических компонентов, в частности свинца и серебра, глубокозалегающих жил (например, в районе Пршибрама, ЧССР, и Фрейберга, ГДР): возникли ли они из вмещающих пород при латерально-секреционном процессе, как считал Сандербергер, или привнесены восходящими (ювенильными) растворами с бо́льших глубин, как предполагал Пошепный. Количественный анализ и расчеты подтвердили правильность второго предположения — о ювенильной природе ряда металлов.

Аналогичным образом высокая концентрация Mn (до 18 % MnO) в сидеритах рудных жил в районе Пршибрама не могла возникнуть за счет окружающих базальтов, содержащих 0,3 % MnO, если учесть соотношение общего количества *сидерита* в жилах и доли измененного базальта. Образование марганца могло идти двумя путями: из обогащенных Mn толщ, подстилающих рудное месторождение, или из магматического источника.

Приведенные количественные оценки вовсе не означают, что соответствующие элементы — продукты магматической дифференциации — не могли быть привнесены из мантии. В этом отношении весьма показательна недавняя дискуссия о возможных источниках серы в эндогенных месторождениях сульфидных руд. Значительное количество серы могло образоваться из сульфат-*мейонитового* компонента $3\,CaAl_2Si_2CaSO_4$ *скаполитов*, которые, по современным данным, являются обычной составляющей гранулитов нижних горизонтов коры. Сера, высвобождающаяся при регрессивном метаморфизме, может вступать в реакцию с металлами из пород, через которые просачиваются растворы.

В некоторых рудных месторождениях источник металлов остается невыясненным. Так, длительное время и до сих пор обсуждается вопрос об источнике низкотемпературных месторождений свинца, цинка, *флюорита* и *барита* — типа Миссисипи-Вэлли в США и его европейских аналогов.

ОДНОКРАТНАЯ И МНОГОКРАТНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ЖИЛ

В ходе формирования рудного месторождения или рудной жилы тектонические подвижки часто ведут к повторному раскрытию старых трещин, брекчированию жильных выполнений, что благоприятствует поступлению новых растворов с образованием новых минеральных ассоциаций. Если эти процессы широко проявлены в пределах какого-то рудного месторождения, а состав новой минеральной ассоциации существенно отличается от состава предшествующей, обычно выделяют новую стадию минерализации.

Систематические исследования выявили пространственную неравномерность проявления процессов минералообразования на отдельных стадиях минерализации (рис. 1). В результате часто различают несколько этапов жильного заполнения от места к месту в зависимости от процесса повторного раскрытия и заполнения трещин.

Идентификация однократной и многократной минерализации имеет большое значение с точки зрения предсказания вариаций с глубиной минерального состава — в пределах конкретных рудных жил или месторождений. Так, доля молодых минералов может возрастать с глубиной вследствие того, что расширение вниз трещинных полостей на достаточно большой глубине приводит к появлению обратной зональности при многократном поступлении вещества (рис. 2).

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ОТЛОЖЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

Для жильных минералов обычно характерна определенная последовательность в отложении, в англоязычной литературе известная под названием «парагенезиса».

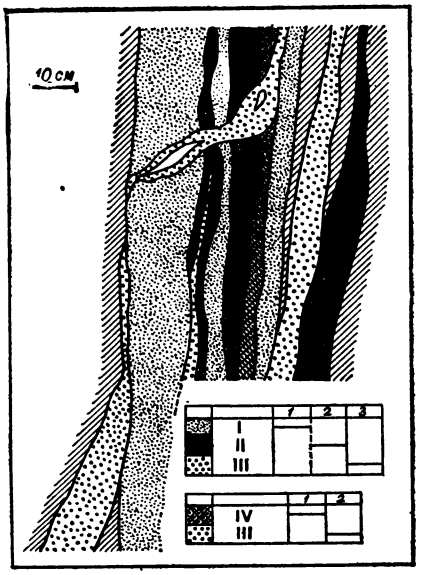


Рис. 1. Пример жилы многократного заполнения, в которой наиболее поздний безрудный *кварц III* последовательно пересекает рудоносную зону *I*, *сидеритовую* (железного шпата) *II* и *кварц-пиритовую* зону *IV*. Главная жила Этельберт, рудник Анна (Пршибрам, ЧССР) [5].

Рудоносная зона представлена тонкими срастаниями *сидерита* и *кварца* и содержит ряд рудных минералов. *Сидерит* в рудоносной зоне замещен *кварцем* с образованием многочисленных метакристаллов *кварца*; *сидерит* последовательно замещен *сфалеритом*, *галенитом* и *буланжеритом*. Обычно присутствуют *пирит* и *арсенопирит*.

В неанглоязычных странах термин «парагенезис» в целом применяется к ассоциации минералов, имеющих общее происхождение.

Возрастные соотношения минералов особенно сложны в жильных выполнениях, формирующихся при многократном поступлении вещества, при этом более поздние растворы проникают в ранние жильные выполнения с образованием текстур замещения. В ряде работ обсуждаются критерии возрастных соотношений минералов, идентификация метакристаллов (порфиробласты, и многократных селективных замещений.

В процессе отложения минералов симметрично по отношению к стенкам жилы образуется симметричный полосчатый узор текстур. Повторное раскрытие и заполнение трещин ведет к появлению большинства асимметричных жил (см. рис. 1).

При нарастании минералов на обломки породы, накапливающиеся в трещинных полостях, и их цементации возникают кокардовые текстуры. Но в ряде случаев, однако, полосчатое окаймление таких обломков моложе, чем вмещающий материал, из-за проникновения более поздних растворов по границам обломков и их цементации при частичном замещении.

ГЕНЕРАЦИИ ЖИЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ

В ходе образования рудной жилы или рудного месторождения, как правило, имеет место повторное или даже многократное отложение минералов. В *кварце*, *сидерите*, *кальците*, *барите*, *пирите*, *сфалерите*, *галените* и ряде других минералов отмечается несколько генераций.

Эти генерации обычно различаются по химическому составу. Примером могут служить вариации химического состава, наблюдаемые в разных генерациях *сидерита* (содержание Mn), *барита* (содержание Sr) и *сфалерита* (содержание Fe, Mn, Cd, In, Ge и Hg и других редких элементов).

В процессе отложения одного минерала раскрытие и заполнение трещин может быть прервано. Такое прерывистое отложение ведет к образованию отдельных полос, сложенных соответствующими минералами. Число таких полос меняется от места к месту в зависимости от процессов заполнения трещины. При постепенном изменении какого-то минерала в процессе его отложения могут появиться полосы, например, *сидерита* соответственно с высоким, низким или промежуточным содержанием марганца.

Систематическое изучение минералов, возникающих в разные периоды заполнения трещин, важно для исследования рудной жилы или месторождения. Количество периодов заполнения трещин иногда можно определить по диаграммам последовательности рудного минералообразования. В случае отложения одного минерала число этих периодов обычно соответствует числу простых генераций данного минерала (генерация sensu stricto). Поскольку повторное раскрытие трещин происходит в пространстве неравномерно, это ведет к пространственным вариациям и простых генераций минерала, которые в целом образуют единую последовательность на диаграм-

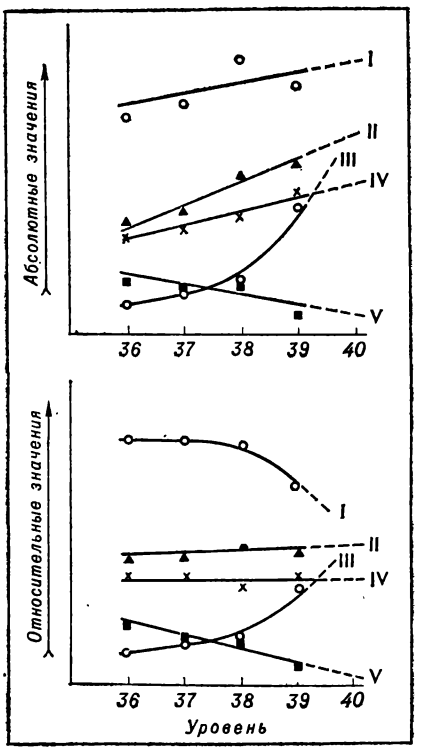


Рис. 2. Систематические измерения мощности основных зон в жиле. Главная жила Этельберт (Пршибрам, ЧССР) [6].

Количество наиболее позднего безрудного *кварца* (ср. с рис. 1) резко увеличивается с глубиной, что связано с образованием в корневых частях жил новых трещинных полостей, заполняемых этим *кварцем*. В диапазоне глубин уровней 36—39 выявляется обратная зональность, обусловленная многократным поступлением вещества. Экстраполяция данных на глубину показывает возможные изменения в составе жилы на уровне 40 (на глубине около 1,5 км).

I — рудоносная зона; *II* — *сидерит* (железный шпат); *III* — *кварц*; *IV* — *кальцит*; *V* — *галенит*.

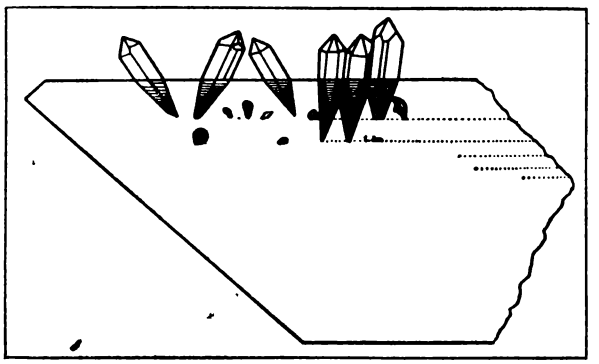


Рис. 3. Три зарождения *кварца* в пределах одной генерации минерала в процессе роста крупного индивида кварца.
Полярный Урал [2]. Ув. 2,25.

ме, отвечающей всей рудной жиле (месторождению) или значительной ее части.

Аналогичным образом можно выделить и ритмическую генерацию, связанную с каким-то другим процессом минералоотложения.

ЗАРОЖДЕНИЕ, РОСТ И ИЗМЕНЕНИЕ ОТДЕЛЬНЫХ КРИСТАЛЛОВ И АГРЕГАТОВ

Эти процессы систематически изучались Д. П. Григорьевым и его коллегами [2]. На рис. 3 показано образование трех зародышей на затравках в пределах единой генерации *кварца* в месторождении Полярного Урала. Крупный кристалл — это первое зарождение *кварца*.

Д. П. Григорьев рассматривает такие вопросы, как самопроизвольное зарождение, зарождение на готовых зародышах, взаимодействие зародышей с субстратом, гравитационное осаждение кристаллитов, зарождение на обломках, зональный рост минеральных индивидов, абсолютная и относительная скорости роста, изменение минеральных индивидов и их перекристаллизация.

Рассмотрение минеральных агрегатов включает такие вопросы, как геометрический отбор в ходе роста различно ориентированных индивидов.

Очень важную информацию относительно генезиса жильных минералов и флюидов, из которых они кристаллизовались, предоставляет изучение флюидных газовых фаз [2, 9].

В IAGOD Комиссия по минералообразующим флюидам включений производит систематический обзор литературы, который курируют Е. Реддер (Геологическая служба США), Н. П. Ермаков (МГУ, СССР) и Ж. Дейша (Парижский университет, Франция).

Приношу свою благодарность доктору Чарлзу Ф. Парку мл. за рецензирование рукописи и ценные замечания.

Я. КУТИНА

См. также: *Железная шляпа*; *Минералы пегматитов*; *Минеральные месторождения: классификация*; *Нерудные и рудные полезные ископаемые*; *Рудные минералы*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бетехтин А. Г. и др.* Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. М., Недра, 1964. 598 с.
2. *Григорьев Д. П.* Онтогения минералов. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1961. 250 с.
3. *Ермаков Н. П.* Исследование минералообразующих растворов. Москва, 1960. 460 с.
4. *Goldsmith J. R.* Scapolites, granulites, and volatiles in the lower crust. — Geol. Soc. Am. Bull., 1976, 87, p. 161—168.
5. *Kutina J.* Genetische Diskussion det Makrotexturen bei der geolchemischen Untersuchung des Adalbert-Hauptganges in Přibram. — Chem. Erde, 1955, 17, p. 241—323.
6. *Kutina J.* Studium der Steingunsrichtung erzführender Lösungen und der Zonalität am Adalbert-Hauptgang in Přibram. — Ghem. Erde, 1957, 19, p. 1—37.
7. *Kutina J.* A contribution to the classification of zoning in ore veins. Acta Univ. Carolinae, Geol., 1957. Prague, 3, 1975.
8. *Ramdohr P.* Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin, 1974.
9. *Roedder E.* Composition of fluid inclusions, 6th ed. U. S. Geol. Surv. Prof., 1972, Paper 440-JJ.

И

ИЗОМОРФИЗМ

Концепция изоморфизма, предложенная Мичерлихом в 1819 г., занимала важное место в химии, кристаллографии и минералогии со времени ее введения и на протяжении всей первой половины XX в. Однако углубление наших знаний о структуре кристаллов в результате развития методов рентгеновской кристаллографии со всей очевидностью показало, что в окончательном итоге понятие изоморфизма нельзя полностью свести к какой-то единой категории явлений. Отчасти оно охватывает представления об изоструктурных кристаллах, рядах непрерывных твердых растворов и эпитаксии, но при этом не адекватно ни совокупности этих явлений, ни в отдельности каждому из них. Вместе с тем историческое значение изоморфизма остается непреходящим, и поныне это понятие широко используется.

Этимологически «изоморфизм» означает идентичность, близость кристаллической формы. Два вещества называются изоморфными, если их кристаллы характеризуются идентичной симметрией, при этом подразумевается, что углы между гранями их кристаллов примерно равны. Однако степень допущения такого равенства никогда не определялась, равно как и просто идентичность углов между гранями никогда не считалась достаточным критерием для рассмотрения данных веществ в качестве изоморфных. Вероятно, это может показаться удивительным, если не вспомнить, что все вещества, которые кристаллизуются в кубической сингонии, неизменно характеризуются одинаковыми углами между гранями кристалла, но относить их к изоморфным на основании одного лишь этого признака едва ли правомочно.

Мичерлих ввел понятие изоморфизма, когда обнаружил, что некоторые соли (например, фосфаты и арсенаты), весьма сходные по кристаллам, имеют к тому же и очень близкие химические формулы, различающиеся только замещением одного элемента другим, атома на атом. Важное значение понятия изоморфизма на уровне химических знаний XIX в. как раз и состоит в установлении такой взаимосвязи, т. е. если доказано, что соответствующие соединения двух элементов изоморфны, то, следовательно, они должны иметь близкие формулы, и это в то время, когда атомные массы многих элементов были либо неизвестны, либо вызывали сомнения. Если формулу какого-то соединения А можно вывести на основании сопоставления с известной формулой соединения Б, изоморфного с А, то атомную массу любого элемента в соединении А можно определить путем количественного анализа этого последнего. Поскольку развитие химии во многом зависело от определения точной атомной массы, важно было понять, что простое случайное сходство кристаллических форм каких-то двух соединений не означает, что они должны иметь идентичные химические формулы. Отсюда возникла идея о «тестах изоморфизма» — проверке на изоморфизм, который трактуется шире, чем простое сходство кристаллической формы, так что понятие изоморфизма двух веществ включает в себя доказанную связь между сходством кристаллической формы и химической формулой.

КРИТЕРИИ ИЗОМОРФИЗМА

Изоморфность двух соединений обычно проверяется с помощью следующих трех критериев.

1. Образование твердых растворов между данными соединениями. Такие твердые растворы могут охватывать полный диапазон состава от одного соединения к другому либо какой-то более узкий интервал состава.

2. Обычно приготовить твердые растворы двух соединений не удается, вследствие того что они существенно отличаются по температурам плавления, растворимости и химической стабильности. В таких случаях используют другой метод: образование нарастаний одного соединения вокруг кристалла другого, т. е. разрастание кристалла одного соединения с образованием зоны второго соединения вокруг первого, при этом обе части кристалла проявляют кристаллографическую непрерывность.

3. Частный случай проявления этого процесса — образование ориентированных нарастаний мелких кристаллов одного соединения на кристаллической грани другого (см. *Эпитаксия*), как, например, при нарастании нитрата натрия на кристаллах *кальцита*.

НЕДОСТАТКИ КОНЦЕПЦИИ ИЗОМОРФИЗМА

В основе понятия «изоморфизм» лежит фундаментальное представление о сходстве кристаллической структуры, а не просто химического состава. Вполне очевидно, что вещества со сходной формулой могут формировать кристаллы, обладающие совершенно иной структурой, равно как и одно и то же вещество данного состава может проявлять различные структуры (см. *Полиморфизм*). В современном представлении термин «изоморфизм» фактически сводится к близкому сходству структуры. Такое сходство предопределяется тем, что две данные структуры должны относиться к одной и той же пространственной группе (см. *Символы пространственной группы*), что является гораздо более важным фактором, чем принадлежность к одной точечной группе (см. *Виды симметрии*), при которой достаточно сходства кристаллической формы.

Изоморфность соединений зависит и от ряда других факторов. Так, образование твердых растворов между веществами со сходной структурой обычно предопределяется близостью размерных величин структурных единиц (ионов, атомов или молекул) и природой действующих при этом сил (например, близостью ионных, ковалентных или металлических связей). Образование ориентированных нарастаний также предопределяется соответствием размеров повторяющихся единиц. Однако вследствие того что последнее важно только в конкретных плоскостных сечениях структуры, изоморфными могут считаться самые разные структуры, и это само по себе, в отрыве от других критериев, не является строгим свидетельством изоморфизма.

Эти трудности, которые не могли осознать химики XIX в., можно продемонстрировать на простых примерах хлорида натрия NaCl, хлорида калия KCl и сульфида свинца PbS. Все три соединения характеризуются совершенно одинаковыми структурой и пространственной группой. Однако из-за разных размеров ионов Na^+ и K^+ формирование твердых растворов между NaCl и KCl носит ограниченный характер, хотя при этом они могут рассматриваться в качестве изоморфных. С другой стороны, связь в PbS в гораздо меньшей степени ионная, чем в щелочных галогенидах, вследствие чего между ними не существует твердых растворов.

Таким образом, понятие изоморфизма включает в себя не только сходство формулы и структуры, но и определен-

ную степень химического сходства. В этом состоит его отличие от современного понятия изоструктурных кристаллов, в основе которого лежат только такие критерии, как геометрия межатомных связей в кристалле, и не учитываются химическая природа и даже идентичность связанных атомов. Именно поэтому изоструктурные кристаллы могут отличаться по принадлежности к пространственной группе или даже к точечной группе. Так, *сфалерит* ZnS и *алмаз* изоструктурны, хотя у *сфалерита* более низкая сингония, чем у *алмаза*, из-за неэквивалентности чередующихся атомов, и они в силу этого не могут считаться изоморфными. С другой стороны, структурное сходство в ряде случаев рассматривается как более важное, чем строгое сходство формул, даже в веществах, которые считаются изоморфными. Так, в группе *амфиболов* *тремолит* $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ и *рихтерит* $Na_2CaMg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ рассматриваются как изоморфные минералы, несмотря на то что они содержат разное число атомов в формулах. Это объясняется тем, что в сравнительно жестком структурном каркасе существуют позиции, которые могут быть либо заполненными, либо вакантными. Отсюда следует, что в конкретном изоморфном ряду понятие изоморфного замещения может включать замещение не только одного атома другим, но и атома на вакансию или наоборот.

Е. ВИТТАКЕР

См. также: *Выращивание кристаллов*; *Кристаллография морфологическая*; *Полиморфизм*; *Эпитаксия.*

ИЗОТРОПИЯ

Изотропия (изотропность) — независимость свойств физических объектов от направления, т. е. вещество проявляет одинаковые или однородные свойства во всех направлениях и одинаково реагирует на внутренние или внешние источники воздействия. Оптическая изотропия характерна для таких веществ, как газы, жидкости и кристаллы кубической сингонии, которые пропускают свет с одинаковой скоростью во всех направлениях. Изотропия зависит от природы источника воздействия и объема; так, например, кристалл, оптически изотропный по отношению к видимому облучению, не изотропен при своем взаимодействии с рентгеновскими лучами. Аналогичным образом порода достаточно большого объема, состоящая из беспорядочно ориентированных анизотропных кристаллов (см. *Анизотропия*), может вести себя как изотропное тело в поле напряжений. Агрегаты кристаллов или блоки горных пород достаточно больших объемов, чтобы проявлять изотропию в поле механических напряжений, иногда описываются как «массивные».

Э. УОЛСТРОМ

См. также: *Анизотропия*; *Дисперсия оптическая*; *Оптическая минералогия.*

ИСКАЖЕНИЕ ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ — см. **КРИСТАЛЛОГРАФИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ.**

К

КАЛЬЦИТА ГРУППА

Карбонат кальция $CaCO_3$ в виде трех природных полиморфных модификаций — *кальцита, арагонита и фатерита* — встречается, по-видимому, почти повсеместно. Хотя общая распространенность минералов этой группы уступает распространенности некоторых других минералов, по разнообразию условий залегания они не имеют равных среди других групп. Они обнаружены во всех типах пород, в рудных месторождениях, в пещерах, в отложениях гейзеров и горячих источников и т. д., а также как структурные и неструктурные компоненты в живых организмах. Многие водные организмы, в том числе моллюски, морские ежи и кораллы, выделяют $CaCO_3$ как составную часть своего тела. Карбонаты кальция в форме мрамора и перламутра применяются для отделки, широко используется мел; североамериканские индейцы использовали ожерелья из раковин в качестве денег. В форме известняка и мрамора карбонаты являются очень важным строительным материалом. Сверх того, $CaCO_3$ можно увидеть в виде сталактитоподобных образований, свисающих с бетонных потолков искусственных туннелей, в виде грозящих аварией отложений в кондиционерах и других устройствах, где вода и воздух могут реагировать с кальцийсодержащим материалом.

Название «кальцит» происходит от латинского слова, означающего «известь», и греческого слова, относящегося к процессу обжига извести; устаревшим является название известковый шпат, иногда так называют исландский шпат. Другими веществами, состоящими главным образом из $CaCO_3$, являются травертин, сталактиты, сталагмиты и мраморный оникс. Наиболее подробное рассмотрение этого семейства минералов можно найти в работах [9, 4, 7].

СООТНОШЕНИЯ ФАЗ

Чтобы оценить сложность и понять семантику названий карбоната кальция, вначале нужно ознакомиться с диаграммой устойчивости его фаз в координатах температура—давление. Несколько схематизированная диаграмма, составленная по разным источникам, представлена на рис. 1. Из нее видно, что $CaCO_3$ может существовать по крайней мере в пяти различных модификациях кристаллической структуры, каждая из которых термодинамически

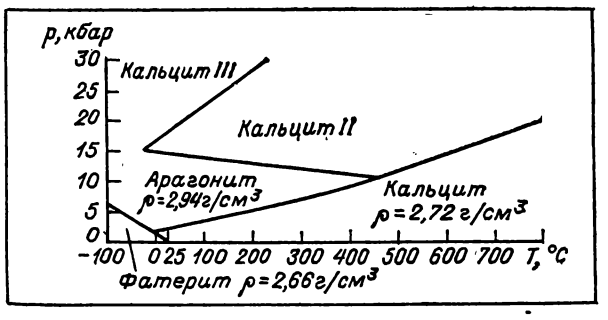


Рис. 1. Фазовая диаграмма для $CaCO_3$ (с упрощениями из [3, 2,6,1]).

стабильна только в определенном интервале температур и давлений. Чего, однако, эта диаграмма не показывает, так это интригующего кинематического влияния обстановки при отложении $CaCO_3$ в воде, решительным образом изменяющего картину равновесных условий. Липман [7] подробно рассмотрел это влияние (см. также [8]). Согласно термодинамике фазовых равновесий *арагонит* и *кальциты* II и III являются фазами высоких давлений, тогда как *кальцит* стабилен при нормальной и высоких температурах, а *фатерит*, по-видимому, стабилен при низких температурах. За исключением *фатерита и кальцитов* II и III, эти лабораторные наблюдения в общем подтверждаются распространением минералов в природе. При интерпретации условий нахождения минералов в природе остается проблемой то, что наблюдения делаются на образцах при нормальных температуре и давлении, при которых *кальцит* всегда стабилен, а на условия во время образования эти наблюдения лишь экстраполируются. Между тем полиморфные переходы $CaCO_3$ могут возникнуть под влиянием многих факторов, что может привести к ошибочным выводам относительно первичных фаз.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КАЛЬЦИТА

Вследствие доступности хороших кристаллов и их весьма совершенной ромбоэдрической спайности кристаллическая структура *кальцита* была определена одной из первых методом рентгеновской дифракции. Принятая для *кальцита* пространственная группа — $R\bar{3}c$. Его кристаллическая структура аналогична гранецентрированной кубической структуре NaCl, но сжатой вдоль одной из диагоналей куба до 76,66% своей первоначальной длины, а Na и Cl замещены соответственно Ca и CO_3. Так как ион Cl имеет почти сферическую форму, а карбонатная группа в первом приближении треугольную, в $CaCO_3$ наблюдается искажение простой структуры типа NaCl, что сказывается в более сложном аналитическом описании элементарной ячейки для рентгеновских или морфологических исследований. Описание $CaCO_3$ как сжатой структуры NaCl приводит к ячейке с 4 формульными единицами, соответствующей по форме обычной спайности или морфологическому ромбоэдру. Если ячейка используется для рентгеновских кристаллографических расчетов, теория рентгеновской дифракции требует удвоения вертикального параметра тела, что приводит к ячейке, содержащей 32 формульные единицы; это крайне затрудняет вычисления. Поэтому кристаллографы, пользующиеся рентгеновским методом, выбрали более простую элементарную ячейку, содержащую только две формульные единицы. Такая ячейка также представляет собой ромбоэдр, но острый (с углами около 46°), а не тупой (с углами около 101°), как тот, по которому проходит спайность. Это ясно показано на рис. 2. Однако, поскольку для всех структур ромбоэдрического типа изображения и описания становятся крайне затруднительными, обычно для описания структуры используется гексагональная геометрия. На рис. 3 показано, что при этом число формульных единиц в элементарной ячейке должно быть утроено, чтобы наблюдаемая плотность соответствовала рассчитанной рентгеновской плотности, поскольку гексагональная элементарная ячейка занимает в три раза больший объем, чем ромбоэдрическая. Эти соотношения приведены в табл. 1. Соотношения между ромбоэдрической и гексагональной эле-

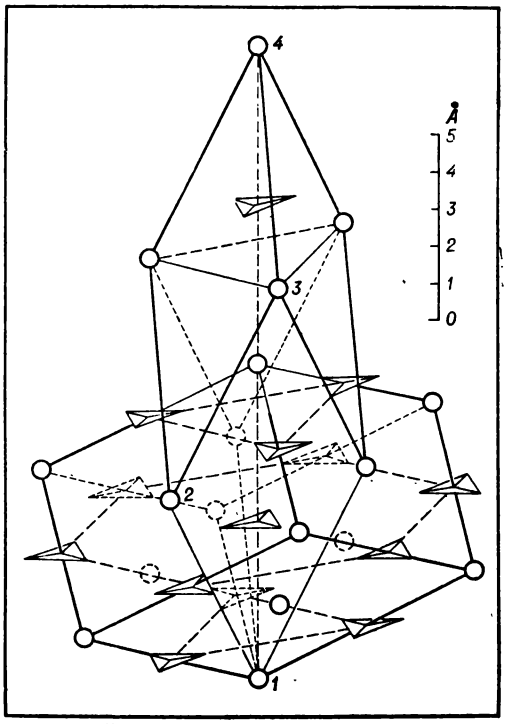


Рис. 2. Ячейка, с которой совпадает спайность *кальцита*, или морфологический ромбоэдр, содержащая (в нижней части рисунка) $4CaCO_3$ [7].

Наличие центра симметрии (он совпадает с Са в вершине ромбоэдра) определяет противоположную ориентацию обеих групп CO_3, которые лежат выше и ниже по вертикальной диагонали (штриховая линия от *1* до *4*). Поэтому ячейка, содержащая 4 формульные единицы, не может быть истинной элементарной ячейкой *кальцита*, поскольку ее вертикальная диагональ равна только половине периода повторяемости. Тем не менее полный период повторяемости содержится в остроугольной ячейке с $2CaCO_3$. Отсюда истинная элементарная ячейка в виде морфологического ромбоэдра должна иметь двойную длину по вертикальной диагонали. Следовательно, все линейные размеры маленькой ячейки, совпадающей со спайностью, должны быть удвоены. Такая ячейка состоит из 8 маленьких ячеек и содержит, таким образом, $32CaCO_3$. Почти очевидно, что при таких параметрах все кристаллографические вычисления были бы весьма громоздкими. Поэтому в современной кристаллографии обычно отдают предпочтение острой ячейке, содержащей только $2CaCO_3$. С помощью атомов Са (кружки), помеченных цифрами *1—4*, показывается соотношение с гексагональной элементарной ячейкой на рис. 3. Вертикальный масштаб относится к *кальциту*. Треугольники — группы CO_3.

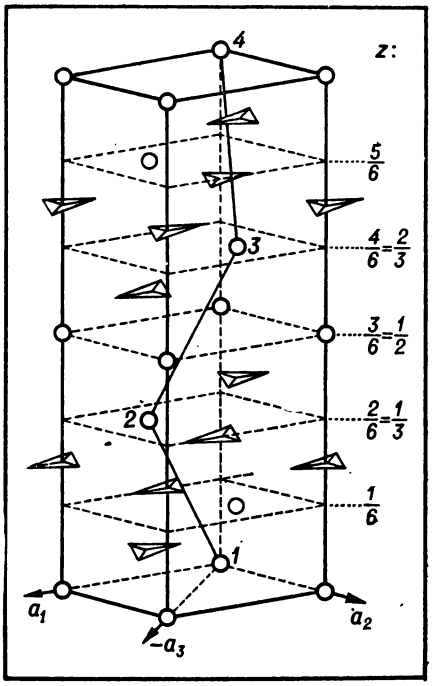


Рис. 3. Гексагональная элементарная ячейка *кальцита* с высотой $c = 17,06$ Å, содержащая $6CaCO_3$ [7].

Показаны чередующиеся уровни Са (кружки) и групп CO_3 (треугольники). Координаты справа, в долях *c*, относятся к уровням Са. Уровни CO_3 располагаются точно посредине (к координатам *z* Са прибавляется 1/12). Атомы Са, помеченные цифрами *1—4*, отвечают таковым в ромбоэдрической ячейке (см. рис. 2). Точка *2* имеет координаты 2/3, 1/3, 1/3; точка *3* — 1/3, 2/3, 2/3. Эти позиции образуются из начальных точек *1* или *4* перемещением центра ромбоэдра, откуда следует, что гексагональную ячейку составляют три примитивные ячейки.

ментарными ячейками передаются следующими формулами:

$$H = h - k;$$
$$K = k - l;$$
$$L = h + k + l;$$
$$h = (1/3)(2H + K + L);$$
$$k = (1/3)(-H + K + L);$$
$$l = (1/3)(-H - 2K + L),$$

где HKL — гексагональные, hkl — ромбоэдрические индексы.

ТАБЛИЦА 1

Элементарные ячейки кальцита [4]

Оси	Параметры	Рентгеновская наименьшая ячейка	Совпадающие со спайностью ромбоэдрические	
			псевдоячейка	истинная ячейка
Ромбоэдрические	a_{rh}, Å	6,37	6,42	12,85
	α_{rh}	46° 05′	101° 55′	101° 55′
	Z_{rh}	2	4	32
	Символ спайности по ромбоэдру	{211}	{100}	{100}
Гексагональные	a_{hex}, Å	~5	~10	~20
	c_{hex}, Å	~17	~8,5	~17
	Z_{hex}	6	12	96
	Символ спайности по ромбоэдру	$\{10\bar{1}4\}$	$\{10\bar{1}1\}$	$\{10\bar{1}1\}$

Если используются 4 гексагональных индекса, то $I = -(H + K)$.

Параметры решетки

$$a_R = \frac{1}{3}\left(3a_H^2 + c^2\right)^{1/2};$$

$$\sin\frac{\alpha}{2} = \frac{3}{2\left[3 + (c/a_H)^2\right]^{1/2}}.$$

Важно отметить, что межплоскостное расстояние плоскости спайности $(10\bar{1}4)$ использовалось в качестве стандарта для определения основной длины волны рентгеновских лучей. Межплоскостное расстояние $(10\bar{1}4)$ установлено в 3,035 Å.

Сравнение с арагонитом. Кристаллическая структура *арагонита* очень сходна со структурой *кальцита*. В обеих структурах катион окружен шестью анионными группами. В *кальците* близко расположены к кальцию шесть ионов кислорода из карбонатных групп. Обычно при переходе от *кальцита* к *арагониту* происходит поворот карбонатных групп примерно на 30° вокруг оси, перпендикулярной к плоскости CO_3, так что еще три иона кислорода вступают в ближайшее окружение иона Ca. Эта структура более плотная и, следовательно, более стабильная при высоких давлениях, чем *кальцит*. Поэтому нахождение в природе *арагонита* в условиях, заведомо относящихся к кальцитовому интервалу температур и давлений, в течение многих лет ставило геологов в тупик. Мак-Коли и Рой [8] представили данные, показывающие, что главное кинетическое действие в образовании *арагонита* вне поля его термодинамической устойчивости связано с улавливанием групп HCO_3^- сформировавшимися ранее ядрами $CaCO_3$ и с эпитаксиальным нарастанием *арагонита* на ядра $SrCO_3$, $PbCO_3$ и $MgCO_3 \cdot 3H_2O$.

Спайность кальцита. Наличие спайности у *кальцита* объясняется его структурой. Ромбоэдрические атомные плоскости удерживаются вместе электростатическим взаимодействием противоположно заряженных ионов, направленным перпендикулярно к этим плоскостям. Под воздействием приложенной извне силы плоскости атомов могут изменить свою позицию, так что друг против друга будут находиться одинаково заряженные ионы, что приведет к взаимному отталкиванию и, следовательно, к разделению вещества по спайности.

Морфология кристаллов. Обширные описания известных габитусов кристаллов *кальцита* и их номенклатура даны в работе [9]. Описано более 700 форм (см. *Габитус кристаллов*).

ДРУГИЕ ЧЛЕНЫ ГРУППЫ

К группе *кальцита* относятся все те карбонатные минералы, кристаллическая структура которых идентична структуре *кальцита*. В кристаллохимическом смысле члены группы *кальцита* состоят из двухвалентного карбонат-иона и положительного двухвалентного катиона, размер которого такой же, как у Ca, или меньше. Катионы крупнее Ca образуют карбонаты с арагонитовой структурой. В табл. 2 приведены основные кристаллографические данные по минералам группы *кальцита*. Данные по *арагониту*, *фатериту* и $CaCO_3 \cdot H_2O$ включены для сравнения. Надо отметить, что, за исключением $CaCO_3$, параметры решетки зависят от ионного размера двухвалентного катиона. Кроме того, нитраты Na и K также обычно связаны с группами *кальцита* и *арагонита*, так как они изоструктурны соответственно с *кальцитом* и *арагонитом*; параметры их решеток также приведены в табл. 2. Размеры и форма ионов очень сходны с таковыми у карбонатов, но заряд в два раза меньше, что предполагает более слабую связь и менее стабильную структуру. Это действительно так: преобразования этих веществ происходят при более низких температурах и давлениях, что облегчает их исследование.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Показатели преломления минералов группы *кальцита* перечислены в табл. 3. Двупреломление минералов группы *кальцита* исключительно велико, так что, если положить маленький прозрачный спайный ромбоэдр на какой-либо печатный оттиск, получаются два отчетливых изображения. Более того, до изобретения поляризующих пластиков *кальцит* употреблялся почти исключительно как поляризатор, так как, особым образом нарезанный, он может полностью устранить второй луч света и, таким образом, пропустить только один поляризованный луч. Такие призмы из *кальцита* (исландского шпата) используются в микроскопах и называются николями (см. *Поляризация и поляризационный микроскоп*).

ТАБЛИЦА 2

Кристаллографические данные по минералам группы кальцита

Название	Химический состав	Элементарная ячейка, Å			ρ, г/см³	Ионный радиус катионов, Å
		a	*b*	*c*		
Арагонит	$CaCO_3$	4,961	7,967	5,740	2,94	1,18
Кальцит	$CaCO_3$	4,990		17,061	2,72	1,00
Отавит	$CdCO_3$	4,920		16,298	4,96	0,95
Родохрозит	$MnCO_3$	4,771		15,664	3,70	0,82
Сидерит	$FeCO_3$	4,689		15,373	3,96	0,77
Сферокобальтит	$CoCO_3$	4,658		14,958	4,13	0,95
Смитсонит	$ZnCO_3$	4,653		15,025	4,43	0,75
Магнезит	$MgCO_3$	4,633		15,016	3,00	0,72
	$NiCO_3$	4,598		14,723		0,70
Фатерит	$CaCO_3$	7,15		16,94	2,66	
Гидрокальцит	$CaCO_3 \cdot H_2O$	6,09		7,53	2,42	
Натриевая селитра *	$NaNO_3$	5,06		16,81		
Калиевая селитра *	KNO_3	5,41	9,17	6,42		

* Включено в таблицу для сравнения.

ТАБЛИЦА 3

Показатели преломления минералов группы кальцита

Карбонат	n_e*	n_o	$n_e - n_o$
Кальцит	1,486	1,658	—0,172
$MgCO_3$	1,509	1,700	—0,191
$MnCO_3$	1,597	1,816	—0,219
$FeCO_3$	1,635	1,875	—0,240
$CoCO_3$	1,600	1,855	—0,255
$ZnCO_3$	1,621	1,848	—0,277
Фатерит	1,650	1,550	+0,100
$CaCO_3 \cdot H_2O$	1,543	1,590	+0,047

	α	β	γ	α—γ
Арагонит	1,530	1,682	1,686	—0,156

* Показатели преломления для монохроматического натриевого света.

Исключительно высокое двупреломление карбонатов происходит от очень сильного взаимодействия плоскостных карбонатных групп с одним из лучей света. Другой луч взаимодействует с крупными карбонатными группами значительно слабее, так как его направление поляризации перпендикулярно к плоскостям карбонат-ионов, а не параллельно им. В минералах и группы *кальцита*, и группы *арагонита* плоскость карбонатных групп перпендикулярна к оси *c*. Карбонатные группы параллельны оси *c* в *фатерите*, что ясно отражается в появлении положительного двупреломления. В $CaCO_3 \cdot H_2O$ плоскость групп наклонена по отношению к оси *c*, что приводит к значительно меньшему двупреломлению.

Изменения показателя преломления в связи с изменением химического состава также видны из табл. 3. Вследствие сходства всех структур внутри группы широко проявляется замещение одних катионов другими. Такое замещение может существенно изменить показатель преломления.

ХИМИЗМ

Примеси. Заражение рассматриваемых карбонатов катионами других членов группы *кальцита*, а также и группы *арагонита* (Pb, Sr, Ba) может быть большим. Анализы показывают, что в первом случае замещение заходит намного дальше. Многочисленные аналитические данные имеются в превосходных сводках [4] и [5]. Была проделана большая экспериментальная работа для объяснения происхождения примесей в природных карбонатах и выявления температурных, барических и фациальных условий их образования. Наибольшие усилия были направлены на систему карбонат магния—карбонат кальция из-за загадочности, окружающей образование низкотемпературного *доломита* $CaMg(CO_3)_2$ и магнезиального *кальцита* в некоторых морских организмах. Лабораторное воспроизведение предполагаемых условий образования в природе *доломита* и магнезиального *кальцита* было успешно осуществлено лишь с большими трудностями и с использованием обходных путей. Превосходный обзор этих проблем можно найти у Липманна [7].

Температура и давление. Уменьшение запасов природного *кальцита* стимулировало проведение работ по его синтезу для изготовления поляризаторов для точных оптических приборов. Однако экономически приемлемой методики до сих пор еще нет. По-видимому, гелевый метод [8] остается пока лучшим. Причина больших трудностей, возникающих при попытках синтеза, заключается в низкой растворимости *кальцита* в воде и его диссоциации на CaO и CO_2 при высокой температуре (895° С, 760 мм рт. ст.). Чтобы конгруэнтно расплавить *кальцит* (т. е. перевести в жидкость того же состава), необходимо давление CO_2 1025 бар при 1339 °С. Уилли и Татл в своей классической статье [12] рассмотрели эти явления в связи с образованием карбонатитовых магматических пород. На рис. 4 схематически изображены соотношения плавление—разложение $CaCO_3$ (*кальцита*) в зависимости от температуры и давления. Следует обратить внимание на то, что линия конгруэнтного плавления кальцита ($CC=L$) протягивается от точки *M* с координатами 1339 °С и 1025 бар.

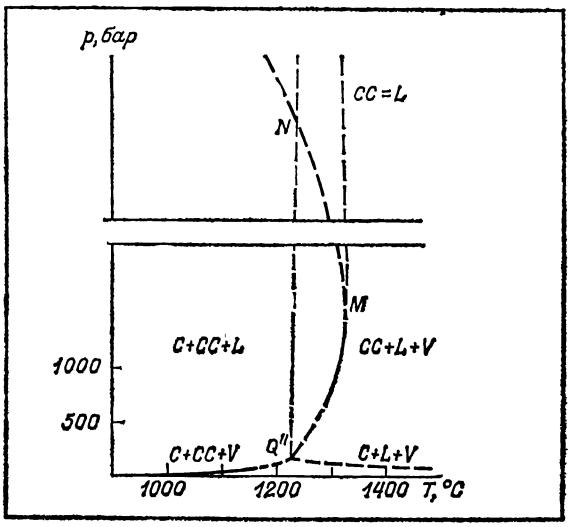


Рис. 4. Схематическая *p—T*-проекция фазовой диаграммы для одновариантной равновесной системы CaO—CO_2 (из [12]).

C — CaO, *CC* — $CaCO_3$, *L* — расплав, *V* — пар. Четыре одновариантные кривые сходятся в инвариантной точке *Q''*.

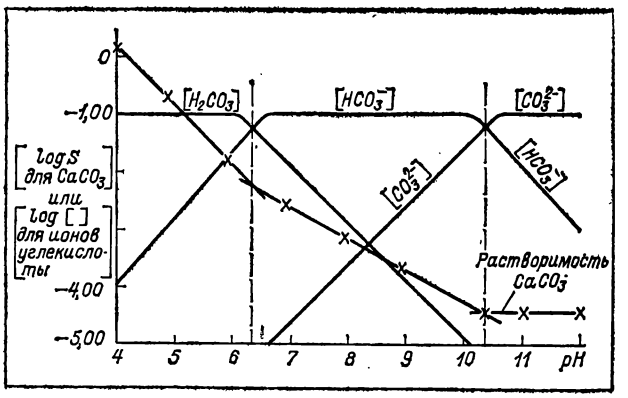


Рис. 5. Растворимость $CaCO_3$ в зависимости от pH.

Растворимость *кальцита* в воде существенным образом контролируется температурой, давлением CO_2 и pH воды. На рис. 5 показаны (в слегка идеализированном виде) эти соотношения при общем давлении 760 мм рт. ст. и 25° С. На эту же диаграмму нанесены относительные концентрации в воде различных карбонатных ионов в зависимости

от pH. Растворимость кальцита как функция температуры и давления определялась Шарпом и Кеннеди [10]. Их экспериментальные данные показывают, что: 1) растворимость *кальцита* возрастает с увеличением общего давления, 2) при постоянном общем давлении растворимость уменьшается с возрастанием температуры и 3) при постоянных общем давлении и температуре растворимость проходит через максимум как функция концентрации CO_2.

ПРОЧИЕ СВОЙСТВА

Кальцит отличается также своей способностью к люминесценции при нагревании и под воздействием ультрафиолетового облучения. В недавней работе Соммера [11] показано, что *кальцит* люминесцирует при бомбардировке электронами или другими заряженными частицами. Эту методику можно использовать для определения различных полиморфных модификаций $CaCO_3$ по различному цвету люминесценции. За ультрафиолетовую люминесценцию ответствен в первую очередь марганец.

Дж. МАК-КОЛИ

См. также: *Биогенные минералы*; *Габитус кристаллов*; *Люминесценция*; *Минералы беспозвоночных и растений*; *Минералы пещер*; *Поляризация и поляризационный микроскоп.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Albright J.* Vaterite stability. — Am. Mineralogist, 1971, 56, p. 620—624.
2. *Boettcher A. L., Wyllie P. J.* The calcite-aragonite transition measured in the system $CaO—CO_2—H_2O$. — J. Geol., 1968, 76, p. 314—330.
3. *Bridgman P. W.* The high pressure behavior of miscellaneous minerals. — Am. J. Sci., 1939, 237, p. 7—18.
4. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rockforming minerals. Vol. 5. Non-silicates. London, Longmans. 1963. 371 p.
5. *Graf D. L.* Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Parts 1—5. Urbana, Illinois State Geological Survey, 1960.
6. *Johannes W., Puhan D.* The calcite-aragonite transition, reinvestigated. — Contr. Mineralogy Petrology, 1971, 31, p. 28—38.
7. *Lippman F.* Sedimentary Carbonate Minerals. Berlin, Springer-Verlag, 1973. 228 p.
8. *McCauley J. W., Roy R.* Controlled nucleation and crystal growth of various $CaCO_3$ phases by the silica gel technique. — Am. Mineralogist, 1974, 59, p. 947—963.
9. *Palache C., Berman H., Frondel C.* The System of Mineralogy. Vol. II. New York, Wiley, 1951. 1124 p.
10. *Sharp W. E., Kennedy G. C.* The system $CaO—CO_2—H_2O$ in the two phase region calcite and aqueous solution. — J. Geol., 1972, 73, p. 391—403.
11. *Sommer S. E.* Cathodoluminescence of carbonates, 1. Characterization of cathodluminescence from carbonate solid solutions. — Chem. Geol., 1972, 9, p. 257—273.
12. *Wyllie P. J., Tuttle O. F.* The system $CaO—CO_2—H_2O$ and the origin of carbonatites. — J. Petrology, 1960, 1 (1), p. 1—46.

КАОЛИНИТА — СЕРПЕНТИНА ГРУППА

Общая формула для минералов этой группы:

$$M_{2-3}(Si, Al, Fe^{3+})_2O_5(OH)_4,$$

где $M = Mg, Fe^{2+}, Ni, Mn^{2+}, Al.$

В состав группы входят следующие минералы:

Амевит	*Каолинит*	*Ортохризотил*
Антигорит	*Кариопилит*	*Парахризотил*
Баумит	*Келлиит*	*Пекораит*
Бертьерит	*Клинохризотил*	*Френонтит*
Бриндлейит	*Кронстедтит*	*Цинальсит*
Галлуазит	*Лизардит*	*Энделлит*
Гриналит	*Накрит*	
Диккит	*Непуит*	

В слоистых силикатах этой группы отношение тетраэдрического слоя к октаэдрическому равняется 1 : 1. *Каолиниты* относятся к диоктаэдрическим минералам, в которых трехвалентные катионы занимают две трети имеющихся октаэдрических позиций. *Серпентины — триоктаэдрические* минералы, в них двухвалентные катионы занимают все октаэдрические позиции.

К. ФРЕЙ

См. также: *Асбест*; *Глины, минералы глин*; *Минералогия почв*; *Слоистые силикаты.*

КВАРЦА ГРУППА

Название «кварц» берет свое начало от термина горняков из Рудных гор (Саксония) и, вероятно, представляет собой сокращение от нем. Querklufterz — руда секущих жил. Ранний термин crystallos (кристалл) происходит от греч. cryos — лед и использовался для обозначения одной из разновидностей кварца — горного хрусталя, тогда как в настоящее время термин «кристалл» получил иное расширенное толкование.

ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Кварц и его практическое значение известны со времен палеолита. Как свидетельствуют находки резных изделий из камня в древних культурах Крита, Греции, Рима и Александрии, первобытные люди владели большим искусством обработки каменного материала. Однако до эпохи позднего возрождения сколько-нибудь значимых упоминаний о *кварце* очень мало.

Работа Николаса Стено (1669 г.), посвященная главным образом изучению *кварца*, позволила открыть закон постоянства углов. Труд Морица Антона Каппелера «Prodromus Crystallographie» (1732 г.), в котором впервые предложен термин «кристаллография», а также сделана первая попытка связать воедино форму, физические свойства и структуру, тоже во многом основывается на изучении *кварца*. Некоторые оптические свойства и пьезоэлектричество впервые были выявлены на примере *кварца*

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Кварц — один из наиболее распространенных минералов. Он встречается в кислых вулканических (например, риолиты), интрузивных (граниты), метаморфических (слюдяные сланцы) и осадочных образованиях (морские, пресноводные и эоловые). Кроме того, *кварц* может кристаллизоваться при низких температурах (аутигенный) и иметь органическое происхождение. В небольших количествах он найден также в некоторых каменных метеоритах и в лунном материале. Перечень полиморфных модификаций кремнезема приведен в табл. 1.

Выделяются следующие разновидности *кварца*:

кристаллические:

горный хрусталь
дымчатый *кварц*
морион (темно-коричневый)

ТАБЛИЦА 1

Полиморфные модификации SiO_2

Название	Температура, °С, для стабильной формы (760 мм рт. ст.)	Класс, сингония
Кварц (*α-кварц*)	Ниже 573	Тригонально-трапецоэдрический класс D_3^4 — $P3_121$ и D_3^6 — $P3_221$
Высокотемпературный *кварц* (β-кварц)	573—870	Гексагональный и трапецоэдрический D_6^4 — $P6_222$ и D_6^5 — $P6_422$
Тридимит (низкотемпературный *тридимит*)	Ниже 117, метастабилен ниже 870	Ромбическая, псевдогексагональная
Среднетемпературный *тридимит*	117—163	Гексагональная
Высокотемпературный *тридимит* (β-тридимит)	163—1470	Гексагональная; D_{6h}^4 — $C6/mmc$
Кристобалит	Ниже 200	Тетрагонально-трапецоэдрический D_4^4 — $P4_12_12$ и D_4^8 — $P4_32_12$
Высокотемпературный *кристобалит* (β-*кристобалит*)	200—1720, стабилен при 1470—1720	Кубическая сингония; O_h^7 — $Fd3m$
Китит (в природе не встречается)	Метастабилен в нормальных условиях	Тетрагонально-трапецоэдрический D_4^4 — 4_12_12 и D_4^8 — $P4_32_12$
Коэсит	То же	Моноклинная, псевдогексагональная; C_{2h}^6 — $C2/c$
Стишовит	»	Тетрагональная; D_4^5 — $P4/mm$
Меланофлогит	Ниже 800	Кубическая; O^8 — $P4_232$
Лешательерит (аморфное стекло)		
Опал (кристаллиты *кристобалита* в аморфной основной массе)		

аметист (фиолетовый, пурпурный, бесцветный, желтый)
цитрин (желтый)
розовый *кварц*
голубой *кварц*
скрытокристаллические:
халцедон (микрокристаллический волокнистый *кварц*)
луссатит (микрокристаллический волокнистый *кристобалит*)
агат (халцедон с полосами разной окраски)
хризопраз (светло-зеленый)
плазма (серовато-зеленый)
праз (с актинолитом)
гелиотроп (зеленый с красными пятнами)
кремень (flint)
новакулит
сард (светлый до темно-коричневого; разновидность халцедона)
карнеол, или сердолик (желтый—красный)
оникс (черный)
опал $SiO_2 \cdot nH_2O$ (мелкие кристаллы *кристобалита* в аморфной основной массе).

СОСТАВ

Главные элементы. Химический состав кварца SiO_2 (диоксида кремния, или кремнезема) по расчетным данным выглядит так: 46,757 % Si, 53,249 % O.

Малые элементы. Такие элементы, как Li, Na, Al, H, K, Fe, Mn, Ti и ряд других, в том числе Rb, Ca, Cs, Ba, Pb, Ag, Sn, Cu, Zn, V, Cr и U, могут составлять небольшую, но значимую долю.

Присутствие Fe_2O_3, TiO_2, MnO или углерода может вызывать розовую, голубую, пурпурную или черную окраску *кварца*. В альпийских жеодах было обнаружено два типа *кварца*, заметно отличающиеся содержанием малых элементов. Аналогичные примеры известны и в других месторождениях кварца.

Изотопный состав кислорода. Отношения $^{18}O/^{16}O$ в аутигенных минералах обычно на 10—30 % выше, чем в эндогенных минералах высокотемпературного генезиса. В эндогенном *кварце* отношение $\delta^{18}O/^{16}O$ в соответствии со стандартом SMOW (стандарт средней океанической воды) колеблется в диапазоне 10,9—16‰; для окремненных ископаемых остатков (девонские брахиоподы района Робертс—Маунтин, штат Невада, США) значения $\delta^{18}O/^{16}O$ достигают 27,1‰.

Растворимость. *Кварц* противостоит действию кислот, растворяясь лишь в плавиковой кислоте, однако относительно хорошо растворим в щелочных растворах. Растворимость кварца в воде зависит от давления, температуры и наличия в растворе других компонентов. При атмосферном давлении и комнатной температуре растворимость кварца варьирует от 6 до 30 млн$^{-1}$, а скрытокристаллических разновидностей или аморфного кремнезема — от 100 до 140 млн$^{-1}$. При гидростатическом давлении 1 кбар растворимость *кварца* составляет 68 млн$^{-1}$ (при температуре 100 °С), 330 млн$^{-1}$ (при 200 °С) и 924 млн$^{-1}$ (при 300 °С) [7]. Растворимость возрастает при направленном давлении.

КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

Структура. Низкотемпературный *кварц* представляет собой полиморфную модификацию SiO_2, которая стабильна при нормальных температуре и давлении. Он принадлежит к пространственным группам D_3^6—$P3_22$ (правосторонний) или D_3^4—$P3_12$ (левосторонний).

Размеры элементарной ячейки низкотемпературного кварца составляют: $a_0 = 4{,}9130$ Å и $c_0 = 5{,}4045$ Å.

Элементарная ячейка содержит 3 атома Si, каждый из которых окружен четырьмя атомами кислорода. Тетраэдры SiO_4 связаны между собой общими атомами кислорода с образованием трехмерного каркаса (рис. 1—3).

Атомы Si располагаются на плоскостях *Oc*, (1/3)*c* и (2/3)*c*, атомы кислорода — на плоскостях (1/6) *c*, (3/6) *c* и (5/6) *c*.

Кратчайшее расстояние — в случае, когда Si—Si связывает частицы, лежащие в плоскостях $+(1/3)\,c$ или $-(1/3)\,c$, и именно эти направления полярные. В противоположном направлении атом Si встречается на расстоянии, в 5 раз большем, чем это.

С другой стороны, в направлении зон $[1\bar{2}10]$, $[0001]$ и $[1\bar{2}13]$ связь Si—Si неполярная и, следовательно, средние расстояния Si—Si в этих направлениях кратчайшие.

Для примера приводятся соотношения средних Si—Si-расстояний в некоторых зонах:

$[1\bar{2}10]$	$[0001]$	$[1\bar{2}13]$	$[\bar{1}100]$	$[\bar{2}112]$	$[10\bar{1}1]$
1	1,1	1,45	1,73	1,85	2.

Три направления — $[1\bar{2}10]$, $[0001]$, $[1\bar{2}13]$ — являются главными зонами в *кварце*, и их пересечение определяет главные формы минерала, т. е. $\{10\bar{1}1\}$ и $\{10\bar{1}0\}$.

Симметрия. *Кварц* кристаллизуется в тригонально-трапецоэдрическом классе (символ по Шенфлису — D_3, по Могену — 32; элементы симметрии: одна тройная ось и перпендикулярно к ней три двойные оси).

Третья ось — винтовая, закрученная вправо или влево, что соответственно приводит к появлению энантиоморфных правых или левых форм (рис. 4).

Формы проявления. Описано около 500 форм *кварца*, из которых многие встречаются редко или являются сомнительными. Широким распространением пользуется сравнительно небольшое число форм, и по существу только три из них устойчивы: гексагональная призма $m\,\{10\bar{1}0\}$, положительный ромбоэдр $r\,\{10\bar{1}1\}$ и отрицательный ромбоэдр $z\,\{01\bar{1}1\}$.

Помимо того, часто встречаются тригональная пирамида $s\,\{11\bar{2}1\}$ и тригональный трапецоэдр $x\,\{5161\}$. Примечательно отсутствие базопинакоида $c\,\{0001\}$.

Обычно кристаллы *кварца* с гранями s и x в правом и в левом верхнем углу в отрицательном ромбоэдре называются соответственно правосторонними и левосторонними (см. рис. 4).

Осевые отношения. Отношение осей $a/c = 1{,}10009$. Это значение уменьшается с увеличением температуры вплоть до точки инверсии 573 °С. Оно, кроме того, изменяется в зависимости от химического состава.

Вицинальные грани. Наличие вицинальных плоскостей и вицинальных поверхностей, т. е. плоскостей с высокими индексами и поверхностей с иррациональными кристаллографическими индексами, приближающихся к плоскостям с простыми индексами, — явление широко распространенное в *кварце*. Эти образования могут возникать в процессе либо роста, либо растворения кристалла. В процессе формирования наклон таких граней не остается

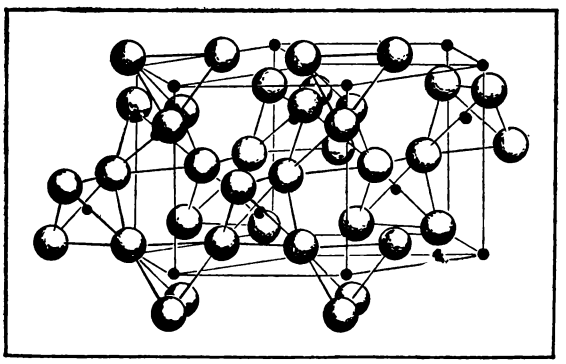


Рис. 1. Структура β-*кварца* [3].
Маленькие черные кружки — Si.

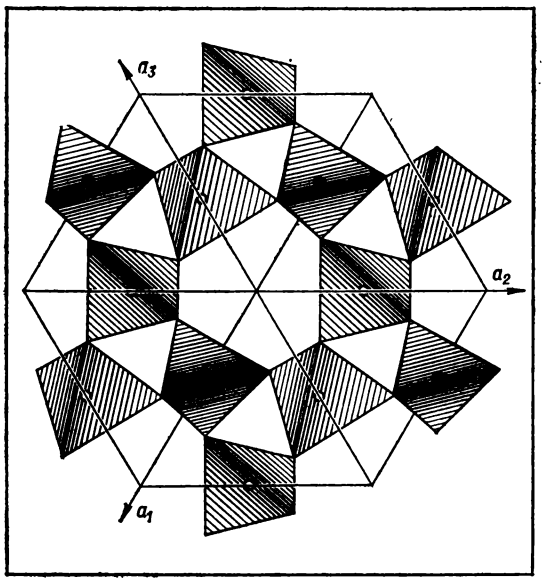


Рис. 2. α-*Кварц* [3].
Маленькие кружки в центре тетраэдров — Si в проекции на (0001).

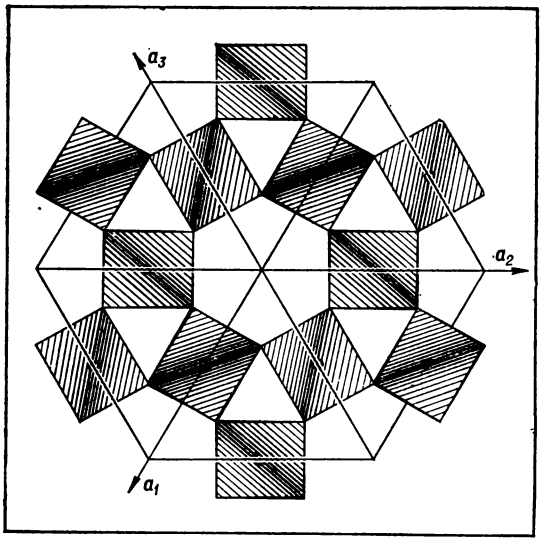


Рис. 3. β-*Кварц* [3].
В проекции на (0001).

постоянным. Наличие вициальных образований снижает точность гониометрических измерений.

Габитус. Габитус, или облик, кристалла определяется его формами и их относительным развитием. Он зависит от физико-химических условий формирования, вследствие чего габитус относится к важным характеристикам кристалла.

Хотя габитус кристаллов *кварца* варьирует в широких пределах, *кварц* в целом проявляет небольшое число характерных простых форм, и лишь несколько их комбинаций устойчивы. Обычно по габитусу кристаллы *кварца* различаются следующим образом:

1) тригонально-призматический габитус (r и z сильно различаются по размерам);

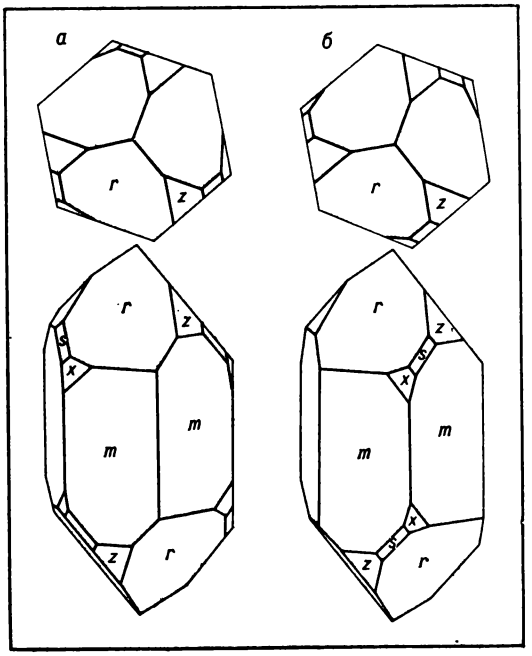


Рис. 4. Левосторонний (*а*) и правосторонний (*б*) *кварц* [5].

2) гексагонально-призматический габитус (*r* и *z* примерно равны);

3) изометрический габитус (*m* отсутствует);

4) игольчатый габитус, характеризующийся удлинением по оси *c* и преобладанием соответствующих «острых» ромбоэдров;

5) скелетный габитус (скипетровидный кварц), характеризующийся углублениями и разделяющими их выступами, которые образованы ребрами ромбоэдра, реже призмы;

6) искаженный габитус, проявляющийся в том, что отдельные части кристалла, слегка смещенные по отношению к винтовой оси, при достаточно малых смещениях формируют в совокупности гладкие искривленные поверхности.

Нарушения формы в процессе роста. *Сутурные линии (швы), полосчатое строение.* Штриховка, обусловленная чередованием выступающих ромбоэдров и призматических граней, часто неравномерно рассечена сутурными линиями, которые ориентированы грубо параллельно оси *c*. Этими сутурами кристалл разделяется на отдельные участки, разница в оптической ориентации которых может достигать 3° (фото 11). Они проявляют грубополосчатое расположение (макромозаичная структура, «строчная» структура).

Мозаичная структура. Большинство природных кристаллов *кварца* сложены мельчайшими блоками размером 10^{-4}—10^{-2} см, ориентировка которых варьирует. Травление дистиллированной водой при давлении до 300 бар позволяет увидеть своеобразное «черепитчатое» строение.

Двуосные пластинчатые участки. При облучении (рентгеновским и гамма-излучением) в некоторых кристаллах *кварца* наблюдается плеохроизм в буро-коричневых тонах в двуосных пластинчатых участках разных толщин (от долей миллиметра до 1 мм и более) и ориентировки (параллельно *m* в трех секторах, параллельно *z*, параллельно *r* и реже *s*). Эти участки отличаются от двойников.

Зоны и секторы. В *кварце* довольно часто присутствуют концентрические зоны (параллельно *m*, *r* или *z*) шириной до 1 мм и секторы, что обусловлено вариациями содержания в них рассеянных элементов. Они могут быть идентифицированы при облучении, так как проявляют различную окраску.

Мутность, включения. В кристаллах кварца наблюдаются все переходы от суспензоидного состояния до включений мельчайших кристаллитов и отчетливых индивидов. Весьма распространены поддающиеся измерению твердые, жидкие и газообразные включения. Распределение замутненных, облаковидных участков в пределах кристалла часто служит индикатором условий роста (фантомный *кварц*). Голубая и розовая окраска кварца вызвана многочисленными включениями игольчатого рутила.

Деформации. *Волнистое погасание.* Наблюдаемые слабые, более или менее постепенные вариации проявления погасания могут быть связаны с изгибанием плоскостей скольжения.

Перекристаллизация. Растворимость должна быть наибольшей по нормали к направлению наибольшего стресса, под влиянием которого раствор становится пересыщенным, что ведет к направленной кристаллизации в открытых полостях и при очевидном режиме пластичности. В *кварце* эта кристаллобластическая мобильность выражена особенно отчетливо.

Спайность, излом, смещения. Кварц имеет раковистый излом. Может проявлять спайность параллельно *r* и *z*, а также (в порядке убывания частоты встречаемости) параллельно *m*, *c*, *a* (11$\bar{2}$0), *s* и *x*. В процессе динамометаморфизма могут развиваться только раздробленные зерна или катакластическая структура.

Деформационная полоска. В процессе тектонических деформаций в *кварце* могут развиваться характерные субпараллельные, тесно сближенные полосы скольжения. Тонкие буроватые пластинки (ламелли) с линейной ориентировкой мельчайших включений известны под названием полосок Бёма.

Плоскостные элементы, предположительно возникающие при ударном метаморфизме. Сверхскоростной удар, наподобие удара падающего метеорита, может привести к образованию системы многочисленных мельчайших плоскостных нарушений. Широко распространено мнение, что ламелли, параллельные (0001), относятся к показателям ударного метаморфизма, однако такие явления ударного метаморфизма не всегда интерпретируются столь однозначно.

Двойникование. Это явление, широко распространенное в кристаллах *кварца*. Различают двойники с параллельными и непараллельными осями.

А. Двойники с параллельными осями.

I. Простые двойники, образованные двумя кристаллами (рис. 5).

1. Дофинейский закон двойникования (швейцарский закон, «электрическое двойникование»). Индивид *I* повернут на 180° вокруг оси *c* [0001] относительно индивида *II*. Оба эти индивида либо правосторонние, либо левосторонние (*R*—*R'* или *L*—*L'*). Граница двойникования искривленная. Симметрия: D_6—622.

2. Бразильский закон («оптическое двойникование»). Индивид *I* является зеркальным отражением индивида *II*, двойниковая плоскость {11$\bar{2}$0}, индивид *I* энантиоморфен по отношению к индивиду *II* (*R*—*L*). Границы двойникования прямолинейные. Симметрия: D_{3d}—3*m*.

3. Закон двойникования Либиха (комбинация законов дофинейского—бразильского, закона Лейдольта, закона «а»). Индивид *I* является зеркальным отражением индивида *II*, двойниковая плоскость (0001) и {10$\bar{1}$0}; индивид *I* энантиоморфен по отношению к индивиду *II* (*R*—*L*). Симметрия: D_{3h}—62 *m*.

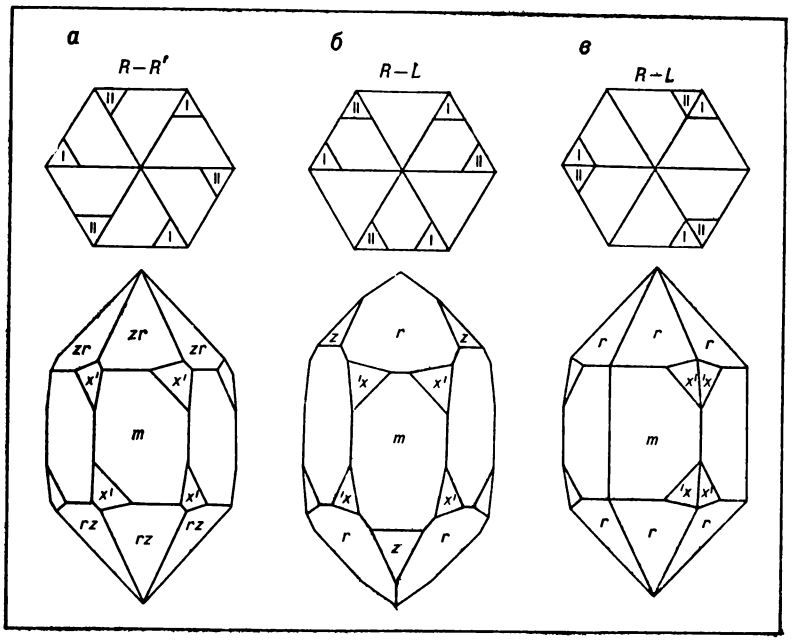


Рис. 5. Дофинейские (*а*), бразильские (*б*) и либишские (*в*) двойники.

Показано положение положительного тригонального трапецоэдра *x*; в апикальной проекции *I* и *II* — положение плоскости *x* в двух кристаллах, образующих двойник [6].

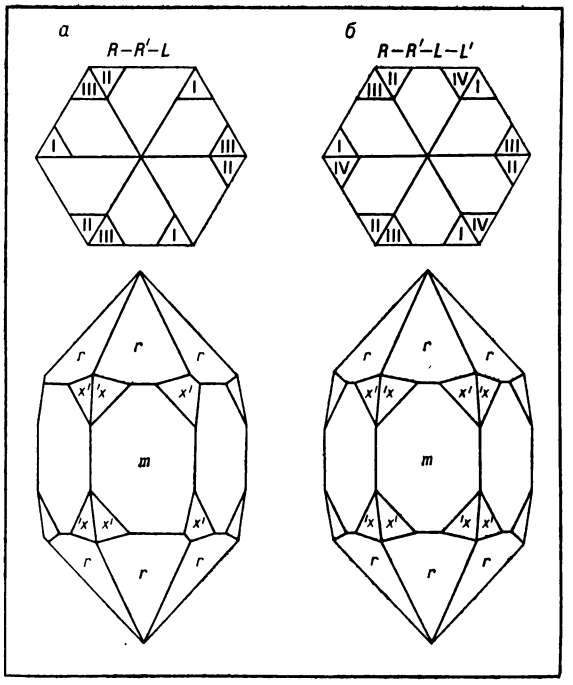


Рис. 6. Комплексные двойники из трех кристаллов с параллельными осями — сложный двойник *R—R′—L* (*а*) и комплексные двойники из четырех кристаллов с параллельными осями — сложный двойник *R—R′—L—L′* (*б*).

В апикальной проекции плоскости *x* кристаллов, образующих сложные двойники, обозначены *I—IV*. В этих сложных кристаллах двойникование шло по законам дофинейскому, бразильскому и Либиша [6].

II. Сложные двойники, состоящие из трех или четырех кристаллов (рис. 6).

4. Сложный двойник, состоящий из трех кристаллов $R — R' — L$ или $L — L' — R$. Симметрия: D_3 — 32.

5. Сложный двойник, состоящий из четырех кристаллов $R — R' — L — L'$. Симметрия: D_{6h} — 6 *mmm*.

Б. Двойники с наклонными осями.

Японский закон: оси *c* индивида *I* и индивида *II* образуют угол 84° 33′; плоскость гемитропии $\{11\bar{2}2\}$; двойниковая ось перпендикулярна к $(11\bar{2}2)$. Описываются и многие другие виды двойников с наклонными осями, но они встречаются редко.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Превращение низкотемпературного кварца в высокотемпературную модификацию. При температуре 573 °С и атмосферном давлении низкотемпературный *кварц* переходит в высокотемпературный. Зависимость температуры этого превращения от давления (до 10 кбар) приводится Кларком [3]

Давление, кбар	0	2	4	6	8	10
Температура, °С	573	626	679	728	773	815

Плотность различных минералов SiO_2 приводится в табл. 2 и 3.

Твердость. Твердость кристалла может меняться от ориентировки и направления измерения. По шкале твердости Мооса твердость *кварца* равна 7. Абразивная твердость строго зависит от используемой жидкости. В целом кварц проявляет бо́льшую твердость в присутствии неполярных молекул, например гексана или бензола, и меньшую в воде и, наоборот, в воде он тверже, чем в спиртах и жирных кислотах (полярные молекулы).

Пластичность. Однозначных данных, характеризующих пластическое поведение *кварца* в экспериментальных условиях, нет. *Кварц* остается хрупким вплоть

ТАБЛИЦА 2

Плотность минералов SiO_2 при атмосферном давлении [3]

Минерал	Температура, °С	Плотность, г/см³
α-Кварц	25	2,648
β-Кварц	575	2,533
α-Тридимит	Комнатная	2,265
β-Тридимит	405	2,192
α-Кристобалит	25	2,334
β-Кристобалит	405	2,194
Китит	Комнатная	2,503
Коэсит	25	2,911
Стишовит	Комнатная	4,287
Стекло	»	2,203

ТАБЛИЦА 3

Плотность монокристаллического кварца при различных давлениях

Давление, кбар *	Плотность, г/см³	Давление, кбар *	Плотность, г/см³	Давление, кбар *	Плотность, г/см³
50	2,92	200	3,43	450	4,62
100	3,08	250	3,69	500	4,68
144	3,18	350	4,29	600	4,77
150	3,21	383	4,53	700	4,85

* Значения свыше 400 кбар, вероятно, относятся к *стишовиту*.

до разрыва сплошности. Возникновение двойников под действием давления в кварце, лишенном видимых следов скольжения и проявляющем только вращение, можно рассматривать как особый тип кристаллического скольжения. Эта «вращательная пластичность» отличается от трансляции типа той, что проявлена в кристаллах каменной соли, и простого деформационного двойникования (кальцитовый тип; см. *Пластические деформации в минералах*) и может быть названа «пластичностью кварца». Насколько известно, *кварц* является единственным минералом, в котором установлено вращательное кристаллическое скольжение.

Упругость. При упругой деформации тела напряжение пропорционально относительной деформации: $p = E\lambda$ (закон Гука). Модуль упругости E (модуль Юнга) для *кварца* при нормальном давлении равен 10 дин/см² (10^{-5} кгс/см²).

	0 °С	570 °С	600 °С
$\parallel c$	7,9	3,0	10,7
$\perp c$	10,3	5,9	9,5

Электрическое сопротивление. При комнатной температуре электрическое сопротивление *кварца* составляет порядка 10^{14} Ом·см параллельно оси *c* и 10^{16} Ом·см перпендикулярно к оси *c*. При возрастании температуры оно уменьшается.

Оптические свойства. *Кварц* прозрачен в диапазоне видимых—ультрафиолетовых лучей. Как правило, он бесцветен, но существуют и разновидности, окрашенные в разные цвета (желтый, голубой, розовый, коричневый). Облучение (гамма- и рентгеновским излучением) вызывает неравномерную пятнистую черно-коричневую окраску. Окрашенные разновидности проявляют плеохроизм. *Кварц* имеет стеклянный блеск и относится к одноосным положительным минералам.

Преломление. Показатели преломления меняются с длиной волны. При 18 °С и соответствующих длинах волн в световом спектре (линии натрия, водорода и кальция) они составляют:

		λ, Å	n_o	n_e
D	Na	5892,9	1,544246	1,553355
F	H	4861,33	1,549683	1,558979
H	Ca	3968,48	1,55813	1,56772

Двупреломление уменьшается с увеличением длины волны. Показатели преломления уменьшаются с возрастанием температуры. Под действием давления *кварц* становится двуосным.

Часто проявляется волнистое погасание, которое может быть обусловлено либо деформациями кристаллов (при метаморфизме), либо первичной разной ориентировкой в их пределах (нарушения в процессе роста).

Инфракрасное поглощение. В инфракрасных лучах в диапазоне 2900—4000 $см^{-1}$ и температурном интервале —190÷500 °С в *кварце* идентифицируются 11 отчетливых полос спектра поглощения; кроме того, отмечаются и другие полосы спектра поглощения: 2500, 1900, 1660—1430, 1175—1110, 835—770 и 475—385 $см^{-1}$. Метод инфракрасной спектроскопии позволяет изучать различные дефекты кристаллической структуры *кварца*.

Оптическая активность. *Кварц* обладает примечательным свойством вращать плоскость поляризации светового луча. Величина вращения определяется толщиной пластинки, длиной волны и углом наклона между β и оптической осью. Направление вращения плоскости поляризации в правостороннем кварце (*R*) вправо (*r*), в левостороннем (*L*) — влево (*l*).

Удельное вращение ρ (для пластинки толщиной 1 мм) в сечении под прямым углом к оптической оси при 20 °С составляет:

	λ, Å	ρ, °/мм
Na	5892,5	21,727
H	4861,33	32,761
Ca	3968,48	51,115

При $\beta = 56° 10'$ *кварц* оптически неактивен во всем диапазоне волн светового спектра.

ПОСТОЯННАЯ ВЕРДЕ

Оптически неактивные вещества под действием магнитного поля приобретают способность вращать плоскость поляризации света. Это явление называется эффектом Фарадея. Угол поворота плоскости поляризации равен $\alpha = VlH$, где l — длина пути света в веществе, H — индукция однородного магнитного поля, V — постоянная Верде (удельное магнитное вращение). Эта величина, измеряемая в угловых минутах, определяется природой вещества, длиной волны света и температурой.

	°С	λ, Å°	V, '/(см·Гс)	n_e
Кварц	20	5893	0,01644	1,5443
		5780	0,01714	—
		5461	0,01952	1,5462
Стекло	20	5780	0,01479	—
		5460	0,0165	—
		4360	0,0261	—

ПИРОЭЛЕКТРИЧЕСТВО, ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСТВО

При изменении температуры или давления в *кварце* возникает явление электрической поляризации. Пироэлектрические и пьезоэлектрические явления имеют важ-

ное диагностическое значение при анализе кристаллической структуры, поскольку они набдюдаются только в кристаллических веществах с полярными осями и лишенных центра симметрии. Пьезоэлектрические свойства находят и практическое применение, в частности в области телекоммуникаций.

ПРИМЕНЕНИЕ

Кварц и его разновидности применяются в различных отраслях промышленности. Кварцевый песок используется в производстве стекла и силикатных кирпичей, а также в химической промышленности. Переплавленный *кварц* используется при изготовлении ряда технических приборов и лабораторного оборудования. Высокая твердость *кварца* позволяет использовать его в качестве абразива и в несущих конструкциях, а окрашенные разновидности служат поделочным материалом. Оптические и пьезоэлектрические свойства *кварца* находят широкое применение в разнообразных оптических приборах (линзы и призмы, монохроматографы, спектрографы, рефлекторные зеркала), а способность вызывать вибрацию в ультразвуковом диапазоне и контролировать частоту колебаний широко используются в радиотехнике, многоканальной телефонной связи и в высокоточных кварцевых часах.

К. ФРИДЛЕНДЕР

См. также: *Абразивные материалы*; *Аутигенные минералы*; *Биогенные минералы*; *Вольфрамита группа*; *Выращивание кристаллов*; *Габитус кристаллов*; *Геммология*; *Двойникование*; *Диагенетические минералы*; *Жад*; *Железная шляпа*; *Жильные минералы*; *Классификация минералов: принципы*; *Клинопироксены*; *Кристаллография: история*; *Кристаллография морфологическая*; *Методы окрашивания минералов*; *Минералогия Луны*; *Минералогия портландцемента*; *Минералогия почв*; *Минералогия формации Грин-Ривер*; *Минералы и самородные металлы черных песков*; *Минералы метеоритов*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Минералы пегматитов*; *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*; *Оптическая минералогия*; *Пески*; *Пластические деформации в минералах*; *Плеохроичные дворики*; *Полиморфизм*; *Породообразующие минералы*; *Пьезоэлектричество*; *Рудные минералы*; *Синтетические минералы*; *Скелетные кристаллы*; *Термометрия геологическая*; *Термолюминесценция*; *Фантомные кристаллы*; *Фигуры травления*; *Шкала твердости Мооса*; *Щелочные полевые шпаты*; *Электронная микроскопия (просвечивающая)*; *Электронная микроскопия (сканирующая) и поверхностные структуры*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У., Хауи Р., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 4. Каркасные силикаты (пер. с англ.). М., Мир, 1966. 482 с.

2. *Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Фрондель К.* Система минералогии. Т. 3. Минералы кремнезема. М., Мир, 1966. 430 с.

3. *Справочник* физических констант горных пород/Под ред. С. Кларка мл. М., Мир, 1969. 541 с.

4. *Ernst T.* Kristallphysik. In: Landolt-Börnstein, vol. 1, pt. 4, 1955, Berlin, Springer-Verlag.

5. Friedlaender C. Untersuchung über die Eignung alpiner Quarze für piezoelektrische Zwecke. — Beitr. Geol. Schweiz., Geotech. Ser., 29, 1951, 98 p.

6. *Gross G.* Ueber Flächenverteilung and Symmetrie bei Quarzzwillingen, Aufschluss, 20, 1969, p. 29—53.

7. *Morey G. W., Fournier R. O., Rowe J. J.* The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25 to 300 °C. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1962, 26, p. 1029—1043.

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ: ИСТОРИЯ

Чтобы понять современные методы систематизации и классификации минералов, необходимо кратко остановиться на истории развития этих методов. Уже в ранних философских научных воззрениях некоторых древнегреческих авторов обнаруживается определенный интерес к минералам. Идея Аристотеля о четырех формах существования материи — земле, огне, воздухе и воде — была доминирующей научной мыслью на протяжении многих столетий и послужила основой первичной классификации природных соединений.

В книге ученика Аристотеля Теофраста «О камнях», написанной в конце IV в. до н. э., содержится много новых минералогических идей. Теофраст подразделял минералы на металлы и камни, или земли, и его классификация на протяжении почти 2000 лет оставалась выдающимся достижением минералогии. Плиний в своей «Естественной истории» (77 г. н. э.), в книгах 33—37 приводит описания минералов, но эти описания в целом представляют собой сводку плохо усвоенных научных познаний того времени. Последующие столетия, вплоть до опубликования Георгом Агриколой труда «О горном деле», характеризуются застоем в развитии минералогии. Эту книгу Агриколы по праву можно рассматривать в качестве первого учебника по минералогии, даже с современных позиций. Хотя она носит отчетливый отпечаток идей древних метафизиков, в ней содержится богатейший новый фактический материал по минералогии, значительная часть которого базируется на личных наблюдениях автора в горнорудных районах Йохимсталя (ныне Яхимов, ЧССР) и Хемница (ныне Карл-Маркс-Штадт, ГДР). Агриколу по праву считают отцом современной минералогии. Он подразделял минералы на простые вещества (земли, «застывшие соки», камни и металлы), соединения («смеси» веществ) и «составные», или делимые.

Абрахам Готлиб Вернер из Фрейберга детально изучавший физиографию минералов, в 1774г. подразделил их на четыре группы: земли, соли, горючие и металлические. Очень дробная классификация минералов была разработана в 1822—1824 гг. Фридрихом Моосом, больше известным как создатель шкалы твердости минералов. Моос ввел «Естественную историческую систему» классификации минералов, которая включала классы, порядки, роды и виды, но была практически непригодна для создания «обиходного» наименования, т. е. для обозначения минерального вида. Система классификации Мооса, переведенная в 1825 г. на английский язык, оказала глубокое влияние на развитие минералогии в Америке, поскольку была включена в 1837 г. Джеймсом Дэна в его «Систему минералогии». Дэна, кроме того, ввел латинские наименования для родов и видов минералов — по принципу Линнея. Это был период борьбы между сторонниками «естественноисторических» систем классификации и ее противниками, среди которых известен шведский химик Якоб Берцелиус. Он считал, что химический состав минералов может создать более прочную основу их классификации. В третьем издании своей «Системы минералогии» Дэна отказался от естественноисторического критерия и положил в основу классификации химический состав; возрастающие преимущества такой системы отчетливо выявлялись по мере совершенствования методов химического анализа.

В дальнейшем рентгеновские методы изучения внутренней структуры продемонстрировали мудрость выбора именно химической классификации. Классификация Дэна претерпевала некоторые изменения от издания к изданию, но в целом рассмотрение в ней начинается от самородных элементов, затем идут группы анионов — оксиды и галогениды — и завершается описание органическими соединениями. В ранних вариантах классификации силикаты, титанаты, сульфаты, фосфаты и карбонаты рассматривались в разделе кислородных соединений, позднее же они

были выделены особо. В этих минералах анионные группировки представляют собой части структуры с более сильными связями между собой, чем с внешними катионами.

Использование единого химического принципа классификации минералов привело к упразднению «естественноисторических» рангов: классов, порядков, родов и видов. В учебниках минералогии такая таксономия практически не приводится, а делается упор на подразделение минералов на группы в соответствии с их химическим составом, структурными или другими общими физическими свойствами. Прежде всего минералы объединяются в составе химических классов: элементы, карбонаты, силикаты и др. Иногда в классах выделяются подклассы. Следующий ранг составляют химические типы, обычно выделяемые на основе молярных соотношений катионов и анионов. Типы подразделяются на группы, которые объединяют минералы, характеризующиеся сходством химического состава и кристаллической структуры или обладающие парагенетическим сродством. Серия включает минералы с непрерывной вариацией свойств, обусловленной изменением состава. Вид — важная единица в минералогии, по сути она синонимична наименованию минерала. В обиходной практике вид грубо соответствует термину «фаза» в понимании большинства минералогов. Кроме того, существуют еще подвиды и разновидности. Реже используются такие термины, как семейство (обычно как синоним группы или ряда).

Любой порядок группировки минералов до определенной степени произволен. Систематизация минералов, принятая в настоящем томе, в основном дается по «Системе минералогии» Дэна (седьмое издание), в которой минералы объединяются в группы по принципу близкой схожести их структуры, но вместе с тем наблюдается и некоторое отклонение от этого принципа, когда в одну группу включались минералы с иными сходными чертами.

Л. СТЕПЛС

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ; ПРИНЦИПЫ

В основу классификации минералов положен принцип объединения минералов, обладающих сходством, и разделения тех, которые различаются между собой. Поскольку минералы могут проявлять близкие черты, но при этом чем-то различаться, должны быть выбраны критерии, с помощью которых определяют, какие минералы следует сгруппировать совместно, а какие разделить.

ОСНОВЫ КЛАССИФИКАЦИИ МИНЕРАЛОВ

Минералы можно распределить в порядке возрастания их плотности или твердости, по блеску, оптическим свойствам или кристаллической структуре. Можно объединить в одну группу все минералы, в состав которых в качестве главного компонента входит один и тот же химический элемент. Можно рассматривать минералы с точки зрения принадлежности их к определенным классам химических соединений. В разных случаях используются разные системы. Классификация минералов-несиликатов, основанная на химизме минералов и особенностях их кристаллической структуры, по праву относится к числу крупнейших достижений в науке о Земле. Она была разработана Берцелиусом в 1814 г. и свою наиболее совершенную форму обрела в «Системе минералогии» Дэна (седьмое издание).

В системе Берцелиуса—Дэна объединяются минералы, обладающие сходными химическими и структурными характеристиками с возрастающей степенью сходства. Она удобна и понятна, снабжена хорошо продуманной схемой цифрового кодирования, которая позволяет найти место любого минерала в логической связи со всеми другими видами минералов.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВИДЫ

Минеральный вид — фундаментальная единица в минералогической классификации. Минералогическое общество США в 1923 г. приняло следующее определение минерала: минерал — это встречающееся в природе однородное тело неорганического происхождения с выдержанным либо варьирующим в определенном диапазоне химическим составом, с характерными физическими свойствами и обычно кристаллической структурой. Несмотря на то что это определение не совсем удачное, оно в таком или несколько модифицированном виде продолжает находиться в употреблении. Данное определение может вызвать ряд возражений. Так, ограничение «неорганического происхождения» — спорно, поскольку, например, *графит* и некоторые залежи *серы* и *кальцита* имеют органическое происхождение, а в системе Дэна выделяются особо соли органических кислот и некоторые соединения углеводорода. Слово «обычно» не совсем точно отражает суть понятия. Если же его опустить, то придется исключить такие метамиктные вещества, как урановая смолка, *торит* и некоторые разновидности *цирконов*, и такие аморфные вещества, как *опал* и *лешательерит*. Но в таком «обычном» толковании морскую воду и воздух тоже надлежит относить к разряду минералов. Вероятно, правильнее всего изменить это определение, убрав оба вышеуказанных положения, но тогда надо готовым сделать некоторое исключение для сравнительно небольшого количества твердых веществ с некристаллической структурой или органического происхождения, которые обычно рассматриваются как минералы.

Большинство современных минералогов, по-видимому, не согласятся с ограничением в трактовке понятия «минерала» как вещества, «встречающегося в природе». В настоящее время существуют возможности в лабораторных условиях синтезировать кристаллические вещества, неотличимые от своих природных аналогов, при этом экспериментально уже удалось воспроизвести многие эквиваленты природных минералов. С другой стороны, в лабораторных условиях получают вещества, которые обладают структурой, аналогичной структуре известных минералов, но в природе не встречающиеся. Эти соединения многие минералоги склонны относить тоже к минералам.

При внимательном анализе данного определения обращает на себя внимание ограничение «в определенном диапазоне». Если обратиться к *золоту*, то обнаруживается, что оно всегда содержит какое-то количество *серебра*. Возникает вопрос, правомерно ли применять название «золото» к образцам, в одном из которых менее 1 %, а в другом 21 % серебра? Ионы железа, марганца, цинка и магния могут обмениваться в самых разных пропорциях в комбинации с алюминием и кислородом. Можно ли применить одно видовое название по отношению ко всему этому диапазону возможных составов? Все минеральные вещества почти без исключения обладают свойством варьировать по химическому составу. В современной практике принято рассматривать минеральный вид в качестве естественной твердой фазы — в физико-химическом смысле (фаза — физически однородная и механически выделимая часть физико-химической системы).

В пределах системы $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ может иметь место образование непрерывного ряда природных фаз — от чистого $MgSiO_3$ до 90 % $FeSiO_3$, 10 % $MgSiO_3$. В этих пределах могут кристаллизоваться гомогенные фазы любого состава. Строгое следование принципу «минеральный вид представляет собой фазу» требует придания специального наименования каждому возможному составу в пределах данной системы. Расширение списка названий в результате такого подхода привело бы к появлению излишних, ненужных наименований. В обычной практике принято именовать крайние члены природной системы, а число наименований для промежуточных продуктов

Пример кодирования карбонатов по системе Дэна

	Карбонаты
Класс 13	Кислые карбонаты (без подразделения)
Класс 14	Безводные нормальные карбонаты
Тип 1	$A(XO_3)$ (без подразделения)
Тип 2	$AB(XO_3)_2$
14.2.1	Группа доломита:
14.2.1.1	доломит $CaMg(CO_3)_2$
14.2.1.2	анкерит $Ca(Fe, Mg)(CO_3)_2$
14.2.1.3	кутнагорит $Ca(Mn, Mg)(CO_3)_2$
14.2.2	Альстонит $CaBa(CO_3)_2$
14.2.3	Баритокальцит $CaBa(CO_3)_2$
Тип 3	Смешанные минералы (без подразделения)
Класс 15	Водные нормальные карбонаты
Класс 16	Карбонаты, содержащие гидроксильную группу или галогены (без подразделения)
Класс 17	Сложные карбонатные соединения (без подразделения)

в диапазоне всего состава определяется произвольно из соображений удобства. Отнесение этих произвольно выбранных единиц к разряду видов или подвидов — вопрос спорный. В случае, если система $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ кристаллизовалась при умеренных температурах, названия *энстатит* и *ортоферросилит* применяют соответственно к чистым фазам $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$. Более детальное подразделение ведет к появлению названий *бронзит* (10—30 % $FeSiO_3$), *гиперстен* (30—50 % $FeSiO_3$), феррогиперстен (50—70 % $FeSiO_3$) и эвлит (70—90 % $FeSiO_3$). Мейсон и Берри [4] и Уинчелл и Уинчелл [5] считают, что всякая условно выделенная по составу единица должна относиться к категории подвида, и, следовательно, к подвидам должны относиться и крайние члены системы. Вместе с тем в системе $MgAl_2O_4$—$FeAl_2O_4$—$ZnAl_2O_4$—$MnAl_2O_4$ Мейсон и Берри рассматривают крайние члены как виды. В минералогической системе Дэна разновидность (синоним подвида) определяется как «химическое отклонение от принципиального состава». В седьмое издание «Системы минералогии» Дэна не вошли минералы силикаты, поэтому не совсем ясно, какое место в этой классификации занимают члены системы $MgSiO_3$—$FeSiO_3$; в настоящей энциклопедии крайние члены системы $MgAl_2O_4$—$FeAl_2O_4$—$ZnAl_2O_4$—$MnAl_2O_4$ обозначаются как виды.

Вполне очевидно, что при всем удобстве уподобления минерального вида физико-химической фазе термин «минеральный вид» следует толковать более широко. Необходимо отметить, что даже в случае выбора компонентов, составляющих естественную систему, подразделение является достаточно условным поскольку при выделении соединений $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ в ранг системы нельзя не учитывать того факта, что ионы алюминия, кальция, марганца, железа, титана, хрома и никеля неизменно присутствуют в этих сформированных в естественных условиях минеральных веществах. В конечном итоге выбор допустимых рамок «определенного диапазона» является чисто умозрительным.

Установлены критерии, которые должны предопределять выделение какого-то соединения в качестве минерального вида. Право окончательного утверждения новых минеральных видов по общему соглашению принадлежит Комиссии по новым минералам и названиям минералов при Международной минералогической ассоциации *.

* В СССР все предложения сначала апробируются Комиссией по новым минералам и названиям минералов Всесоюзного минералогического общества АН СССР. — *Прим. ред. пер.*

КЛАССИФИКАЦИЯ

Несмотря на трудности, с которыми сталкиваются в стремлении дать четкое определение термина, классификация минералов строится на основе естественных единиц — минеральных видов. Любое соединение, выделенное в ранге минерального вида, должно найти свое место в иерархической системе классификации. В большинстве работ по минералогии принимаются разные системы упорядочения минералов, но все они являются вариантами системы Берцелиуса — Дэна *. В настоящее время перед Комиссией по минералогическим данным и классификации минералов при Международной минералогической ассоциации стоит задача представить обзор по систематизации минералов в рамках единой классификационной схемы. Рассматриваемая здесь классификация в существенной мере опирается на систему Дэна, но при этом указываются некоторые примеры подразделений минералов, используемые в ряде других минералогических работ. Хотя в «Системе минералогии» Дэна не отведено места силикатам, принципы и критерии, положенные в основу систематизации несиликатов, находят такое же применение и при рассмотрении силикатов. Для этого оказалось достаточным ввести лишь одну дополнительную категорию — подгруппу. В таблице приведен пример классификации минералов по системе Дэна с указанием классификационных номеров для видов минералов, относящихся к одному типу.

К л а с с. Первые два тома «Системы минералогии» Дэна охватывают все несиликаты, объединенные в составе 50 крупных единиц, именуемых классами. Подразделение на классы произведено по химическому составу — на основе присутствия в минерале тех или иных анионов или анионных групп. Исходя из этого, все природные силикаты можно выделить в следующий, 51-й класс. Описанные во втором томе 42 класса объединяются в 13 условных группировок более высокого порядка, каждая из которых характеризуется широким диапазоном общих химических свойств. Но это делается только для удобства индексации минералов, и более широкие группировки не играют роли при определении места минерала в классификации. При менее детализированной классификации [4] устанавливается меньшее число классов (обычно 8), и для них в качестве наименований применяются названия указанных выше условных группировок Дэна **.

Т и п. Классы подразделяются на типы, которые объединяют минералы с одинаковыми соотношениями положительных ионов (электроположительных атомов) и отрицательных ионов (электроотрицательных атомов). В пределах классов типы располагаются в порядке уменьшения отношения числа катионов к анионам: например, класс 4 (простые оксиды) можно подразделить на следующие типы: тип 1 A_2X, тип 2 AX, тип 3 A_3X_4, тип 4 A_2X_3 и т. д., где A — положительные ионы, X — отрицательный кислородный ион. Хотя это подразделение основано на химизме, в системе Дэна обнаруживается отчетливая связь между выделенными типами и кристаллической структурой. Так, мине-

* В отечественной литературе к классификации Дэна по своей основе близки классификации А. Г. Бетехтина, Е. К. Лазаренко, многотомного справочника «Минералы». Дальнейшее развитие идея классификации минералов как химических веществ получила в работах А. А. Годовикова [1979, 1983 гг.]. Попытка создания классификации минералов на геологической основе была предпринята в последние годы жизни Е. К. Лазаренко [1975 г.]. — *Прим. ред. пер.*

** Например, галоиды, карбонаты, хроматы и т. д. Под названием галоидов объединено четыре класса, карбонатов — пять классов, хроматов — два класса и т. д. — *Прим. ред. пер.*

ралы разных классов с близкими соотношениями ионов часто проявляют заметное сходство структур: например, *галенит* (класс 2), *периклаз* (класс 4) и *галит* (класс 9) имеют идентичные ионные отношения 1 : 1 и все характеризуются гранецентрированной кубической структурой. Самородные элементы (класс 1) подразделяются на два типа на основании химических связей, при этом тип 2 характеризуется существенно гомеополярной связью.

Силикаты чаще всего грубо подразделяются не на основании соотношения катионов и анионов, а по структурным особенностям; такое подразделение, однако, дает структурные типы, объединяющие минералы с близким отношением Si : O. Поэтому при выделении классов представляется разумным охватывать большее количество признаков, включая в них структурные и химические. В некоторых классификациях термин «тип» заменен такими понятиями, как подкласс или семейство, и тем самым создается возможность избежать смешения с терминами Дэна.

Группа. Многие типы минералов объединяют несколько групп минералов, некоторые включают ряд обособленных видов или одну группу в совокупности с одним видом или более. Тем самым объем группы определяется неоднозначно. Большинство групп состоит из минералов, тесно связанных по структурным и химическим особенностям, например группы *пироксенов*, *полевых шпатов*, *галенита* и *гематита*. Иногда группу формируют минералы, встречающиеся в сходной обстановке, но не обязательно тесно связанные структурно или химически, например *фельдшпатоиды* и *цеолиты*. В ряде случаев минералы кремнезема объединяют в одну группу, несмотря на то что они не обладают структурным или парагенетическим сходством.

Подгруппа. Эта категория в системе Дэна отсутствует. Дир, Хауи и Зусман [1] ввели это понятие с целью подчеркнуть очень близкое сходство составов (и структур), выявляемое в минеральных рядах в пределах групп с широким диапазоном составов. Группу *амфиболов*, например, можно подразделить на подгруппы на основании характера доминирующего иона в позиции X в структуре, описываемой формулой $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, где X — позиция, занимаемая (Mg, Fe) в подгруппе 1, Ca — в подгруппе 2 и Na — в подгруппе 3. При сложных химических замещениях, характерных для некоторых силикатов, выделение подгруппы при классификации силикатов имеет смысл, хотя оно не является необходимым при подразделении несиликатов.

Ряд (серия). «Минералы, проявляющие непрерывные изменения свойств с изменением состава, называются рядами (сериями). В таких случаях естественной минералогической единицей является ряд, а произвольное его подразделение не дает верной картины ни для одной из частей серии». Поскольку практически все минералы обнаруживают вариации состава и других особенностей, то почти все минералы можно рассматривать скорее как ряды, а не виды. Выбор в качестве естественной единицы «ряда» или «вида» зависит от интерпретации реально допустимых вариаций состава, и, следовательно, эти термины могут использоваться в разных значениях. По Дэна, *плагиоклаз* и *шпинель* — типичные примеры рядов.

Вид. Фундаментальная единица классификации (см. выше).

Разновидности и подвиды. Вид можно подразделить на разновидности или подвиды; в системе Дэна употребляется первый термин. Разновидность характеризуется специфическими физическими свойствами (*аметист* прозрачный, пурпурный *кварц*) или относительно малыми вариациями химического состава (*электрум* — разновидность *золота* с содержанием *серебра* 20 %). Гибкость системы Дэна состоит в том, что она позволяет заменить названия разновидностей, в которых в качестве определения выступает соответствующий ион, на название вида, например: хромсодержащий *мусковит* вместо *фуксита*, магнезиальный *фаялит* вместо *гортонолита*, окисно-железистый *биотит* (*ферробиотит*) вместо *лепидомелана*. Это предложение внес в 1930 г. Шаллер.

ЧИСЛОВОЙ КОД

Система Дэна позволяет точно определить положение каждого минерального вида в рамках общей системы путем обозначения классов, типов и видов одной или двумя цифрами, а в случае, если тип включает группы, даются и номера групп. Первая цифра отвечает классу, а вторая — типу. Последняя цифра всегда относится к отдельному виду или ряду. Если вид входит в состав группы, то номер группы помещается между номерами типа и вида. Классификационный номер для минерального вида состоит минимум из трех и максимум из шести цифр; так, код *атакамита* записывается в виде 10.1.11.1, где 10 — номер класса (оксигалоиды и гидрогалоиды), 1 — номер типа (A_m [OOH]$_p X)_q$, 11 — номер группы (группа *атакамита*), 1 — номер ряда (*атакамит*).

Дж. ДЖЕНКИНС

См. также: *Амфиболы*; *Выращивание кристаллов*; *Классификация минералов: история*; *Кристаллография морфологическая*; *Оптическая минералогия*; *Пироксены*; *Плагиоклазы*; *Самородные элементы и сплавы*; *Цеолиты*; *Шкала твердости Мооса*; *Щелочные полевые шпаты*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1—5 (пер. с англ.). М., Мир, 1965—1966.

2. *Hintze C., Linck L.* Handbuch der Mineralogie. 6 vols. Berlin, De Gruyter, 1889—1939.

3. *Hurlbut C. S., jr., Klein C.* Dana's Manual of Mineralogy. 19th ed. New York, Wiley, 1977. 532 p.

4. *Mason B., Berry L. G.* Elements of Mineralogy. San Francisco, Freeman, 1968. 550 p.

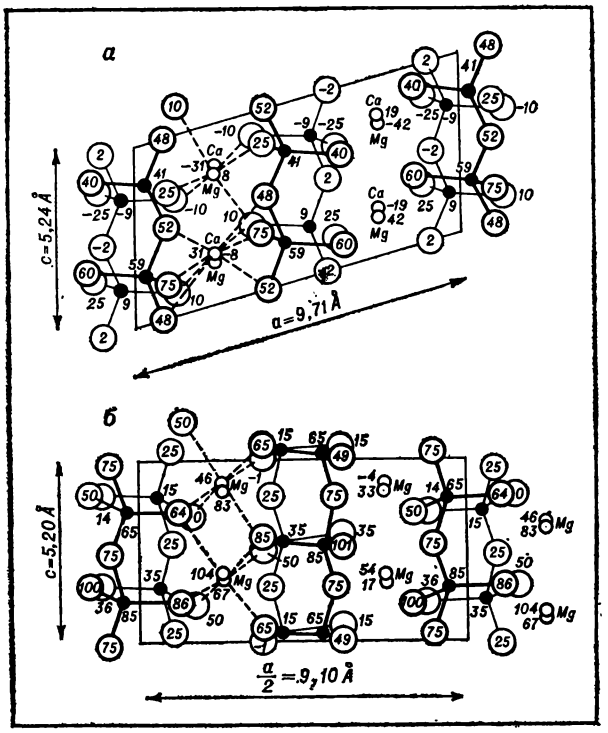
5. *Winchell A. N., Winchell H.* Elements of Optical Mineralogy. Part 2. Description of Minerals. 4 th ed. New York, Wiley, 1951. 551 p.

6. *Strunz H.* Mineralogische Tabellen. 4th ed. Leipzig, Akad. Verlag., 1966. 560 p.

КЛИНОПИРОКСЕНЫ

Клинопироксены и *ортопироксены* входят в виде самостоятельных подгрупп в группу *пироксенов*. Обе подгруппы характеризуются одинарными цепочками тетраэдров SiO_4, соединенных между собой путем обобщения двух из четырех апикальных ионов O^{2-} с образованием бесконечной цепи.

Клинопироксены, более обширная из обеих подгрупп, отличаются от *ортопироксенов* тем, что у них тетраэдрические цепи смещены относительно друг друга в направлении оси z (см. рисунок). Такое смещение приводит к моноклинной элементарной ячейке, а не ромбической, как у *ортопироксенов*. Второе различие между обеими подгруппами заключается в том, что, если параметры b и c их элементарных ячеек приблизительно одинаковы, параметр a элементарной ячейки *ортопироксенов* приблизительно в два раза больше параметра a элементарной ячейки *клинопироксенов*.



Кристаллическая структура *ортопироксена* и *клинопироксена* [Bragg, Claringbull, Taylor, 1965 г.].

а — диопсид; б — энстатит.
Числа указывают расстояние по оси *b* до иона (в сотых долях). Для *энстатита* показано только 0,5*a*.

СОСТАВ

Химические составы *клинопироксенов* варьируют в широких пределах, но все они могут быть представлены следующей структурной формулой:

$$(M_2)^{VI-VIII}_{1-x}\,(M_1)^{VI}_{1+x}\,Si_2O_6, \quad 0 < x < 1,$$

где M_2 = Ca, Mg, Na; M_1 = Mg, Fe^{2+}, Mn, Li, Ni, Al, Fe^{3+}, Cr, Ti.

В *фассаите* и *авгите* незначительное количество Si в тетраэдрической позиции замещается на Al. Позиция M_2, которая может быть занятой или вакантной, меняет координационное число в зависимости от размера катиона. В *клиноэнстатите* ион M_2 представлен Mg в окружении шести ионов O^{2-}. В *диопсиде* же M_2 заселена Ca в восьмерной координации, причем шесть ионов O^{2-} дают по 1/3 электрона каждый, компенсируя заряд 2+ иона Ca, а два иона O^{2-} не добавляют заряда, поскольку они связывают соседние тетраэдры в кремнекислородной цепочке.

В состав подгруппы клинопироксенов входят следующие минералы.

Авгит (Ca, Na)(Mg, Fe, Al, Ti)(Si, Al)$_2O_6$
Акмит [*эгирин*] $NaFeSi_2O_6$
Геденбергит $CaFeSi_2O_6$
Диопсид $CaMgSi_2O_6$
Жадеит $NaAlSi_2O_6$
Йохансенит $CaMnSi_2O_6$
Каноит $(Mn, Mg)_2Si_2O_6$
Клиногиперстен $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$
Клиноферросилит $(Fe, Mg)_2Si_2O_6$
Клиноэнстатит $Mg_2Si_2O_6$
Омфацит (Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al) Si_2O_6
Пижонит (Mg, Fe, Ca)(Mg, Fe)Si_2O_6
Сподумен $LiAlSi_2O_6$
Фассаит Ca (Mg, Fe^{3+}, Al)(Si, Al)$_2O_6$
Ферросилит $Fe_2Si_2O_6$
Юриит (*космохлор*) $NaCrSi_2O_6$

Клинопироксены можно разделить на несколько рядов твердых растворов:

клиноэнстатит—клиноферросилит, где M_2=Mg и M_1 = Mg, Fe^{2+};

диопсид—геденбергит—йохансенит, где M_2= Ca и M_1= = Mg, Fe^{2+}, Mn;

авгит—омфацит—фассаит, где M_2 = Ca, Na и M_1 = = Mg, Fe^{2+}, Mn, Fe^{3+}, Al, Ti, а Si частично замещается Al;

пижонит, где $M_2 < 0{,}2$ Ca и M_1 = Mg, Fe^{2+};

авгит—акмит, где M_2 = Na и M_1 = Fe^{3+}.

Акмит [*эгирин*] является крайним членом ряда твердых растворов; при замещении Na на Ca с сопутствующим замещением Fe^{3+} на Fe^{2+} и Mg получаем второй крайний член этого ряда — *авгит* * Название *эгирин* применяется к членам ряда с 0,7—1,0 иона Fe^{3+} на элементарную ячейку Термин *эгирин-авгит* относится к членам ряда с Fe^{3+} 0,1—0,7 иона на элементарную ячейку. Флейшер [2] придерживается термина *акмит* [вместо эгирина]- Обзор номенклатуры минералов этого ряда можно найти в работе [1].

В остальных *клинопироксенах* замещение ионов крайне ограниченно; сюда относятся:

сподумен, где M_2 = Li и M_1 = Al;
жадеит, где M_2 = Na и M_1 = Al;
юриит (*космохлор*), где M_2 = Na и M_1 = Cr.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Клиноэнстатит и клиноферросилит в земных породах встречаются крайне редко, но обнаружены в некоторых метеоритах (см. *Минералы метеоритов*). *Диопсид* характерен для термально-метаморфизованных известковых осадочных пород, где обычно ассоциирует с *кальцитом* или с *кальцитом и форстеритом*. Он также встречается с *геденбергитом* в скарнах и представляет *пироксены* в некоторых основных эффузивных породах, например в базальтах и пикритах.

Геденбергит встречается в метаморфизованных осадочных породах с большим содержанием железа, в кварцевых сиенитах и в некоторых фаялитсодержащих гранитах. *Йохансенит* в ассоциации с *бустамитом* и *родонитом* встречается в некоторых известняках, метасоматически измененных под воздействием кислых или средних магматических пород.

Авгит наиболее распространен из *клинопироксенов*. В габбро, диабазах (долеритах) и в базальтах он является основным ферромагнезиальным минералом. Он может присутствовать вместе с *ортопироксенами* или *с пижонитом*. *Омфацит* вместе с *пиропом-альмандином* являются основными составляющими эклогитов (см. *Минералогия мантии*) и гранулитов. В эклогитах Al входит в октаэдрические позиции, тогда как в гранулитах он замещает Si в тетраэдрах. *Фассаит* встречается в бескварцевых породах, обычно в метаморфизованных известняках.

Пижонит приурочен к основной массе вулканических пород среднего состава. При медленном охлаждении происходит распад *пижонита* с образованием *авгита* и *ортопироксена*.

Акмит (*эгирин*) является продуктом кристаллизации щелочных магм и встречается вместе с *арфведсонитом* в сиенитах и с *рибекитом* в некоторых щелочных гранитах.

---

* В *авгите* происходит также замещение Si ← Al. — *Прим. ред. пер.*

Клинопироксены с промежуточным составом между *акмитом* (*эгирином*) и *авгитом* (эгирин-авгит) встречаются в кристаллических сланцах вместе с *глаукофаном*, *кросситом* и *рибекитом*.

Сподумен встречается в виде мегафенокристаллов до нескольких метров длиной в богатых Li гранит-пегматитах (см. *Минералы пегматитов*), где ассоциирует с *лепидолитом*, *бериллом* и минералами группы *турмалина*.

Жадеит (см. *Жад*) всегда ассоциирует с *альбитом* в метаморфических породах, образованных в условиях больших давлений и низких температур. *Юрит* встречается в метеоритах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Девитрификация вулканического стекла*; *Жад*; *Ортопироксены*; *Пластические деформации в минералах*; *Породообразующие минералы*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-forming minerals. Vol. 2A. Single-chain silicates. London, Longmans, 1978. 668 p.

2. *Fleischer M.* Glossary of mineral species. Tucson, Arisona, Mineralogical Record, Inc., 1980. 192 p.

КОЭСИТ И СТИШОВИТ

Эти минералы — высокобарические метастабильные полиморфные модификации диоксида кремния — сначала были синтезированы в лабораторных условиях: *коэсит* в 1953 г., *стишовит* в 1961 г. Названия даны соответственно Сосменом [2] и Чао [1] по фамилиям исследователей, впервые синтезировавших эти минералы. В элементарную ячейку *коэсита* входит 6, а *стишовита* 2 формульные единицы SiO_2.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Коэсит, подобно *кварцу* и другим полиморфным модификациям SiO_2 с низкой плотностью, образован тетраэдрами SiO_4, каждый кислород которых является общим для двух соседних тетраэдров. Благодаря более рациональной упаковке кремнекислородных тетраэдров плотность *коэсита* (2,911 г/см^3) на 9,1 % превышает плотность *кварца*. *Коэсит* кристаллизуется в моноклинной сингонии, оптически положителен, имеет показатели преломления 1,599 и 1,604. Низкая растворимость *коэсита* в разбавленной фтористоводородной кислоте используется для его выделения из смеси минералов SiO_2, имеющих пониженную плотность.

Стишовит имеет плотность (4,287 г/см^3) на 47,3 % больше, чем у *коэсита*, и в структурном отношении не похож на другие минералы SiO_2. Структура его такая же, как у *рутила*, ее составляют атомы кремния в шестерной координации с атомами кислорода, причем каждый атом кислорода связан с тремя атомами кремния. Показатели преломления *стишовита* 1,799 и 1,826. Он весьма устойчив по отношению к холодной концентрированной фтористоводородной кислоте, хотя при продолжительном воздействии смеси горячей разбавленной фтористоводородной кислоты с небольшим количеством азотной кислоты может в ней растворяться.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Природные *коэсит* и *стишовит* были обнаружены впервые в подвергшихся импактному метаморфизму песчаниках Коконино в Аризонском метеоритном кратере, соответственно в 1960 и 1962 гг. Затем они были найдены и в окрестностях других кратеров предположительно метеоритно-импактного происхождения. *Коэсит* был также найден в частично расплавленных аллювиальных отложениях вблизи кратера, образованного взрывом 500 т тринитротолуола, а *стишовит* был синтезирован при воздействии на кварцевую породу импульсами давления продолжительностью менее 10 мкс, генерированными взрывами.

В мантии Земли (см. *Минералогия мантии*) *коэсит*, по-видимому, представляет собой стабильную форму кремнезема на глубинах приблизительно 100—300 км. На еще больших глубинах стабильной формой, вероятно, является *стишовит*. Возможно, хотя и маловероятно, что образовавшийся на глубине *коэсит* мог бы сохраниться при его перемещении к поверхности Земли. *Коэсит* быстро превращается в полиморфные модификации кремнезема с пониженной плотностью при температурах выше 350 °С и давлениях ниже 1 бар. Превращение *стишовита* в модификации SiO_2 с низкой плотностью начинается при температуре 1000 °С и давлении 30 кбар, так что сохранность *стишовита* при перемещении к поверхности является фактически невозможной.

Присутствие *коэсита* в метаморфизованных породах указывает на то, что вероятной причиной метаморфизма являлось либо падение метеорита, либо очень крупный неядерный или ядерный взрыв. Присутствие в породе еще и *стишовита* является однозначным свидетельством метеоритного удара или взрыва.

П. ДЕКАРЛИ

См. также: *Кварца группа*; *Минералогия мантии*; *Полиморфизм*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chao E. C. T.* e. a. Discovery of stishovite in nature. — J. Geophys. Res., 1962, 67, p. 419—421.

2. *Sosman R. B.* New high-pressure phases of silica.— Science, 1954, 119, p. 738—739.

КРАНДАЛЛИТА ГРУППА — см. **АЛУНИТА, БЁДАНТИТА, КРАНДАЛЛИТА ГРУППЫ.**

КРИСТАЛЛ — см. **ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ.**

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ — см. **ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ; ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ; КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СТЕКЛА; СИНТЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ; СКЕЛЕТНЫЕ КРИСТАЛЛЫ.**

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ СТЕКЛА

Любой процесс кристаллизации включает три основные стадии: 1) достижение состояния метастабильности, 2) образование зародышей, 3) рост кристаллов. В процессе кристаллизации стекла представлена каждая из этих стадий с определенными модификациями, обязанными уникальным свойствам стекла.

Существует несколько определений стекла. Наиболее общим является определение, по которому стекло представляет собой переохлажденную жидкость с вязкостью более $10^{14,5}$ П. Более узким и более привычным является определение, по которому стекло представляет собой продукт плавления неорганических веществ, застывший без кристаллизации. Это означает, что аморфная структура является статистически не упорядоченной; это, однако, не препятствует наличию порядка в некоторых участках.

Типичный стеклообразующий силикатный расплав является уникальным среди растворов по своей способ-

ности растворять почти все химические элементы. Такой расплав представляет собой раствор оксидов, находящихся в термодинамическом равновесии. Другим необычным свойством стеклообразующего расплава является резкое изменение вязкости с изменением температуры. Следствием этого является сохранение состояния высокотемпературного равновесия при остывании расплава. Растворы, присутствующие в расплаве, становятся в стекле пересыщенными, и состояние высокотемпературного окисления сохраняется. Такое неравновесие, происшедшее в результате резкого повышения вязкости при остывании, отвечает первой стадии процесса кристаллизации.

ЗАРОДЫШЕОБРАЗОВАНИЕ

Переход любого метастабильного состояния, например, стекла, в стабильное требует преодоления энергетического барьера с последующим переходом к состоянию с более низкой свободной энергией. Этот начальный энергетический барьер связан с образованием зародышей и может быть преодолен как при гомогенном (самопроизвольном), так и гетерогенном (индуцированном) зародышеобразовании.

Самопроизвольное зародышеобразование. Возникновение капелек жидкости или кристаллических частиц в пределах гомогенного расплава требует затрат энергии для образования поверхности жидких или твердых частиц. В этом и заключается причина возникновения энергетического барьера. Свободная энергия, необходимая для образования стабильного зародыша, ΔF есть поэтому сумма свободной энергии, необходимой для образования поверхности, F_s и свободной энергии образования самого тела F_v. Последняя величина при температуре ниже точки плавления — отрицательная, так что

$$\Delta F = F_s - F_v.$$

Принимая сферическую форму образующихся частиц, имеем

$$\Delta F = 4\pi r^2 \Delta f_s - \frac{4}{3}\pi r^3 \Delta f_v,$$

где Δf_s — свободная энергия на единицу площади поверхности между соприкасающимися фазами; Δf_v — изменение свободной энергии, приходящееся на единицу объема, при превращении одной фазы в другую. Для любых значений Δf_s и Δf_v имеется максимальная ΔF для некоторого критического радиуса r^*. Сферические частицы с радиусом, меньшим r^*, называемые эмбрионами, постоянно образуются и растворяются, так как для их роста требуется увеличение свободной энергии. Частицы с радиусом, большим r^*, могут расти с уменьшением свободной энергии и потому являются стабильными зародышами. Вновь образовавшиеся эмбрионы обладают повышенным давлением пара или повышенной растворимостью из-за своих малых размеров. В этом состоит качественное объяснение, почему они исчезают, а не растут. Уравнение Кельвина устанавливает связь между сверхрастворимостью капелек и их размерами:

$$\ln \frac{p_r}{p_\infty} = \ln \alpha = \frac{2M\sigma}{RT\rho r},$$

где p_r — давление пара капельки с радиусом r; p_∞ — давление пара плоской поверхности; α — мера сверхрастворимости как отношение давлений или концентраций; σ — поверхностное натяжение; M — молекулярная масса жидкости, образующей капельку; ρ — плотность капельки.

Используя критический радиус r^*, имеем для ΔF [поскольку изменение свободной энергии Гиббса описывается уравнением $\Delta F = (4/3)\pi r^2\sigma$]

$$\Delta F^* = \frac{16\pi M^2\sigma^3}{3\rho^2 R^2 T^2 \ln^2 \alpha},$$

что дает нам величину барьера зародышеобразования, выраженную через степень сверхрастворимости. Скорость зародышеобразования пропорциональна вероятности преодоления барьера.

Индуцированное зародышеобразование. Одним из способов уменьшения ΔF^* является образование эмульсии жидкость—жидкость. Энергия, приходящаяся на единицу площади поверхности между двумя стеклами, Δf_s мала, так что эмульсии будут легко давать зародыши кристаллов в нестабильных областях. Энергетический барьер значительно понижается и в присутствии инородных частиц, которые могут выступать в качестве центров кристаллизации. Из теории индуцированного зародышеобразования следует то же, что и из теории самопроизвольного зародышеобразования, за исключением сделанного допущения относительно энергии поверхности раздела между включением и стеклом.

В любом стекле зародыши будут образовываться по механизму, требующему наименьших затрат энергии. Если стекло является той фазой, которая будет отделяться, то такой механизм из-за низкой требуемой энергии будет возможен. Если могут формироваться несколько кристаллических фаз, первыми станут возникать зародыши фазы с наименьшим барьером свободной энергии зародышеобразования. В общем случае эта фаза имеет пониженную устойчивость и структуру, наиболее близкую к структуре стекла. Эта ранняя кристаллическая фаза действует затем в качестве центров зародышеобразования для других кристаллических фаз. В дальнейшем возможно эпитаксиальное нарастание, если обе структуры являются совместимыми (см. *Эпитаксия*). Процесс кристаллизации в многокомпонентной системе может включать последовательное образование многих фаз или групп кристаллических фаз в зависимости от механизма, ответственного за зародышеобразование.

РОСТ КРИСТАЛЛОВ

После того как барьер свободной энергии тем или другим образом преодолен, переход к состоянию с более низкой энергией может осуществляться путем роста кристаллов. Рост кристаллов в стекле может быть ограничен: 1) диффузией вещества в растущий кристалл и 2) адсорбцией и ориентировкой границ раздела стекло—кристалл. Десорбция и противодиффузия должны рассматриваться только по аналогии с адсорбцией и диффузией. Обычно кристаллизующаяся фаза имеет не совсем тот состав, что основная масса стекла, и вещество должно перемещаться на значительное расстояние. Если энергия активации для диффузии Q больше, чем энергия активации на поверхности раздела Q', реакция будет контролироваться диффузией. Однако, если Q меньше Q', скорость будет зависеть от адсорбции и ориентировки границы стекло—кристалл. Чем меньше частичка и чем меньше степень пересыщенности, тем более вероятно, что Q' больше Q. Однако в тех немногих случаях, когда скорость роста твердых фаз в стекле была измерена, время роста зависело от скорости, контролируемой диффузией, следующим образом:

$$U = A \exp - \left[\frac{CT_l}{H(T_l - T)kT} - \frac{Q}{kT} \right],$$

где A и C — константы; T_l — температура ликвидуса; T — температура на границе стекло—кристалл; H — теплота двумерной конденсации; Q — энергия активации для диффузии.

Эмпирически было найдено, что энергия активации зависит от вязкости; тогда уравнение принимает вид

$$U = \frac{A}{\eta} \exp - \left[\frac{ZT}{T_1 (T_1 - T)}\right],$$

где η — вязкость; Z — константа.

Отсюда следует, что те же параметры, которые контролируют рост кристалла, определяют и вязкость.

Для объяснения деталей роста кристаллов предложено много теорий, но рассмотрение их лежит за пределами темы настоящей статьи.

Д. ДЬЮК

См. также: *Выращивание кристаллов*; *Девитрификация вулканического стекла*; *Эпитаксия*.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА

Кристаллическая решетка, называемая также решеткой Бравэ или пространственной решеткой, представляет собой расположение точек в трехмерном пространстве, при этом окружение всех точек одинаково. Таким образом, она образует бесконечный рисунок из безразмерных точек. Бесконечные трехмерные решетки используются в кристаллографии для описания структурных мотивов, присущих всем кристаллам. Периодическое расположение атомов, ионов, молекул или радикалов в кристалле описывается в терминах решетки и асимметричной единицы *, при этом фактические химические единицы приписываются каждой точке решетки. Любая решетка может быть описана с помощью векторов трансляций. Вектор трансляции представляет собой некоторое перемещение, при повторении приводящее к идентичному расположению точек. В 1850 г. (см. *Кристаллография: история*) Август Бравэ установил, что существует только 14 типов трансляционных пространственных решеток, основанных на симметрии, которой может обладать периодическое расположение точек.

СЕТКИ

Некоторые свойства решеток могут быть проиллюстрированы с помощью сеток, являющихся их двумерными аналогами. Любые два непараллельных вектора описывают сетку (рис. 1). Эти два вектора могут быть одинаковой или разной длины и располагаться перпендикулярно друг к другу или нет. Одна и та же сетка может быть изображена различными парами трансляционных векторов, выбор которых условен и определяется удобством решения кристаллографических вопросов.

Трансляционные векторы выбираются таким образом, что при повторении они образуют параллелограмм, который является элементарной ячейкой данной сетки (рис. 2). Бесконечное повторение элементарного параллелограмма с помощью векторов трансляции описывает сетку.

Элементарная ячейка называется примитивной (P), если она содержит только одну точку решетки. Это можно продемонстрировать незначительным сдвигом ребер элементарной ячейки в произвольном направлении, когда в результате в элементарную ячейку входит только одна точка (см. рис. 2). (Иначе говоря, каждая точка сетки принадлежит четырем элементарным ячейкам.)

При другом выборе векторов трансляции точки решетки находятся в центре и вершинах элементарной ячейки, при этом возникает непримитивная, центрированная сетка с двумя точками в каждой элементарной ячейке (см. рис. 2).

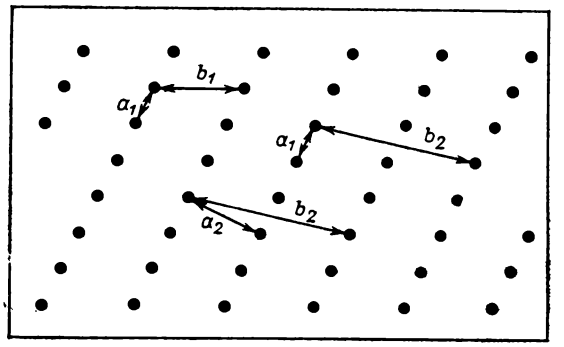


Рис. 1. Сетка (двумерная решетка) с четырьмя различными векторами трансляции — a_1, b_1, a_2 и b_2 [4].

Следует отметить, что выбор a_1 и b_2 описывает только половину точек в сетке.

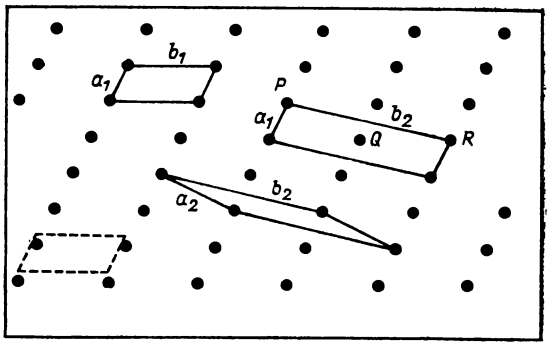


Рис. 2. Сетка с элементарными ячейками, определяемыми векторами трансляции, изображенными на рис. 1 [4].

Заметим, что выбор a_1 и b_2 приводит к гранецентрированной ячейке. Элементарная ячейка, изображенная штриховой линией внизу слева, слегка смещена, чтобы было видно, что примитивная ячейка содержит только одну точку.

Существуют и другие способы выбора векторов трансляции и элементарных ячеек, но они обычно не используются.

Следует заметить, что сетке присуща либо примитивность, либо центрированность. Выбор векторов трансляции и элементарных ячеек осуществляется указанным выше способом. Очевидно, что центральная точка имеет окружение, идентичное таковому для всех остальных точек. Все непримитивные сетки можно свести к примитивным с помощью выбора соответствующих новых векторов трансляции, хотя симметрия сетки может при этом понижаться по сравнению с симметрией каждой элементарной ячейки. Сказанное справедливо и для трехмерных решеток.

РЕШЕТКА БРАВЭ

Решетка Бравэ описывается с помощью трех векторов трансляции, один из которых не лежит в плоскости сетки. Направления трех векторов трансляции описывают три определенные оси решетки. В кристаллографии принято, что положительный конец оси z направлен вдоль страницы вверх, положительный конец оси y — вправо, положительный конец оси x — на читателя или перпендикулярно к странице (изображается влево вниз).

Элементарная ячейка описывается ребрами a, b, c, расположенными соответственно вдоль осей x, y, z, и углами между ребрами: α между b и c (y и z), β между a и c (x и z), γ между a и b (x и y). Эти шесть величин являются

* Имеется в виду независимая часть элементарной ячейки кристалла. — *Прим. ред. пер.*

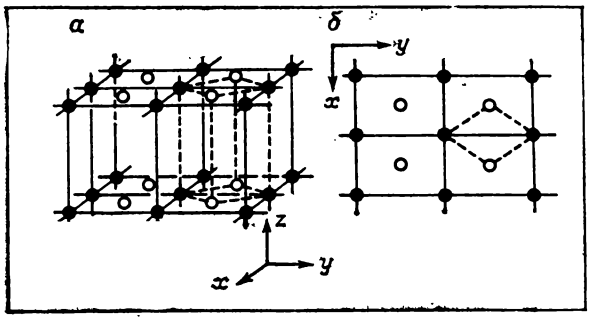


Рис. 3. Базоцентрированная решетка [4].

а — объемное изображение (сплошные линии обозначают элементарную ячейку базоцентрированной решетки, штриховые — примитивную элементарную ячейку той же решетки); *б* — проекция этой решетки вдоль оси *z* (все точки по высоте имеют координату 0).

параметрами решетки. Определение параметров элементарной ячейки, типа решетки (примитивна она или нет), расположения точек элементарной ячейки вне вершин (если она непримитивна) строго и полно описывает решетку.

В случае непримитивной решетки точки могут располагаться в центре одной грани или всех граней или в центре параллелепипеда элементарной ячейки. Последняя может выбираться в любой другой точке непримитивной решетки, но она будет нестандартной, малоупотребляемой и будет сводиться к одной из вышеописанных элементарных ячеек, получаемых при выборе других векторов трансляции (см. рис. 2). Так как противоположные грани элементарной ячейки идентичны по определению, размещение точки

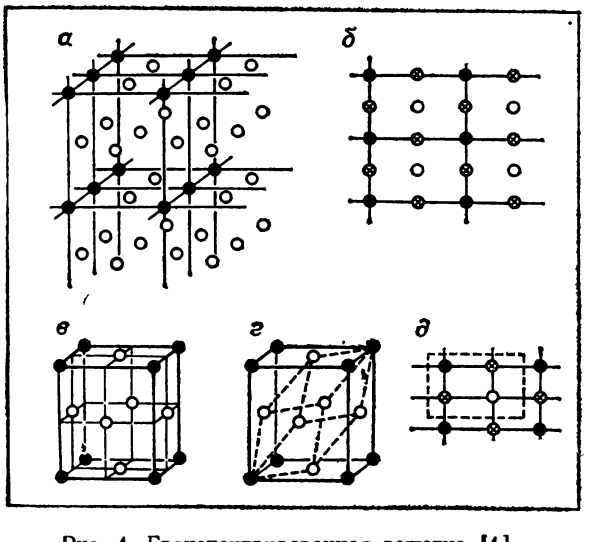


Рис. 4. Гранецентрированная решетка [4].

а — объемное изображение (сплошные линии обозначают элементарные ячейки центрированной решетки, черные и белые кружки — идентичные точки решетки, белые кружки находятся в центре граней); *б* — проекция той же решетки вдоль оси *z* (перечеркнутые кружки расположены на высоте 1/2, остальные — на высоте 0); *в* — объемное изображение базоцентрированной элементарной ячейки (выделена более жирными линиями) с обозначением введенных, центрирующих грани, точек (показаны более слабыми линиями); *г* — объемное изображение элементарной ячейки гранецентрированной решетки (сплошные линии), примитивная элементарная ячейка обозначена штриховой линией; *д* — проекция элементарной ячейки, смещение начала координат (штриховая линия) наглядно показывает, что в ячейку входит 4 точки решетки.

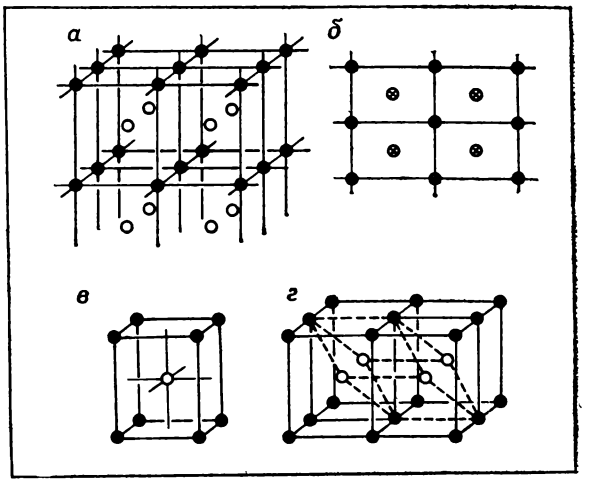


Рис. 5. Объемноцентрированная решетка [4].

а — объемное изображение (сплошные линии обозначают центрированную решетку, черные и белые кружки — идентичные точки решетки); *б* — проекция той же решетки вдоль оси *z* (точки, обозначенные перечеркнутыми кружками, расположены на высоте 1/2, остальные — на высоте 0); *в* — объемное изображение одной объемноцентрированной элементарной ячейки с обозначением введенной центрирующей ячейку точки; *г* — объемное изображение четырех элементарных ячеек (штриховой линией обозначена примитивная элементарная ячейка).

решетки в центре одной грани приводит к одновременному появлению точек решетки в центре противоположной грани.

Если непримитивная решетка центрирована в плоскости *ab*, она называется базоцентрированной *C*-ячейкой, в плоскости *ac* — базоцентрированной *B*-ячейкой, в плоскости *bc* — базоцентрированной *A*-ячейкой (рис. 3). (Центрирование двух непротивоположных различных граней решетки одновременно невозможно, так как результирующие точки не будут иметь окружения, аналогичного точкам, находящимся в вершинах). Добавление точки решетки в центр одной грани вызывает появление в элементарной ячейке двух точек решетки.

Непримитивная решетка, имеющая дополнительные точки в центрах всех шести граней (обозначается *F*), имеет четыре точки решетки, принадлежащие каждой ячейке (рис. 4). Если имеется дополнительная точка в центре ячейки непримитивной решетки (обозначается *I*), то она имеет две точки для каждой элементарной ячейки (рис. 5).

СИММЕТРИЯ РЕШЕТКИ

Решетки, являясь периодическими рядами точек в пространстве, обладают симметрией (см. *Симметрия*) и классифицируются на этой основе. Действительно, сохранение симметрии решетки в каждой элементарной ячейке является основанием для выбора непримитивных элементарных ячеек. Наиболее общей является примитивная ячейка (*P*), в которой $a \neq b \neq c$ и $\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$ (знак неравенства может не сохраняться при условии наличия симметрии). Решетка является триклинной, если ее симметрия $\bar{1}$; в этом случае должны быть определены все три ребра и три внутренних угла элементарной ячейки. Для моноклинной симметрии $2/m$, $a \neq b \neq c$ и $\beta \neq \alpha = \gamma = 90^\circ$. Оси моноклинной решетки выбираются так, что *x* и *z* составляют минимальный тупой угол. Существует как примитивная, так и *C*-центрированная ячейки (рис. 6). (Существуют две принятые установки моноклинных решеток; данная в этой книге обозначается как «вторая уста-

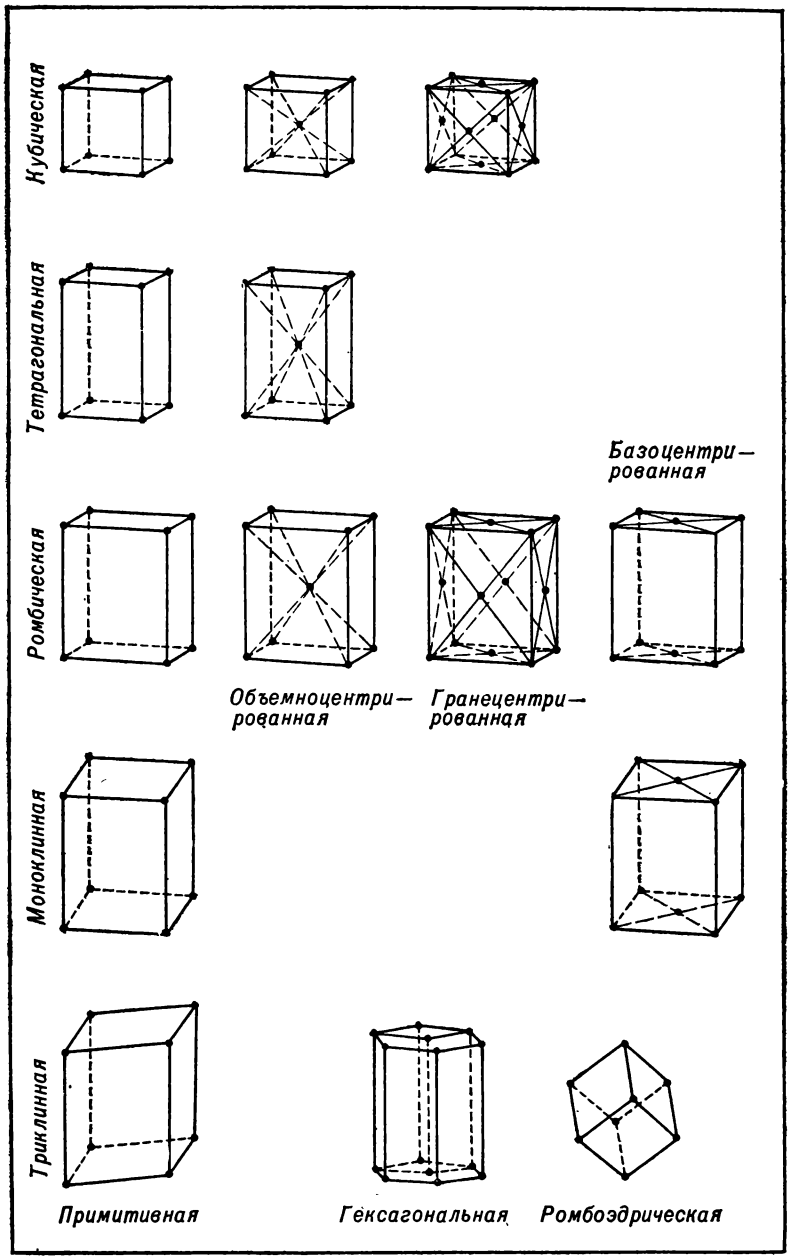


Рис. 6. Четырнадцать пространственных решеток Бравэ, расположенных соответственно характеру решетки и симметрии.

новка» и является стандартной в кристаллографических исследованиях [3]).

Если в решетке $a \neq b \neq c$, но $\alpha = \beta = \gamma = 90°$, она обладает ромбической симметрией $2/m2/m2/m$. Ромбическая решетка может быть примитивной (P), базоцентрированной (A, B, C), гранецентрированной (F), объемноцентрированной (I) (см. рис. 6). Принято выбирать оси таким образом, чтобы $b > a > c$ (от этого условия обычно отказываются, если необходимо показать взаимоотношения в структуре реального кристалла).

Решетка, в которой $a = b$ (обозначаются a_1 и a_2), c либо больше, либо меньше a и расположена перпендикулярно к плоскости a_1a_2 и $\gamma = 120°$, обладает осью z третьего (тригональная) или шестого (гексагональная) порядка. В этом случае элементарная ячейка представляет собой ромбическую призму и является примитивной. Существует специальная тригональная решетка с точками на $2/3a_1$, $1/3a_2$, $1/3c$ и $1/3a_1$, $2/3a_2$, $2/3c$, называемая ромбоэдрической. Другое описание ромбоэдрической ячейки: $a = b = c$, $\alpha = \beta = \gamma \neq 90°$ [4, 1].

Если $a = b \neq c$ и $\alpha = \beta = \gamma = 90°$, ось z является осью симметрии четвертого порядка, а решетка — тетрагональной. Она может быть примитивной или объемноцентрированной. (Возможный выбор ребер a под углом

45° по отношению к указанному выше приводит к базоцентрированной *C*- или гранецентрированной *F*-ячейке, что может быть удобно при описании реальных кристаллов. Такой выбор не изменяет самой решетки, а только ее изображение и описание.)

Существуют три типа решетки, в которых $a = b = c$ ($a_1 = a_2 = a_3$) и $\alpha = \beta = \gamma = 90°$. Это кубическая (изометричная) примитивная, *F*- и *I*-центрированные решетки. Таким образом, имеется 14 типов пространственных решеток, выведенных Августом Бравэ в 1850 г. (см. рис. 6). Как было указано, различный выбор осей приводит к различному их изображению, но типов решеток существует всего 14.

АСИММЕТРИЧНАЯ ЕДИНИЦА

Решетка — это не структура, а набор определенных точек, описывающих повторяющиеся свойства в трех направлениях. При описании структуры реального кристалла каждой точке соответствует определенная химическая единица (атом, ион, молекула, радикал, любая совокупность атомов или ионов, симметрично не связанных друг с другом). Эта химическая единица, асимметричная единица, является минимальной частью структуры кристалла, которая при повторении операциями симметрии решетки образует или описывает внутреннюю структуру. Таким образом, точка решетки не обязательно соответствует позиции определенного атома или иона в кристаллической структуре; действительно, много сложных кристаллических структур лучше всего изображаются, когда асимметричная единица выбирается так, что точки решетки не совпадают с определенным атомом или ионом (см., например, *Ортопироксены*: *Пироксены*).

Точка решетки безразмерна; симметрия решетки содержится в рядах ее точек. Однако асимметричная единица может иметь свою собственную симметрию, вытекающую из кристаллической структуры и имеющую более низкую симметрию по сравнению с соответствующей ей решеткой (сравните симметрию и структуру *пирита* и *галита*).

Для полного описания кристаллической структуры после идентификации соответствующей ей решетки (включая тип решетки и параметры элементарной ячейки) следует давать координаты химических единиц внутри асимметричной единицы. Обычно они даются в виде позиционных параметров атомов или долях *a*, *b* и *c* в направлениях *x*, *y* и *z*. Когда эти доли не являются простыми дробями вида 1/2, 1/2, 1/2 для объемноцентрированной решетки, они могут быть даны в процентах от *a*, *b* или *c*.

Для полного геометрического описания кристаллической структуры необходимо привести параметры решетки и позиционные параметры для каждого атома.

К. ФРЕЙ

См. также: *Виды симметрии*; *Габитус кристаллов*; *Кристаллография: история*; *Кристаллография морфологическая*; *Направления и плоскости*; *Символы пространственной группы*; *Симметрия*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Buerger M. J.* Elementary Crystallography. Rev. Print, New York, Wiley, 1963. 528 p.

2. *Bloss F. D.* Crystallography and Crystal Chemistry. New York, Holt, Rinehart and Winston, 1971. 545 p.

3. *Henry N. F. M. and Lonsdale K., eds.* International Tables for X-ray Crystallography. Vol. 1, 1965, Birmingham, Kynoch Press, p. 6—56.

4. *Megaw H. D.* Crystal Structures: A Working Approach. 1973, Philadelphia, Saunders. 563 p.

5. *Phillips F. C.* An Introduction to Crystallography, 4th ed. London, Longman; New York, Wiley, 1971. 351 p.

Вайнштейн Б. К. Современная кристаллография. Т. 1. Симметрия кристаллов. Методы структурной кристаллографии. М., Наука, 1979. 384 с.

Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография. М., Высшая школа, 1972. 352 с.

КРИСТАЛЛОГРАФИЯ: ИСТОРИЯ

Слово «кристалл» происходит от греческого слова krystallos, означающего прозрачный *лед*; в этом нашла отражение сохранявшаяся до XVII в. вера в то, что прозрачный *кварц*, горный хрусталь, представляет собой навечно замерзшую воду. Латинское слово crystallus означало любой драгоценный камень, имеющий геометрически правильную форму, а в XVII в. название «кристалл» распространилось на все обладающие правильной формой химические соли. Р. Гук в своей «Микрографии» (Лондон, 1665 г.) первым попытался объяснить, почему кристаллы образуются в форме многогранников, постулируя, что составляющие их частицы являются шаровидными, и показывал, что правильные геометрические формы образуются в результате сложения из соприкасающихся шариков.

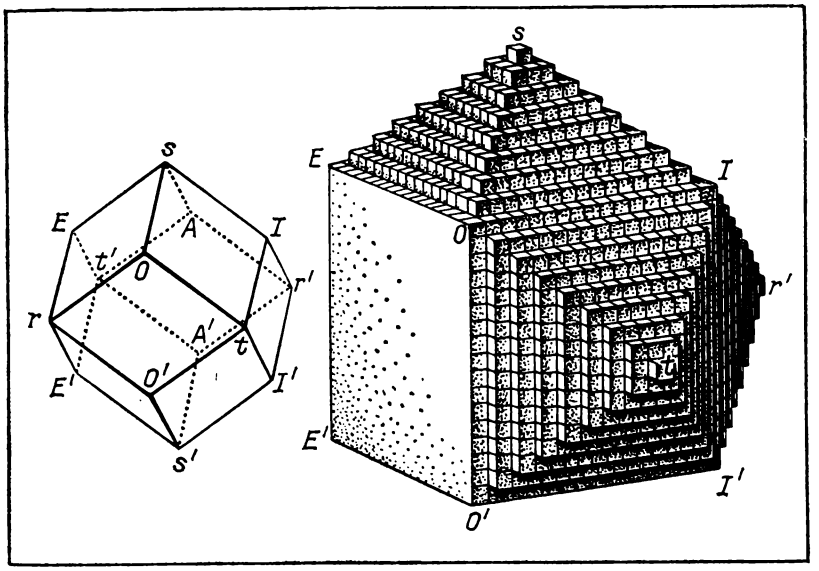
Наиболее пространным трудом XVII в., трактующим о кристаллах, явились тезисы («Prodromus») диссертации Николаса Стено «О твердом, естественно содержащемся в твердом» (De solido intra solidum naturaliter contento, Флоренция, 1669 г.). Стено отбрасывает существовавшие до него взгляды, по которым кристаллы в земле растут как растения, и защищает тезис о том, что их рост происходит за счет присоединения частиц непосредственно из раствора к уже существующим граням. Он признавал, что рост кристаллов является направленным, и понимал, что конечная форма кристалла целиком зависит от скорости роста в различных направлениях.

На последующее развитие мысли оказало влияние утверждение Стено о важности изучения условий растворения кристаллов, как и его замечание о том, что все искажения формы кристалла во время его роста можно уподобить процессу, при котором первоначальная форма определенным образом усекается по телесным углам и по конечным плоскостям [т. е. по ромбоэдрическим граням горного хрусталя]. Этот вывод явился логической основой для будущей классификации кристаллов.

Двумя другими значительными сочинениями XVII в. были работы Эразма Бартолина «Опыты с двупреломляющим исландским кристаллом, которые привели к открытию чудесного и необычного преломления» (Experimenta crystalli Islandici disdiaclastici quibus mira et insolita refractio detegitur, Копенгаген, 1669 г.) и Христиана Гюйгенса «Трактат о свете» (Traité de la lumière, Лейден, 1690 г.). Бартолин открыл и описал двупреломление света, проходящего через кристалл исландского шпата (*кальцита*), а Гюйгенс сделал блестящую, хотя и безуспешную попытку дать научное объяснение этого явления. В этот же период такие исследователи, как Антоний ван Левенгук, продолжали микроскопическое изучение кристаллов.

Задача классификации кристаллов была выдвинута лишь в XVIII в. Первой большой работой явилось «Введение в кристаллографию; о так называемых кристаллах» Мориса Капеллера (Prodromus crystallographiae de crystalli improprie sic dictis commentarium, Люцерн, 1723 г.), в которой 40 окристаллизованных тел были распределены по 9 классам. Линней в своей «Системе природы» (Systema naturae, Стокгольм, 1768 г.) разделял минералы и соли на четыре рода по форме кристаллов: гексагональная призма, куб, тетрагональная призма и октаэдр.

Большая работа по классификации кристаллов была проделана в XVIII в. Ж. Ромэ-Делилем. За первой работой, «Опыт кристаллографии» (Essai de cristallographie, Париж, 1772 г.), последовал четырехтомный шедевр



Построение ромбододекаэдра из кубических интегрирующих молекул [Найу, 1801 г.].

«Кристаллография, или описание форм, свойственных различным телам минерального царства» (Cristallographie, ou description des formes propres à tous les corps du règne minéral, Париж, 1783 г.). Он классифицировал около 450 кристаллов, выделив шесть основных исходных форм: правильный тетраэдр куб, правильный октаэдр, ромбоэдр, ромбический октаэдр [т. е. ромбическая дипирамида] и додекаэдр с треугольными гранями [т. е. гексагональная дипирамида]. Разнообразие форм веществ он связывал с процессом усечения, действующего на исходную форму, причина которого неизвестна. Его вторая работа имела очень большое значение вследствие применения им гониометрии. Постоянство углов между гранями кристаллического вещества было впервые обнаружено Стено на примере *кварца* и, должно быть, было известно таким исследователям, как Гюйгенс и Д. Гуглиельмини. Однако в ясной форме этот закон был впервые изложен в работе Ромэ-Делиля, а внимание к нему было привлечено его сотрудником А. Каранжо, изобретателем прикладного гониометра.

Ренэ Ж. Гаюи вскрыл математические соотношения между различными гранями кристаллических веществ; его первый труд носил название «Опыт теории структуры кристаллов» (Essai d'une théorie sur la structure des crystaux, 1784 г.). Гуглиельмини в 1705 г. предположил, что распавшиеся по спайности осколки представляют собой исходные многогранники, из которых составлены кристаллы; Х. Вестфельд и Й. Ван в 1767 г. высказали мнение, что кристаллы *кальцита* образованы из ромбоэдрических молекул; Т. Бергман в 1771 г. вывел скаленоэдр *кальцита* из спайного ромбоэдра, однако не смог показать образование гексагональной призмы *кальцита*; эту проблему решил Гаюи.

Метод Гаюи заключается в тщательном разделении кристалла по спайности до тех пор, пока получающаяся форма не перестанет претерпевать дальнейших изменений. Разделение по спайности целого ряда веществ показало ему, что число различных «ядер», получаемых таким образом, можно свести к шести различным формам, которые он называл примитивными. Они в свою очередь математическим путем могли быть подразделены на три типа, названные Гаюи «интегрирующими молекулами», которые являются [строительными кирпичиками всех кристаллов: тетраэдр, трехгранная призма и параллелепипед.

Гаюи называл математические соотношения (относимые теперь к закону рациональных индексов) «законами убывания», каждый из которых индивидуально или в комбинации друг с другом служит для объяснения облика любой формы кристалла. Каждая грань кристалла может рассматриваться как построенная путем постепенного добавления пластин толщиной в одну молекулу из соприкасающихся интегрирующих молекул. При условии, что «ядро» кристалла представлено кубом и что добавляемые интегрирующие молекулы также имеют форму куба, если каждый последующий слой уменьшать на один ряд кубических молекул, то куб в конечном счете примет форму додекаэдра с ромбическими гранями (см. рисунок). Убывание может также происходить не от краев пластин, а от углов, причем оно осуществляется не более чем через шесть рядов молекул. Начав с анализа *граната* и *кальцита*, Гаюи в последующие 40 лет охватил своими исследованиями сотни кристаллических веществ.

То обстоятельство, что многие вещества не обладают удовлетворительной спайностью, явилось причиной ошибок в анализе Гаюи, а более совершенный отражательный гониометр, изобретенный Волластоном, вскрыл и другие ошибки *. В дальнейшем Гаюи отождествлял интегрирующие молекулы и химические молекулы вещества, отстаивая приоритет кристаллографии в определении минеральных видов. Открытие Э. Митчерлихом в 1819 и 1822 гг. явлений изоморфизма и полиморфизма опровергло это утверждение, а выявление точных соотношений между оптическими свойствами и формой кристалла и установление шести кристаллографических систем привело к постепенному забвению метода Гаюи.

В 1808 г. Х. Вейс опубликовал трактат «О способе определения основного геометрического характера кристаллических форм» (De Indagando formarum cristallinarum caractere geometrico principali), в котором изложил свою идею о том, что все кристаллы имеют по крайней мере одну ось, с которой совпадает особое, главное направление, и что формы кристаллов могут быть описаны

* Волластон (1766—1828) предложил в 1813 г. заменить параллелепипеды на математические точки (центры параллелепипедов),[перестроив теорию на простое и более совершенное представление о структуре кристаллов как пространственной решетки. — *Прим. ред. пер.*

исходя из наклона граней к этим осям. В 1815 г. Вейс различал современные кубическую, тетрагональную, ромбическую и гексагональную кристаллографические системы; в 1816 г. он опубликовал систему обозначения простых форм кристалла. Современные индексы, введенные В. Миллером в 1839 г., соответствуют символам Вейса (см. *Направления и плоскости*), но проще и удобнее их. Параллельно с Вейсом работал Ф. Моос. В 1822 г. он опубликовал первый том своего «Основания минералогии» (Grund-Riss der Mineralogie), в котором он, как и Вейс, распределял кристаллы по системам, но сделал при этом следующий шаг, выявив возможность существования систем, в которых не все оси взаимно перпендикулярны. Спустя 2 года Моос во втором томе своего труда и независимо от него К. Науманн установили современные триклинную и моноклинную кристаллографические системы. В 1830 г. Й. Гессель внес вклад в анализ внешней симметрии кристаллов, показав, что с геометрической точки зрения может существовать только 32 точечные группы, т. е. комбинации элементов кристаллографической симметрии. Это уже современные виды симметрии. Работа Гесселя была не замечена, и 32 вида симметрии были независимо определены О. Бравэ * в 1848 г. (см. *Виды симметрии*).

В начале XIX в. были сделаны многочисленные попытки построить модели внутренней структуры кристаллов, исходя из их спайности, внешней симметрии и анизотропии физических свойств. В 1824 г. Л. Зеебер предложил концепцию внутренней кристаллической решетки, поместив в центры интегрирующих молекул Гаюи маленькие сферические «атомы», которые фактически создали пространственную решетку. В то же время два французских математика К. Навье и О. Коши, исследуя проблему упругости, предложили представить твердое тело в виде множества математических точек, симметрично расположенных в пространстве. В Германии лишь математическая ошибка помешала М. Франкенгейму вывести верное число кристаллических решеток (Die Lehre von der Cohäsion, Breslau, 1835 г.). В 1840 г. Г. Делафос утверждал, что интегрирующие молекулы Гаюи, а не химические молекулы вещества соответствуют межмолекулярным расстояниям или конфигурации узлов кристаллической решетки. Все эти исследования предшествовали работе Бравэ.

Начиная с 1848 г. Бравэ написал серию «мемуаров», в которых он вначале рассматривал типы геометрических фигур, образованных точками, закономерно распределенными в пространстве. Затем он применил полученные выводы к кристаллам, в которых точкам соответствуют центры тяжести химических молекул. Подойдя к проблеме таким образом, Бравэ смог объяснить спайность и внешнюю симметрию кристаллов как функцию ретикулярной плотности. Самым важным является то, что Бравэ показал существование не более 14 типов пространственных решеток [«решеток Бравэ»], различающихся по симметрии и по геометрической форме, трансляционное повторение которых в пространстве сохраняет симметричное расположение точек в кристаллической структуре. Эти пространственные решетки могли быть распределены по шести ранее найденным кристаллографическим системам [у Бравэ — по семи «классам совокупностей точек»].

Как именно химические атомы или молекулы располагаются в элементарных ячейках, образующих пространственную решетку, оставалось невыясненным. В 1879 г. Л. Зонке вывел 65 различных систем точек. Е. С. Федоров * в 1891 г. показал, что возможно только 230 пространственных групп, но, поскольку его работа вышла в России, она не стала общеизвестной до выхода в свет в том же 1891 г. работы А. Шенфлиса, который пришел к такому же выводу, рассматривая эту проблему в рамках геометрической теории групп. Результат включал также введение двух новых элементов симметрии — винтовой оси и плоскости скольжения (трансляции).

Но даже эти значительные математические достижения не раскрыли действительной структуры кристаллов из атомов, ионов или молекул. Ответ на этот вопрос можно было получить только с открытием М. фон Лауэ в 1912 г. метода дифракции рентгеновских лучей. Совершенствование и развитие этого метода, прежде всего В. Г. Брэггом и В. Л. Брэггом [отцом и сыном], возвещает наступление современного периода кристаллографии **.

Дж. БЁРК

См. также: *Виды симметрии; Габитус кристаллов; Двойникование; Кристаллическая решетка; Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Оптическая ориентировка; Символы пространственной группы; Симметрия.*

Шубников А. В. У истоков кристаллографии. М., Наука, 1972. 50 с. *Шафрановский И. И.* История кристаллографии с древнейших времен до начала XIX столетия. Л., Наука, 1978. 295 с.

КРИСТАЛЛОГРАФИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ

Вещество с внутренней кристаллической структурой, т. е. закономерным расположением атомов или ионов, и определенной внешней геометрической формой называют кристаллом. Кристаллическим называют вещество с кристаллической внутренней структурой, но не имеющее правильной внешней формы. Термин «криптокристаллический» применяется по отношению к агрегату кристаллических зерен неправильной формы, различимых только под микроскопом.

Естественные грани кристалла очень помогают при идентификации минерала, потому что для любого минерала характерным является постоянство углов между гранями. В кристаллографии под углом между гранями понимается угол между нормалями к обеим граням. Рост кристаллов происходит путем добавления материала к существующим граням, причем этот материал отлагается параллельно уже существующим поверхностям (см. *Выращивание кристаллов*). Следовательно, если к одной грани добавляется больше материала, чем к другой, грани становятся непохожими по размеру и форме, но углы между гранями остаются теми же самыми. Таким образом, в кристаллографии более важными являются не размер или форма граней, а углы между ними.

ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Г р а н и. Плоские поверхности кристаллов называют гранями, хотя иногда они бывают слегка искривленными, например у *доломита*, *алмаза* и др. Одинаковые грани имеют одинаковые свойства; разные грани имеют различные свойства.

---

* О. Бравэ при своем выводе учитывал не все элементы симметрии и вывел только 24 вида симметрии. Полный вывод всех 32 видов осуществил в 1867 г. независимо от Гесселя и Бравэ русский ученый Гадолин. — *Прим. ред. пер.*

* Е. С. Федоров опубликовал еще в 1885 г. классический труд «Начала учения о фигурах» (Петербург, 1885 г.), в котором изложил свою теорию строения кристаллов из параллелоэдров и заложил основы современного учения о кристаллическом строении веществ. — *Прим. ред. пер.*

** Одновременно это же уравнение вывел в России Г. В. Вульф. — *Прим. ред. пер.*

Спайность. Многие минералы раскалываются по плоскостям в определенных кристаллографических направлениях, т. е. параллельно существующим или возможным граням кристалла. Например, *галенит*, обычно кристаллизующийся в форме куба, имеет спайность по кубу, тогда как *флюорит*, также встречающийся в виде кубических кристаллов, имеет спайность по октаэдру. Определение спайности дается в соответствии с ее направлением в кристалле относительно кристаллографических осей, точно так же, как это делается по отношению к граням (см. *Разрывные нарушения в минералах*).

Форма. Форма [простая форма] в кристаллографии включает все грани, занимающие одинаковое положение относительно кристаллографических осей *. Форма является открытой, если ее грани не ограничивают замкнутого пространства. Таким образом, грани кристалла могут принадлежать только одной простой форме, если эта форма замкнутая; но если формы открытые, то грани цельного кристалла должны принадлежать по крайней мере двум простым формам. Например, куб — это простая форма, состоящая из шести подобных квадратных граней; октаэдр тоже простая форма, но из восьми треугольных граней. Две или более простые формы, развитые на кристалле, образуют комбинацию форм. Общий облик кристалла, который зависит от развитых на нем форм, именуется габитусом (см. *Габитус кристаллов*).

Симметрия. В любом кристалле наблюдается упорядоченность в расположении подобных граней, ребер и т. д.; степень этой упорядоченности и есть уровень симметрии, который зависит от числа плоскостей и осей симметрии в кристалле и от того, имеется ли центр симметрии (см. *Симметрия*).

Плоскость симметрии — это плоскость, которая делит кристалл на две половины, каждая из которых является зеркальным отображением другой (рис. 1).

Если кристалл при вращении занимает в пространстве при полном повороте одно и то же положение более одного раза, то ось, вокруг которой он вращался, является осью симметрии. Ось симметрии может быть двойного, тройного, четверного или шестерного порядка в зависимости от того, занимает кристалл одно и то же положение два, три, четыре или шесть раз.

Если подобные грани кристалла располагаются попарно в противоположных сторонах от центральной точки, то эта точка именуется центром симметрии.

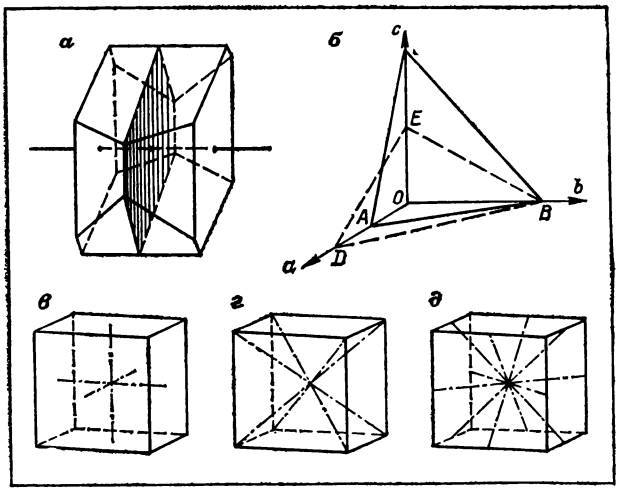


Рис. 1. Симметрия, параметры и отрезки осей.

а — ортоклаз: показаны плоскость симметрии (заштриховано), ось симметрии и центр симметрии; *б* — параметры и отрезки осей; *в* — три четверные оси (совпадают с кристаллографическими осями); *г* — четыре тройные оси; *д* — шесть двойных осей.

Критерии отнесения кристаллов к кристаллографическим системам

Система	Критерии
Триклинная	Нет осей и зеркальных плоскостей; может быть центр симметрии
Моноклинная	Одна двойная ось и (или) одна зеркальная плоскость
Ромбическая	Три взаимно перпендикулярные двойные оси; может быть комбинация из трех осей и (или) зеркальных плоскостей
Тетрагональная	Одна четверная или четверная инверсионная ось в комбинации с двойными осями и зеркальными плоскостями
Гексагональная [и тригональная]	Одна тройная или шестерная ось либо тройная инверсионная ось в комбинации с двойными осями и зеркальными плоскостями
Кубическая	Четыре тройные или тройные инверсионные оси; могут быть различные комбинации четверных и четверных инверсионных осей, двойных осей и зеркальных плоскостей

Классификация кристаллов. Классифицировать кристаллы можно в соответствии с их уровнем симметрии. Кристаллы можно прежде всего разделить на 32 класса симметрии [в русской литературе они обычно называются видами симметрии], не все из которых имеют одинаковое значение для минералогии. Классы симметрии обычно группируются в 6 [или 7, включая тригональную] кристаллографических систем соответственно природе осей симметрии, которые могут к ним относиться (см. таблицу).

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ОСИ

Для описания граней кристаллов необходим определенный выбор осей. Оси могут быть расположены не обязательно под прямыми углами друг к другу, и единицы измерения могут быть не обязательно одни и те же по разным осям. Некоторые кристаллы, например простой куб, могут иметь 13 осей симметрии (см. рис. 1); но только три или в крайнем случае четыре оси являются кристаллографическими, поскольку указанием на отрезки этих осей может быть определена каждая грань.

Общепринято, что вертикально расположенная ось — c, идущая слева направо — b и в сторону наблюдателя — a (см. рис. 1, *б*). Измерения считаются положительными по оси a, когда они ведутся по направлению к наблюдателю, по оси b — вправо от наблюдателя и по оси c — вверх. Угол между a и b обозначается γ, между a и c — β и между b и c — α. Если две оси равны, то обе они обозначаются a, а третья ось — c; если все три оси равны, то все они обозначаются a (рис. 2).

* Под простой формой понимают совокупность граней, связанных между собой элементами симметрии. — *Прим. ред. пер.*

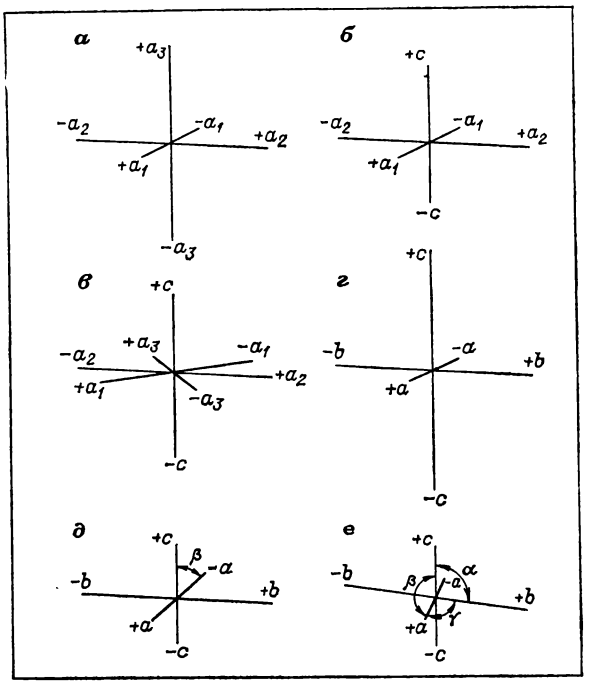


Рис. 2. Косоугольные проекции кристаллографических осей шести систем.

а — кубическая система; *б* — тетрагональная система (оси для *циркона*, у которого $c = 0{,}64$); *в* — гексагональная система (оси для *кальцита*, у которого $c = 0{,}85$); *г* — ромбическая система (оси для *барита*, у которого $a : b : c = 0{,}81 : 1 : 1{,}31$); *д* — моноклинная система (оси для *гипса* с отношением осей $0{,}69 : 1 : 0{,}41$; $\beta = 80^\circ 42'$); *е* — триклинная система (оси для *плагиоклаза* с отношением осей $0{,}63 : 1 : 0{,}56$; $\alpha = 94^\circ 3'$, $\beta = 116^\circ 29'$, $\gamma = 88^\circ 9'$).

ГРАНИ КРИСТАЛЛА (ИЛИ ФОРМЫ)

Для любого минерала, который образует кристаллы, необходимо выбрать в качестве «единичной грани» такую грань, которая пересекала бы все три кристаллографические оси (*ABC* на рис. 1, *б*). Отрезки, которые эта грань отсекает на трех координатных осях, считаются единичными. Отношение $a : b : c$ этих отрезков называется осевым отношением *. Отрезки a, b, c для единичной грани любого конкретного вида минерала являются постоянными величинами и называются параметрами (см. *Кристаллическая решетка*). Важно помнить, что при этом в кристаллографии мы имеем дело с относительными значениями, а не с действительными длинами. Так, в случае *форстерита* $a : b : c = 0{,}467 : 1 : 0{,}587$.

Любая грань описывается числами, на которые нужно разделить каждый параметр, чтобы получить отсекаемые этой гранью отрезки на кристаллографических осях. Эти отрезки могут быть представлены в виде

$$ma : nb : pc \quad \text{или} \quad \frac{a}{h} : \frac{b}{k} : \frac{c}{l}.$$

Например, если отрезки грани — $2a : 3b : 4c$ их можно разделить на 12, без изменения отношений:

$$\frac{a}{6} : \frac{b}{4} : \frac{c}{3};$$

числа в знаменателях являются индексами Миллера. Этих индексов достаточно для идентификации грани, они используются без указания параметров: (643) или, в общем случае, (*hkl*). Индексы Миллера равны параметрам, разделенным на отсекаемые гранью отрезки кристаллографических осей (см. *Направления* и *плоскости*):

$$h : k : l = \frac{a}{ma} : \frac{b}{nb} : \frac{c}{pc}.$$

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ «ЗАКОНЫ»

Из изучения кристаллов были выведены следующие обобщения:

1) закон постоянства симметрии — все кристаллы одного минерального вида имеют одну и ту же симметрию;

2) закон постоянства углов между гранями — угол между двумя соответственными гранями данной формы постоянен для всех кристаллов данного минерала (измеренный при одной и той же температуре);

3) закон рациональности отношений [закон целых чисел, или закон рациональных параметров] — все грани кристалла отсекают на кристаллографических осях отрезки, которые или бесконечны, или относятся к отрезкам, отсекаемым единичной гранью, как небольшие целые числа.

АГРЕГАТЫ КРИСТАЛЛОВ И СДВОЙНИКОВАННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

В природе редко встречаются свободно выросшие единичные кристаллы. Кристаллическая масса является беспорядочным агрегатом, если нет закономерной связи между ориентировкой каких-либо двух индивидуальных кристаллов; если все индивидуальные кристаллы имеют одну и ту же кристаллографическую ориентировку, говорят о «параллельном срастании».

Кристаллы с частично одинаковой ориентировкой являются «сдвойникованными кристаллами», в которых одна или две оси одного индивида параллельны соответствующим осям другого индивида. В простых сдвойникованных кристаллах, или двойниках срастания, одна часть находится в обратном положении по отношению к другой, так что образование двойника можно рассматривать как результат вращения одной половины кристалла относительно другой. Плоскость вращения называется двойниковой плоскостью, а ось, вокруг которой происходило вращение, двойниковой осью; двойниковая ось перпендикулярна к двойниковой плоскости. Плоскость, по которой соединяются две части кристалла, называется плоскостью срастания; плоскость срастания не обязательно совпадает с двойниковой плоскостью.

В двойниках прорастания два или более взаимопроникающих полных кристалла кажутся пересекающими друг друга. Обычно кристаллы имеют общий центр симметрии (пример: *ставролит*).

В полисинтетических (повторных, или многократных) двойниках повторяется двойникование по одному и тому же закону. Некоторые многократные двойники составлены столь узкими индивидами, что они выглядят просто как штриховка (пример: *плагиоклазы*).

Определение положения двойников относительно кристаллографических осей производится таким же образом, что и для граней.

* Отношение $a : b : c$ называют элементами или геометрическими константами кристалла. — *Прим. ред. пер.*

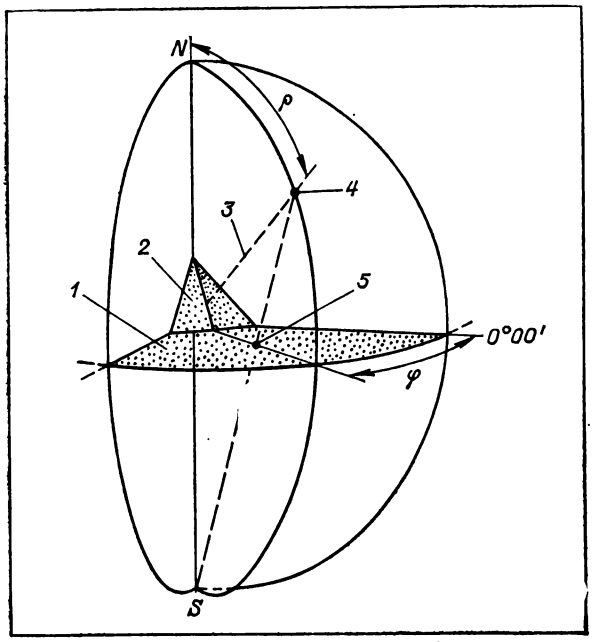


Рис. 3. Диаграмма, показывающая соотношения между сферической и стереографической проекциями полюса грани кристалла [3].

1 — плоскость стереографической проекции; *2* — грань кристалла; *3* — нормаль к грани кристалла; *4* — проекция полюса грани на сферу; *5* — стереографическая проекция полюса грани.

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

Имеется шесть кристаллографических систем [в отечественной литературе в качестве самостоятельной выделяется также тригональная система]. Каждая система характеризуется относительными длинами и наклонами осей (см. рис. 2). В каждой кристаллографической системе имеются голоэдрический, или нормальный, класс, с наибольшей степенью симметрии, возможной в пределах данной системы, и другие классы, с более низкой симметрией. Для описания минеральных видов важны не все 32 кристаллографических класса.

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ПРОЕКЦИИ

Соотношения между углами и плоскостями наилучшим образом могут быть представлены в виде проекций полюсов граней на поверхность окружающей сферы (рис. 3). Сферическая проекция является трехмерной, и ее нельзя перенести на двумерную поверхность чертежа без искажения либо углов, либо площадей. Поскольку кристаллографы прежде всего заинтересованы в правильной передаче углов, предпочтительным представляется применение либо стереографической, либо гномонической проекции, образующихся путем продолжения сферических полюсов (воображаемой сферической проекции) на определенным образом расположенные плоскости (рис. 4). Стереографическую [гномостереографическую] проекцию составляют точки пересечения полюсов с экваториальной плоскостью.

Гномоническая проекция образуется при использовании плоскости, касательной к заранее определенной точке сферы; в качестве такой точки обычно выбирается северный полюс. В этой проекции воображаемые линии протягиваются из центра вспомогательной сферы перпендикулярно к граням кристалла до пересечения плоскости проекции. И стереографическая, и гномоническая проекции являются равноугольными, но не равновеликими.

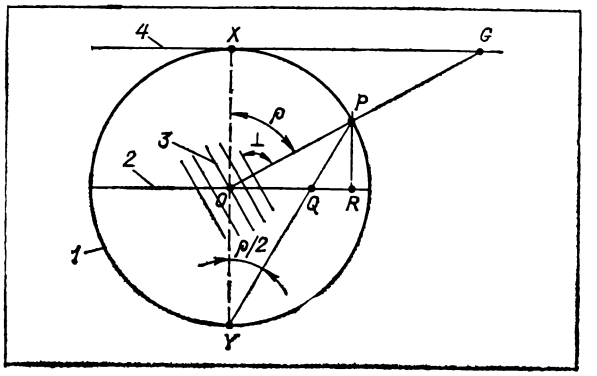


Рис. 4. Связь между стереографической, ортографической, гномонической и сферической проекциями в сечении, включающем ось сферы *XOY* и перпендикуляр *OP* к системе плоскостей кристаллической решетки [1].

1 — вспомогательная сфера; *2* — стереографическая плоскость; *3* — плоскости решетки; *4* — гномоническая плоскость. *P* — точка полюса, пересечение перпендикуляра *OP* со сферой; *Q* — соответствующая стереографическая проекция полюса; *R* — ортографическая проекция полюса; *G* — гномоническая проекция полюса плоскости решетки; плоскость ортографической проекции показана совпадающей со стереографической плоскостью.

Так как и в стереографической, и в гномонической проекциях фиксируются угловые соотношения между гранями кристалла, в этих проекциях симметрия кристалла часто выявляется яснее, чем на самом кристалле. Кроме того, со стереографической проекции кристалла может быть сделан правильный рисунок кристалла в любой перспективе.

Р. ПРАЙДЕР

См. также: *Виды симметрии; Габитус кристаллов; Двойникование; Кристаллическая решетка; Кристаллография: история; Направления и плоскости; Символы пространственной группы; Симметрия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Berry L. G., Mason B.* Mineralogy. San Francisco, Freeman, 1959. 612 p.

2. *Clarke E., Prider R. T., Teichert C.* Elementary practical geology. Perth, Univ. of West Australia, 1946. 170 p.

3. *Wahlstrom E. E.* Petrographic mineralogy. New York, Wiley, 1955. 408 p.

Вайнштейн Б. К. Современная кристаллография. Т. 1. Симметрия кристаллов. Методы структурной кристаллографии. М., Наука, 1979. 384 с.

Нардов В. В. Практическое руководство по геометрической кристаллографии. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1974. 142 с.

Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография. М., Высшая школа, 1972. 352 с.

Л

ЛИННЕИТА ГРУППА

Минералы этой группы представлены сульфидами и селенидами, а по структуре близки к минералам группы *шпинели*. В составе группы присутствуют следующие минералы.

Борнхардтит Co_3Se_4
Виоларит Ni_2FeS_4
Грейгит Fe_3S_4
Добреелит $FeCr_2S_4$
Зигенит $(Co, Ni)_3S_4$
Индит $FeIn_2S_2$
Карролит $Cu(Co, Ni)_2S_4$
Линнеит $(Co, Ni)_3S_4$
Полидимит Ni_3S_4
Тирреллит $(Cu, Co, Ni)_3Se_4$
Трюстедтит Ni_3Se_4
Флетчерит $Cu(Ni, Co)_2S_4$

Все минералы относятся к кубической сингонии *Fd3m* и обычно имеют октаэдрический габитус и несовершенную спайность по кубу. *Линнеит*, *зигенит*, *карролит*, *виоларит* и *полидимит* — довольно редко встречающиеся акцессорные минералы в сульфидных месторождениях. *Добреелит* найдет в метеоритах. Селениды встречаются редко и ассоциированы с *клаусталитом* и другими селенидами.

К. ФРЕЙ

ЛИСТОВЫЕ СИЛИКАТЫ — см. СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ

Люминесценция — это свойство вещества излучать свет, связанное с любым видом воздействия на него, исключая раскаливание. Энергия вначале поглощается, а затем высвобождается в виде света. Люминесценция минералов связана с дефектами кристаллической структуры либо с присутствием примесных ионов, активаторов, замещающих в кристаллической структуре крупные ионы, но может быть также и неотъемлемым свойством кристаллической решетки минерала.

Из четырех видов люминесценции минералов * — флюоресценции, фосфоресценции, *термолюминесценции* и триболюминесценции — наиболее распространенной является флюоресценция.

ФЛЮОРЕСЦЕНЦИЯ

Термин «флюоресценция» происходит от названия минерала *флюорит* CaF_2, который обладает флюоресценцией в ультрафиолетовом свете, связанной с замещением в кристаллической структуре ионов Ca^{2+} ионами редкоземельных элементов. Свойство флюоресценции используется при поисках и обогащении руд. Бесцветный минерал *шеелит* $CaWO_4$ и *кварц*, выглядящие одинаково в обычном свете, поразительно различаются в темноте при облучении их портативным источником ультрафиолетового света. Цвет флюоресценции некоторых минералов характерен лишь для определенных местностей. Таков, например, *виллемит* Zn_2SiO_4 из крупного месторождения цинка Франклин (шт. Нью-Джерси), флюоресцирующий зеленым цветом благодаря частичному замещению Zn^{2+} на Mn^{2+}; чистый же *виллемит* не флюоресцирует.

Современные исследования люминесценции ведутся в связи с использованием этого свойства в светодиодах, в лазерах (на кристаллах или стекле) и в качестве фосфоров для покрытия экранов цветных телевизоров. Если большинство физических свойств минералов зависят от их кристаллической структуры в основном энергетическом состоянии, то люминесцентные свойства определяются структурой в возбужденном состоянии. Так, при переходе электрона на более высокую (в нормальном состоянии не занятую) орбиталь увеличиваются эффективный радиус возбужденного иона и длина его химических связей с соседними ионами. Эмиссия фотонов в этом случае будет контролироваться кристаллической структурой вблизи возбужденного иона.

Активаторы люминесценции, известные под названием «фосфо́ры», могут находиться в возбужденном состоянии, отличном от основного (например, $d \rightarrow f$), и в этом случае высвечивание ионов происходит через несколько микросекунд или еще быстрее. Кроме того, высвечивание может происходить, если система находится в состоянии, промежуточном между возбужденным и основным, без перехода электрона на более высокую орбиталь (например, $d \rightarrow d$ или $f \rightarrow f$); в этом случае высвечивание происходит через несколько миллисекунд.

Так же как это отмечается для окраски минералов (см. *Окраска минералов*), длина связей, координационное число и величина кристаллического поля влияют и на длину волны и ширину полосы спектра люминесценции. Так, фосфо́р Mn^{2+} в тетраэдрической координации флюоресцирует зеленым цветом, а в октаэдрической — красным. В то же время на длину волны высвечивания редкоземельных элементов, обусловленного переходами $f \rightarrow f$, и ионов некоторых переходных металлов (например, Cr^{3+}, Mn^{4+}) кристаллическая структура ближайшего окружения иона влияет в слабой степени.

Кроме отдельных ионов в качестве фосфо́ров в кристаллах могут выступать комплексные ионы, такие как кислотные радикалы вольфраматов, ниобатов, ванадатов и титанатов. Например, люминесценция *шеелита* $CaWO_4$ происходит при молекулярно-орбитальном переходе в тетраэдре WO_4^{2-}. Интенсивность люминесценции в минералах может быть увеличена с помощью ионов сенсибилизаторов, при этом энергия возбуждения переходит через кристаллическую структуру от сенсибилизатора (поглотитель энергии) к активатору (испускатель энергии). Напротив, люминесценция может быть погашена путем переноса энергии к таким ионам, как Fe^{2+} или Ni^{2+}, которым присущи безызлучательные переходы в основное энергетическое состояние.

ФОСФОРЕСЦЕНЦИЯ

Фосфоресценция отличается от люминесценции тем, что излучение света продолжается в течение некоторого времени после удаления источника возбуждения. Фосфоресценция *сфалерита* ZnS вызывается воздействием альфа-частиц или ультрафиолетового света.

* Выделяют также катодолюминесценцию, рентгенолюминесценцию и хемилюминесценцию. — *Прим. ред. пер.*

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ

Термолюминесценция — это излучение видимого света в ответ на нагревание, при этом поглощенная энергия высвобождается при перемещении электрона в кристаллической структуре. Термолюминесценция положена в основу сравнительно простого метода определения относительного возраста карбонатных отложений. Это базируется на том обстоятельстве, что радиационные повреждения кристаллической структуры *кальцита*, определяющие его термолюминесценцию, по-видимому, являются функцией возраста структуры и интенсивности естественного облучения.

ТРИБОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ

Триболюминесценция представляет собой явление, при котором излучение света вызывается растиранием или дроблением материала. Как искусственный, так и природный *сфалерит* ZnS проявляет триболюминесценцию.

Ч. ВИТАЛЬЯНО,
Д. ВИТАЛЬЯНО

См. также: *Порядок — беспорядок*; *Термолюминесценция*.

М

МАГМАТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ — см. **ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ.**

МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Магнитное поле генерируется движущимся электрическим зарядом. Ток I, проходящий в катушке с n витками, создает магнитное поле $H = nI$. Все материалы взаимодействуют с магнитным полем, проявляя намагниченность $M = \varkappa H$. Магнитная восприимчивость $\varkappa$ обычно представляется безразмерной величиной $\tilde{\varkappa} = \varkappa/\mu_0$, где $\mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7}$ — магнитная проницаемость вакуума. Наблюдаемая относительная восприимчивость колеблется от 10^{-5} в слабомагнитных материалах до 10^6 в сильных магнитах [2]. Восприимчивость $\tilde{\varkappa}$ может быть линейной или нелинейной, положительной или отрицательной; она часто чувствительна к температуре. Магнитная восприимчивость выражает реакцию материала на приложенное магнитное поле, которая зависит от ориентировки магнитной структуры и от конфигурации электронных оболочек.

Большинство материалов являются «диамагнитными», т. е. имеют слабую [отрицательную] магнитную восприимчивость, вызванную приложенным магнитным полем. В имеющем определенный градиент поле диамагнитные материалы подвергаются воздействию силы, выталкивающей их за пределы поля. В наиболее чистых соединениях электроны связаны попарно, однако магнитные поля вызывают небольшие изменения их орбитального движения, в результате чего они имеют малые отрицательные значения магнитной восприимчивости. Для *кварца*, *кальцита*, *флюорита* и *галита* $\tilde{\varkappa}$ лежит в пределах $-(1{,}1 \div 1{,}6) \cdot 10^{-6}$ и почти не зависит от температуры.

Намагничение также линейно пропорционально внешнему полю в «парамагнитных» материалах, но в них $\tilde{\varkappa}$ положительна и несколько больше, чем восприимчивость «диамагнитных» материалов. Парамагнитные свойства обычны для разбавленных солей переходных металлов, в которых металлические ионы с не связанными попарно электронами лишь слабо взаимодействуют друг с другом. Спины ориентированы случайным образом, но в некоторой степени приобретают ориентировку после приложения магнитного поля. Ориентировка становится более затруднительной при высоких температурах, что вызывает уменьшение магнитной восприимчивости с изменением температуры по закону Кюри $\tilde{\varkappa} = C/T$, где C — постоянная Кюри, T — абсолютная температура. Многие железомагнезиальные минералы содержат небольшие количества железа, марганца и других ионов с неспаренными электронами. При комнатной температуре восприимчивость для таких материалов равна примерно $+10 \cdot 10^{-6}$. Другой тип парамагнитности обнаруживается в металлоподобных минералах, где проводящие электроны обусловливают независимый от температуры «парамагнетизм Паули». Эффект заключается в небольших изменениях структуры слоя электронов с обратным спином в тех случаях, когда прикладывается магнитное поле. Примером парамагнетика Паули является *пирит* *.

Когда происходит заметное взаимодействие спинов, тогда наблюдаются три типа упорядоченных явлений: антиферромагнетизм, ферромагнетизм и ферримагнетизм. Все три подчиняются в парамагнитной области при высокой температуре закону Кюри—Вайса. При остывании материалы испытывают фазовый переход в состояние, когда атомные диполи объединяются даже при отсутствии прилагаемого поля. В низкотемпературном состоянии наблюдаются магнитные домены.

Из всех трех явлений наиболее обычен антиферромагнетизм. В простом коллинеарном антиферромагнетике, таком как *вюстит*, смежные спины выстраиваются в антипараллельных направлениях (навстречу друг другу), создавая при отсутствии внешнего поля атомный магнитный момент, равный нулю. Магнитная восприимчивость мала и не зависит от внешнего поля, показывает выраженный максимум вблизи температуры перехода, называемой точкой Нееля. Наблюдаются также скошенные, спиральные и другие более сложные антиферромагнитные структуры. Список антиферромагнитных минералов приведен в таблице.

Наиболее важные магнитные материалы, однако, представлены ферромагнетиками и ферримагнетиками. Оба этих типа обладают спонтанной намагниченностью, которая обнаруживает гистерезис с приложением внешнего поля и исчезает при температуре Кюри. Упорядоченная спиновая структура ферромагнетика состоит из параллельно ориентированных спинов. Железо обладает ферромагнитными свойствами; это явление редко встречается среди окислов (исключение составляют CrO_2, EuO и некоторые другие окислы). Ряд ферримагнитных окислов обнаружен в минералах группы *шпинели* и *граната*. В *магнетите* и других ферримагнитных минералах (см. таблицу) обменное поле дает антиферромагнетизм, но в нем две подрешетки не сбалансированы по магнитному моменту, так что в результате имеем намагниченность решетки. Большой интерес для изучения магнетизма пород представляют минералы системы $FeO—Fe_2O_3—TiO_2$ [3]. Кроме магнетита они включают *ульвошпинель*, *маггемит*, *гематит*, *ильменит* и *псевдобрукит*.

СУПЕРОБМЕННОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ

Магнетит имеет структуру шпинели, содержащую в октаэдрической позиции в два раза больше катионов, чем в тетраэдрической позиции (см. *Шпинели группа*). Когда ионы переходных металлов занимают обе позиции, возникает сильное антиферромагнитное суперобменное поле между тетраэдрическим и октаэдрическим ионами. Это и есть главное обменное взаимодействие, поскольку оно дает наилучшее использование p-орбиталей кислорода, хотя имеются также и другие взаимодействия.

Магнитное упорядочение наблюдается, когда атомы переходных металлов расположены непосредственно рядом или вблизи друг друга. Среди оксидов и фторидов антиферромагнетизм присутствует гораздо чаще, чем ферро- или ферримагнетизм. Причиной этого является суперобменное взаимодействие. В минералах редко осуществляется прямой обмен электронами, т. е. ионы переходных металлов не находятся в прямом контакте и взаимодействуют через промежуточный анион. Суперобмен представляет собой сильное взаимодействие, приводящее к температурам магнитного перехода, сравнимым с таковыми для металлов. Ферромагнитное упорядочение в железе проходит при 1043 K, антиферромагнетизм в $\alpha =$

* Пирит обычно немагнитен либо даже диамагнитен. — *Прим. ред. пер.*

Минералы с высокой степенью магнитного порядка и их температура

Минерал	Температура перехода, °K	Минерал	Температура перехода, °K
	Ферромагнитные		
Когенит Fe_3C	483	*Никель* Ni	627
Железо Fe	1043		
	Ферримагнитные		
Хромит $FeCr_2O_4$	80	*Маггемит* γ-Fe_2O_3	856
Гаусманнит Mn_3O_4	43	*Магнетит* Fe_3O_4	858
Пирротин Fe_7S_8	593	*Ульвошпинель* Fe_2TiO_4	142
	Антиферромагнитные		
Акаганеит β-FeOOH	295	*Ильменит* $FeTiO_3$	68
Фаялит Fe_2SiO_4	65	*Лепидокрокит* γ-FeOOH	73
Ферберит $FeWO_4$	76	*Сидерит* $FeCO_3$	38
Франклинит $ZnFe_2O_4$	9	*Троилит* FeS	600
Гётит α-FeOOH	367	*Вюстит* FeO	190
Гематит α-Fe_2O_3	953	*Вивианит* $Fe_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	9
Алабандин MnS	154	*Пиролюзит* MnO_2	90
Браунит Mn_2O_3	80	*Родохрозит* $MnCO_3$	32
Гюбнерит $MnWO_4$	15	*Родонит* $MnSiO_3$	7
Манганит MnOOH	40	*Тефроит* Mn_2SiO_4	50
Халькопирит $CuFeS_2$	825	*Бунзенит* NiO	250
Диоптаз $CuSiO_2(OH)_2$	21	*Миллерит* NiS	264
Уранинит UO_2	30	*Тенорит* CuO	230

$= Fe_2O_3$ — при 953 °K и ферримагнетизм в *магнетите* при 858 °K.

При суперобменном взаимодействии два атома металла M_1 и M_2, находящиеся по противоположные стороны от иона кислорода, взаимодействуют через *p*-орбиталь кислорода (рис. 1). Рассмотрим первыми ионы переходных металлов с менее чем наполовину заполненными 3*d*-слоями. Так как кислородный ион является не полностью ионизированным, его внешние электроны будут общими с соседними ионами переходных металлов. Когда электрон входит в *d*-слой переходного иона, чьи *d*-орбитали заполнены меньше чем наполовину, тогда спин кислородного электрона будет параллелен спину электрона металлического иона в соответствии с правилами Ханда. Тем временем другой электрон той же самой *p*-орбитали кислорода находится на противоположной стороне иона кислорода вследствие кулонового отталкивания двух электронов одной *p*-орбитали. Находясь там, второй электрон (чей спин антипараллелен первому электрону по принципу Паули) также взаимодействует с ионами переходного металла, и его спин будет опять параллелен спину металлического иона, если *d*-слой этого иона заполнен меньше чем наполовину. Таким образом, антиферромагнитный суперобмен возникает в трех положениях, как показано на рис. 1: 1) первый атом металла принимает электрон с параллельным спином из соседнего кислорода; 2) спины двух электронов в одной *p*-орбитали кислорода являются антипараллельными; 3) второй электрон находится часть своего времени в параллельной позиции с *d*-электроном иона второго металла.

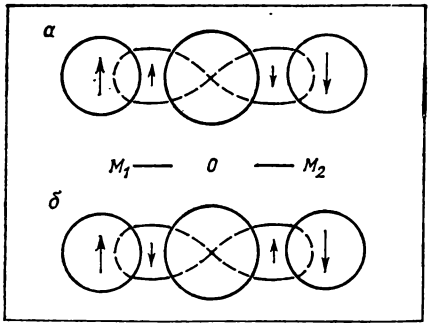


Рис. 1. Суперобменное взаимодействие, обусловливающее ферримагнетизм и антиферромагнетизм во многих минералах.

Показано взаимодействие, когда 3*d*-слой атомов переходного металла заполнен меньше чем наполовину (*а*) и заполнен наполовину и более (*б*).

Подобная же ситуация получается, если *d*-электронный слой иона переходного металла будет заполнен больше чем наполовину, что опять же будет иметь результатом антиферромагнитный суперобмен (см. рис. 1). Электроны кислорода входят в *d*-слой атома металла с антипараллельным спином, но так как подобное же происходит с другим электроном, то взаимодействие остается антиферромагнитным. Суперобмен максимален, когда угол M_1—O—M_2 равен 180°, что дает наибольшее перекрытие *p*-орбиталей двух ионов металлов. Взаимодействие ослабевает, когда этот угол приближается к 90°, даже если при этом расстояние металл — металл будет короче.

МАГНИТНЫЕ ДОМЕНЫ

Наиболее важным магнитным минералом является *магнетит*. Ниже 858 °K Fe_3O_4 имеет свойства ферримагнетика с магнитным моментом, равным $4\mu_B$ на одну молекулу, что соответствует четырем полярным электронным спинам, ассоциированным с Fe^{2+} [5]. Как показано на рис. 2, тетраэдрические Fe^{3+}-спины ориентированы навстречу октаэдрическим Fe^{3+}- и Fe^{+2}-спинам, так что Fe^{3+}-магнитные моменты уничтожаются, оставляя спонтанное

намагничение, равное одному Fe^{2+}-магнитному моменту на формульную единицу. Осью легкого намагничения является [111], что дает 8 ориентировок спонтанного намагничивания. Доменные области ферромагнитных и ферримагнитных минералов различаются по спонтанной намагниченности. *Магнетит* принадлежит к магнитной точечной группе $3m'$, одному из 21 пиромагнитному классу [1], хотя тригональное искажение слишком мало, чтобы его можно было обнаружить рентгеновской дифракцией. Так же трудно наблюдать магнитные домены визуально, поскольку *магнетит* непрозрачен для видимого

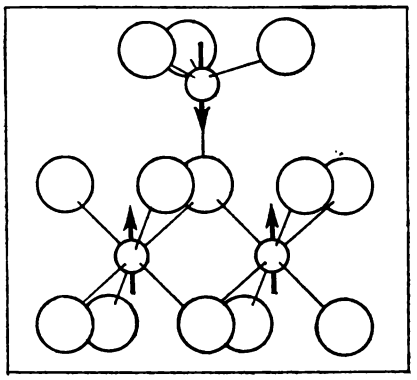


Рис. 2. Координация ионов железа в магнетите.

Магнитные моменты ионов Fe^{3+} в тетраэдрической координации антипараллельны магнитным моментам ионов Fe^{3+} и Fe^{2+} в октаэдрической координации. Спины ориентированы вдоль [111] или в диагональных направлениях.

света даже в тонких шлифах. Домены *магнетита*, вероятно, подобны доменам $MgFe_2O_4$, которые имеют ту же магнитную структуру, но пропускают лучи красного света. Наблюдались [4] змеелодобные домены в параллельных (111) сечениях феррита магния.

Домены в прозрачных ферро- и ферримагнитных кристаллах можно видеть в поляризованном свете благодаря эффекту Фарадея (невзаимному вращению плоскости поляризации). Угол вращения φ дается уравнением $\varphi = \rho t \cos\theta$, где t — толщина образца, ρ — вращение на единицу толщины и θ — угол между вектором намагничивания и направлением распространения света. Коэффициент вращения Фарадея для ферритов равен примерно 1000° [4].

Гематит α-Fe_2O_3 проявляет как антиферромагнетизм, так и слабый ферромагнетизм. В интервале 250—953 °*K* Fe^{3+}-спины лежат в плоскости ромбоэдра (111) и являются почти антипараллельными, с небольшой ферромагнитной составляющей также в плоскости (111). Минералоги относят *гематит* к тригональному классу $\bar{3}m$, но его магнитная точечная группа имеет симметрию $2/m$ при комнатной температуре. Антиферромагнитные кристаллы часто показывают слабый (паразитический) ферромагнетизм, когда ферромагнитная составляющая не пересиливает элементы симметрии антиферромагнитного расположения спинов [1]. Слабое спонтанное намагничение появляется в *гематите* вдоль моноклинной двойной оси, соответствующей одной из трех двойных осей в классе $\bar{3}m$. При 250 °*K* меняется направленность спинов, они ориентируются по ромбоэдрической оси [111] и слабый ферромагнитный эффект исчезает.

Магнитные домены в *гематите* наблюдаются с использованием эффекта Фарадея [6]. Белые, серые и черные области на рис. 3 соответствуют доменам с тремя различными магнитными осями: слабые магнитные поля вызывают значительные различия в доменной структуре.

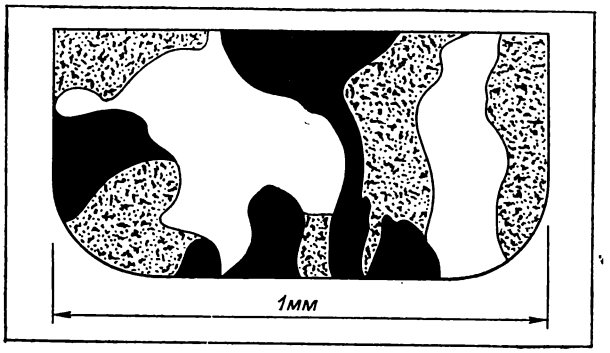


Рис. 3. Особенности магнитных доменов в кристалле *гематита*, наблюдаемые с помощью эффекта Фарадея [1].

Три ориентировки паразитного ферромагнетизма вызывают различную интенсивность освещенности. Образец изготовлен в виде тонкой пластинки (толщиной около 0,03 мм) с плоскостями, параллельными граням ромбоэдра (111). Для наблюдения доменов необходимо наклонить пластинку по отношению к пучку света; в противном случае отсутствует эффект Фарадея, т. е. векторы намагниченности перпендикулярны к пучку света.

Домены исчезают при охлаждении ниже температуры спинового перехода (—120° С) и затем снова появляются при нагревании.

МАГНИТНЫЙ ГИСТЕРЕЗИС

Магнитный момент насыщения сильно зависит от температуры. Как видно на рис. 4, уменьшение магнитного момента насыщения M_s по мере приближения температуры к точке Кюри становится резким, так что при температурах немного ниже точки Кюри магнитный момент насыщения почти равен его значению при абсолютном нуле. Если температура Кюри равна примерно 850 °*K*, как у *магнетита*, то большая часть атомных спинов ориентируется в одном направлении при комнатной температуре.

В противоположность этому во многих образцах *магнетита* и наблюдается большая спонтанная намагниченность, обнаруживаемая в рудных железняках. Присутствие магнитных доменов определяет отсутствие спонтанной намагниченности. Кривая технического намагничивания на рис. 5 показывает поведение ферро- и ферримагнитных минералов в магнитном поле.

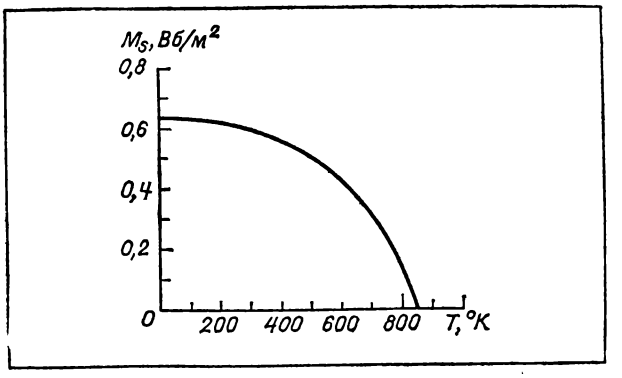


Рис. 4. Магнитный момент насыщения *магнетита* как функция абсолютной температуры [5]. Спонтанное намагничивание исчезает выше температуры точки Кюри, где минерал становится парамагнитным.

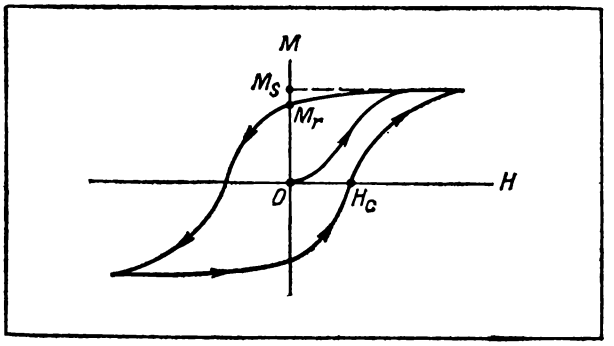


Рис. 5. Петля магнитного гистерезиса для ферромагнитного или ферримагнитного минерала.

M_s — магнитный момент насыщения, M_r — остаточный магнитный момент (остаточная намагниченность), H_c — коэрцитивное магнитное поле.

Имеется ряд интересных особенностей кривой технического намагничивания. Предположим, что образец первоначально не намагничен (точка *O* на рис. 5). С приложением магнитного поля, магнитный момент (намагничивание) постепенно возрастает, достигая значения насыщения M_s с возрастанием H (напряженности магнитного поля). Первоначально медленное возрастание магнитного момента M вследствие возвратного движения стенок доменов сменяется его быстрым возрастанием по мере движения стенок доменов через дефекты кристалла, которые задерживают их переход на этой стадии в поликристаллический агрегат *магнетита* — каждое зерно является единичным доменом со спонтанным намагничением в направлении [111], ближайшем к ориентировке прилагаемого магнитного поля. Конечная стадия насыщения обусловлена поворотом магнитного момента от кристаллографического направления в сторону ориентировки поля. При насыщении все моменты ориентированы параллельно полю.

Если убрать внешнее магнитное поле, то, как показано на рис. 5, возникнет остаточная намагниченность. Магнитные спины поворачиваются назад к направлению предпочтительной кристаллографической ориентировки, однако стенки доменов не возвращаются к своим первоначальным положениям. Часто движение стенок доменов мало; возникает остаточная намагниченность M_r. В большинстве образцов минералов M_r имеет небольшое значение, так как магнитное поле Земли значительно слабее поля лабораторного магнита и поскольку в природе имеется достаточно времени, чтобы домены могли вернуться в низкоэнергетическое состояние.

МАГНЕТИЗМ ПОРОД

Многие породы содержат небольшое количество *магнетита* и других магнитных минералов. Такие породы часто обнаруживают естественную остаточную намагниченность, которая представляет значительный геологический интерес и возникает несколькими способами [3]. Термоостаточная намагниченность — это остаточная намагниченность, возникшая при остывании образца в земном магнитном поле. Для изверженных пород остывание обычно начинается с температуры выше точки Кюри для магнитных минералов. С охлаждением зерна магнитного минерала через точку Кюри в нем возникает небольшое намагничение по направлению земного поля. Намагничивание возрастает по мере охлаждения, но остается тем же по направлению. При нормальных температурах термоостаточное намагничение может быть довольно большим; чтобы изотермически создать такое же намагничение, потребовалось бы магнитное поле значительно больше земного.

Другое происхождение имеет остаточная намагниченность в осадочных породах, где зерна уже были намагничены и затем подверглись ориентировке геомагнитным полем во время отложения. Этот эффект иногда называют осадочной остаточной намагниченностью. Химическая остаточная намагниченность возникает в процессе кристаллизации ферромагнитного минерала в магнитном поле. Во многих химических отложениях кристаллизация проходила при комнатной температуре, ниже температуры точки Кюри.

Взаимоотношения между остаточным и геомагнитным полем более сложны в метаморфических породах, однако, как полагают, важной является остаточная намагниченность по условиям давления. Одновременное воздействие механического напряжения и магнитного поля вызывает магнитострикционную переориентировку магнитных доменов.

Изучение магнетизма горных пород приводит к двум важным выводам: 1) ось магнитного диполя Земли заметно перемещалась по отношению к континентам; 2) в прошлом происходила неоднократная смена Северного и Южного магнитных полюсов. Попытки объяснить эти явления с помощью определенной модели внутреннего строения Земли нельзя считать полностью успешными.

Р. НЬЮНХЕМ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Birss R. R.* Symmetry and Magnetism. Amsterdam, North-Holland, 1964. 252 p.
2. *Chikozumi S.* Physics of Magnetism. New York, Wiley, 1964. 554 p.
3. *Nagata T.* Rock Magnetism. Tokyo, Maruzen, 1961. 217 p.
4. *Sherwood R. C., Remeika J. R., Williams H. J.* — J. Appl. Phys., 1959, 30. 217 p.
5. *Smith J., Wijn H. P. J.* Ferrites. New York, Wiley, 1959. 369 p.
6. *Williams H. J., Sherwood R. C., Remeika J. P.* — J. Appl. Phys., 1958, 29. 1772 p.

МЕЖДУНАРОДНАЯ МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

Международная минералогическая ассоциация (ММА) объединяет национальные минералогические общества или группы, представляющие отдельные страны, причем от каждой страны не может быть более одного члена. Она была основана для того, чтобы способствовать и обеспечивать кооперацию среди этих обществ в тех областях минералогии, которые представляют международный интерес.

Текущая работа по международному сотрудничеству проводится девятью комиссиями, в которые каждое национальное общество может назначить своего представителя (табл. 1). Каждая комиссия периодически отчитывается в своей деятельности и достижениях.

ММА публиковала Всемирную адресную книгу минералогов (World Directory of Mineralogists) в 1962 и 1970 гг., том, содержащий протоколы заседаний, состоявшихся между 1958 и 1972 гг., и Всемирный указатель коллекций минералов (World Directory of Mineral Collections), подготовленный Комиссией по музеям в 1974 г. (второе издание 1977 г.). Время от времени ММА выпускает Новости ММА (IMA News), содержащие новости национальных обществ и комиссий.

ТАБЛИЦА 1
Комиссии ММА

Комиссии	Председатель	Вице-председатель	Секретарь
1. Общие вопросы	Т. Юги (Швейцария)		Р. Хауи (Великобритания)
2. Космическая минералогия	Д. Григорьев (СССР)		К. Кейл (США)
3. Рост кристаллов минералов	И. Сунагава (Япония)		А. Баронне (Франция)
4. История и обучение	Х. Уэнден (США)		П. Паулич (ФРГ)
5. Характеристика минералов и классификация	А. Прейзингер (Австрия)		П. Мур (США)
6. Музеи	П. Зваан (Нидерланды)		О. Петерсен (Дания)
7. Новые минералы и названия минералов	А. Като (Япония)	М. Хей (Великобритания)	Ф. Готтарди (Италия)
8. Физика минералов	С. Гафнер (ФРГ)	А. Марфунин (СССР)	К. Преуитт (США)
9. Рудная микроскопия	Дж. Десборо (США)	Ш. Леви (Франция)	Э. Штумпф (Австрия)

ТАБЛИЦА 2
Совет ММА 1958—1982 гг.

Совет	1958—1960	1960—1964	1964—1970	1970—1974	1974—1978	1978—1982
Президент	Паркер * (Швейцария)	Фишер (США)	Тилли * (Великобритания)	Штрунц (ФРГ)	Соболев (СССР)	Гильемин (Франция)
I Вице-президент	Викман (Швеция)	Тилли * (Великобритания)	Штрунц (ФРГ)	Ватанабе (Япония)	Гильемин (Франция)	Костов (Болгария)
II Вице-президент	Григорьев (СССР)	Барсанов (СССР)	Коржинский (СССР)	Гильемин (Франция)	Форнасери (Италия)	Уилли (США)
Секретарь	Аморос (Испания)	Аморос (Испания)	Прейзингер (Австрия)	Хукер * (США)	Хукер * (США)	Теннисон (ФРГ)
Казначей	Фишер (США)	Берри (Канада)	Берри (Канада)	Берри (Канада)	Берри (Канада)	Берри (Канада)
Члены Совета	Орсель (Франция) Онорато * (Италия) Ито (Япония)	Наиду * (Индия) Саама (Финляндия) Винклер (ФРГ)	Барт * (Норвегия) Кутина (Чехословакия) Ватанабе (Япония)	Форнасери (Италия) Юги (Швейцария) Костов (Болгария)	Комбс (Новая Зеландия) Фонт-Алтаба (Испания) Хауи (Великобритания) Сунагава (Япония) Земанн (Австрия)	Комбс (Новая Зеландия) Фонт-Алтаба (Испания) Хауи (Великобритания) Соренсен (Дания) Сунагава (Япония)

* Ныне покойный.

Должностные лица и члены Совета избираются на 4 года. На заседаниях, собирающихся раз в 2 года, каждая национальная организация имеет от одного до пяти голосов в зависимости от числа постоянных членов в ней.

Состав Советов ММА в предыдущие годы приведен в табл. 2.

Данные предоставлены
М. ХУКЕРОМ, Ч. ПРЕУИТТОМ

МЕТАМИКТНОЕ СОСТОЯНИЕ

Брегтер установил, что некоторые минералы, внешне сохраняющие кристаллический облик, структурно тем не менее находятся в аморфном состоянии, причем достигнуто оно было иначе, чем у стекла или твердых гелей. Он писал: «Для этого третьего класса аморфных веществ предложено наименование метамиктное (от греч. metamignymi — изменение путем смешивания, т. е. путем перегруппировки молекул с образованием структуры, отличной от первичной кристаллической структуры) аморфное вещество. Причину перегруппировки молекул с образованием аморфного состояния вещества, по-видимому, следует искать в меньшей стабильности сложных молекул кристаллического вещества под воздействием внешних факторов».

ОСНОВНЫЕ СВОЙСТВА МЕТАМИКТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Многие свойства метамиктных минералов были известны давно, тогда как некоторые были открыты лишь совсем

недавно. К наиболее характерным особенностям этих минералов относятся следующие.

1. Оптическая изотропность. Многие метамиктные вещества являются гетерогенными, обладая на одних участках изотропными, а на других анизотропными свойствами.

2. Пирогномия, т. е. способность минералов легко раскаляться при нагревании (в ряде случаев этого явления не наблюдается). Даже минералы с отчетливой пирогномией, такие как *гадолинит*, при нагревании до температуры ниже раскаливания полностью теряют свои пирогномические свойства.

3. Отсутствие спайности, раковистый излом. Некоторые минералы проявляют исключительную хрупкость.

4. Увеличение плотности при нагревании. Изменение плотности может быть небольшим.

5. Перестройка кристаллической структуры при нагревании. Эта перестройка может носить сложный характер; даже если в результате этого процесса образуется одна фаза, она обычно имеет поликристаллическое строение.

6. При нагревании возрастает устойчивость к действию кислот в противоположность тому, что наблюдается при нагревании большинства веществ.

7. Содержат уран или торий. Содержание этих элементов обычно низкое, например 0,41 % ThO_2 в *гадолините* из Иттерби, Швеция. Некоторые исследователи обращают особое внимание на присутствие редкоземельных и связанных с ними элементов.

8. Нахождение некоторых минералов как в кристаллическом, так и в метамиктном состоянии. В этих случаях они практически не различаются по химизму. Наблюдаются признаки гидратации, ведущей к тому, что минерал становится изотропным, однако прямой или общей корреляции этих процессов не было установлено.

9. Отсутствие дифракции рентгеновских лучей. Вегард [6] впервые обнаружил это явление в *торите*. Позднее оно было установлено и во многих других метамиктных минералах и теперь считается важным критерием метамиктного состояния. Однако у отдельных минералов обнаруживаются некоторые следы дифракции рентгеновских лучей, хотя они при этом оптически совершенно изотропны.

ПРИЧИНЫ МЕТАМИКТНОГО СОСТОЯНИЯ

В настоящее время считается общепризнанным, что причиной перехода веществ в изотропное состояние является бомбардировка альфа-частицами. По существу, некоторые физики используют термин «метамиктный» для описания нарушений структуры кристаллической решетки под действием радиации.

Известно большое количество минералов, находящихся в метамиктном состоянии, причем некоторым из них свойственна только такая форма, тогда как многие природные соединения радиоактивных элементов никогда не бывают метамиктными. Гольдшмидт [2] отмечает следующие три условия, которые необходимы для достижения метамиктного состояния:

1) первичная структура должна быть лишь слабо ионизированной и восприимчивой к гидролизу;

2) в этой структуре должны присутствовать ионы одного или более сортов, которые легко подвергаются изменению в состоянии ионизации;

3) в ряде случаев необходимо дополнительное воздействие на кристалл интенсивного облучения, источником которого являются либо радиоактивные вещества, содержащиеся в самом кристалле, либо внешние объекты.

МЕХАНИЗМ

Метамиктизация обнаруживает близкое сходство с более быстро протекающими процессами нарушения структуры под действием облучения в искусственных материалах, которые ныне привлекают к себе большой интерес. Для возникновения дефектов в кристаллической структуре достаточно воздействия лишь малой доли энергии альфа-частиц, которые прямо или косвенно производят смещение структурных единиц, вызывая появление вакансий и межузельных атомов. Часть этой энергии преобразуется в тепловую, в результате чего может происходить локальное плавление вещества. Проявление метамиктного состояния минералов определяется степенью «залечивания» дефектов при естественном отжиге.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ МЕТАМИКТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Метамиктное состояние характерно для довольно большого числа минеральных видов. Многие из этих минералов широко распространены в пегматитах, встречаются и в гидротермальных месторождениях. Некоторые метамиктные минералы приурочены к россыпным месторождениям, возможно, даже к древним россыпям. Некоторые метамиктные минералы, например *браннерит* UTi_2O_6 и *давидит*, являются важными компонентами урановых руд в провинции Онтарио (Канада) и в Австралии. Эти и еще целый ряд сложных оксидов, такие как *эвксенит* и *фергусонит*, известны только или главным образом в метамиктном состоянии; другие же, например *торит*, *ортит*, *гадолинит* и *пирохлор*, могут существовать как в метамиктном состоянии, так и в кристаллическом. *Циркон* $ZrSiO_4$ — один из наиболее распространенных минералов, обычно неизмененный, но нередко встречается и в метамиктном или промежуточном состоянии.

СТЕПЕНЬ МЕТАМИКТНОСТИ

Рентгеновскими методами не удается точно оценить степень метамиктности, поскольку реликты кристаллической структуры сосредоточены в пределах малых участков, которые могут быть дизориентированы. Пелла [5] показал, что вещество является «рентгеноаморфным», когда 20 % его атомов или более смещены с исходных позиций. В образцах некоторых минералов, проявляющих частичную метамиктность, удалось выявить расширение кристаллической решетки. Этот признак можно использовать для оценки степени метамиктности на ранних стадиях ее возникновения. Данное явление особенно отчетливо выражено в *цирконах*, плотность которых меняется примерно от 4,7 до 3,9 г/см^3; было высказано предположение о том, что параметры элементарной ячейки *циркона* в совокупности с измерениями радиоактивности могут быть использованы для оценки его возраста [3].

ВОССТАНОВЛЕНИЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ МЕТАМИКТНЫХ МИНЕРАЛОВ

Раскаливание, наблюдаемое у некоторых метамиктных минералов, является свидетельством выделения энергии при восстановлении кристаллической структуры, которое в этих случаях протекает быстро. Фесслеру [1] удалось измерить в метамиктном *гадолините* накопленную энергию, которая высвобождается в процессе восстановления.

Большинство метамиктных минералов может быть перекристаллизовано (обычно с восстановлением своей кристаллической структуры) со скоростью, которая легко определяется в диапазоне температур 500—900 °С. Некоторые метамиктные минералы медленно восстанавливают свою структуру при более низких температурах. Хотя для отдельных метамиктных минералов при дифференциальном термическом анализе можно получить характеристические кривые, пики на них определяются условиями нагревания. Даже если первоначальная структура минерала восстанавливается — обычно в виде кристаллического агрегата, это восстановление может происходить через

промежуточные ступени. Так, при нагревании метамиктного *торита* ранее или одновременно с восстановлением $ThSiO_4$ образуется скрытокристаллический оксид ThO.

Выявление таких побочных реакций и тот факт, что образующиеся в результате отжига продукты могут изменяться под действием окружающей атмосферы — воздуха или инертного газа, — заставляют сомневаться, действительно ли происходит восстановление первоначальной структуры. Сомнения отпадают в тех случаях, когда удается восстановить монокристаллы с решетками, совпадающими с их морфологией. Когда при отжиге вещества, которое по рентгеновским характеристикам является полностью аморфным, получаются монокристаллы, следует полагать, что сохранилось достаточное количество реликтов первичной структуры, которые предопределяют ориентировку новообразованного кристаллического вещества. Более обширную информацию о метамиктных минералах см. в работе [4].

А. ПАБСТ

См. также: *Анизотропия; Выращивание кристаллов; Изотропия; Минералы пегматитов; Оптическая минералогия; Порядок—беспорядок; Россыпные месторождения.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Faessler A.* Untersuchungen zum Problem des metamikten Zustandes. — Zeitsch. Krist., 1942, 104, p. 81—113.
2. *Goldschmidt V. M.* Über die Umwandlung krystallisierter Minerale in den metamikten Zustand (Isotropisierung). Norsk. Ak. Skr., 1924, ser. I, 1 (5), p. 51—58.
3. *Holland H. D., Gottfried D.* The effect of nuclear radiation on the structures of zircon. — Acta Crystallogr., 1955, 8, p. 291—300.
4. *Mitchell R. S.* Metamict minerals: A review. — Mineral. Rec., 1973, 4, p. 177—182, 214—223.
5. *Pellas P.* Sur la formation de l'état métamicte dans le zircon. — Bull. Soc. Fr. Mineral. Crystallogr., 1954, 77, p. 447—460.
6. *Vegard L.* Results of crystal analysis. —Philos. Mag., 1916, 32, p. 65—96.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ — см. **ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ.**

МЕТАОТЕНИТА ГРУППА — см. **ОТЕНИТА (ТОРБЕРНИТА), МЕТАОТЕНИТА (МЕТАТОРБЕРНИТА) ГРУППЫ.**

МЕТОД ПАЯЛЬНОЙ ТРУБКИ

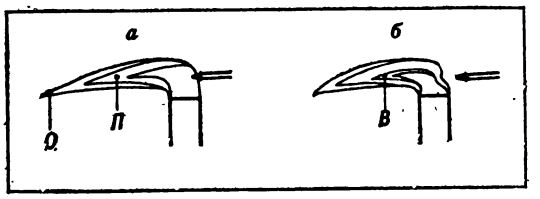
Этот метод используется для определения в соединении химических элементов. Анализ называется качественным, если выясняется только присутствие или отсутствие элемента; если определяется содержание элементов, анализ называется количественным. Ниже будет рассмотрено несколько элементарных методов качественного анализа.

Минералы в общем нерастворимы в воде, а многие из них нерастворимы и в кислотах. Исследование минералов «мокрыми» методами химического анализа обычно требует предварительного плавления вещества или получения раствора, который можно использовать для обычного «мокрого» анализа. С помощью паяльной трубки аналитические испытания проводятся быстро, с использованием очень небольшого количества минерала. Анализ с помощью паяльной трубки иногда называется «сухим» анализом. Его можно легко проводить прямо в поле.

МЕТОДИКА

А п п а р а т у р а. Простая паяльная трубка представляет собой трубку, согнутую под прямым углом, один конец которой снабжен мундштуком, другой — наконечником с маленьким отверстием. Если дуть через такую трубку, держа щеки раздутыми, можно направлять постоянный поток воздуха в пламя и изменять его характер. Газовое пламя наиболее удобно для опытов с паяльной трубкой; но можно пользоваться паяльной трубкой с пламенем свечи, спиртовки или керосиновой лампы. Если используется лампа или свеча, фитиль должен быть отогнут в направлении, в котором дуют на пламя.

Для проведения анализов необходимы также следующие реагенты и приспособления: две или три пластинки древесного угля размером 18×3×3 см; 5-сантиметровый



Получение окислительного (*а*) и восстановительного (*б*) пламени с помощью паяльной трубки.
О — точка окисления, *П* — точка плавления, *В* — точка восстановления.

кусочек платиновой проволоки, вмонтированной в стеклянную палочку; примерно по 30 г буры, фосфорной соли (стеркорит) и карбоната натрия, лучше всего в широкогорлых банках с притертой пробкой; чистая соляная и серная кислоты, нитрат кобальта, нитрат серебра, хлорид бария и перекись водорода в маленьких бутылочках с притертой пробкой; немного цинковой стружки, оловянной фольги, магниевой ленты и оксида меди CuO; кусочек синего стекла (достаточно размером 8 $см^2$); дюжину или более трубочек из тугоплавкого стекла размером 10×1 см; две или три трубочки из мягкого стекла длиной около 15 см.

П л а м я. В анализе методом паяльной трубки большое значение имеют два процесса: окисление и восстановление. С помощью паяльной трубки можно получить пламя двух типов: в одном из них происходит окисление исследуемого вещества, а в другом — восстановление.

Окислительное пламя. Введение наконечника паяльной трубки в пламя примерно на 1/3 его длины (см. рисунок, *а*) вызывает появление окислительного пламени. Это пламя голубого цвета и светится очень слабо; в нем воздух из паяльной трубки смешивается с газами пламени и происходит полное сгорание. В этом пламени полезные для анализа операции выполняются в двух позициях. Наиболее горячая часть пламени находится непосредственно перед голубым конусом и называется точкой плавления. Точка с наилучшими условиями для окисления — точка окисления — находится непосредственно перед видимой частью пламени; помещенное в эту точку вещество, нагреваясь, поглощает кислород из воздуха и окисляется.

Восстановительное пламя. Если держать наконечник паяльной трубки на небольшом расстоянии от пламени (см. рисунок, *б*), получается восстановительное пламя, желтое, яркое, с нечеткими контурами, шумное. В этом пламени поток воздуха из паяльной трубки гонит пламя перед собой довольно слабо, так что почти не происходит смешивания воздуха с газами пламени. Вследствие этого газы сгорают не полностью и легко соединяются с кислородом любого вещества, помещенного в середину пламени; в результате вещество подвергается восстановлению.

Анализируемое вещество должно быть полностью окружено восстановительным пламенем (как точка *B* на рисунке), в противном случае оно будет поглощать кислород из воздуха и станет окисляться, а не восстанавливаться. При использовании паяльной трубки с бунзеновской горелкой наилучшие результаты получаются, если отсечь подачу воздуха и уменьшить длину пламени до 3 см. Если это выполнено, восстановительное и окислительное пламена получаются почти без усилий.

Платиновая проволока и древесный уголь. При нагревании пробы вещества с помощью паяльной трубки необходимо удерживать пробу в определенном положении. Для этого чаще всего применяют платиновую проволоку и древесный уголь.

Применение древесного угля объясняется его тугоплавкостью, низкой теплопроводностью и восстановительными свойствами. Углерод, из которого он состоит, легко соединяется с кислородом, который может содержать проба, и тем самым анализируемое вещество восстанавливается; нагреванием в восстановительном пламени на угольной пластинке могут быть восстановлены до металлов многие минералы; например, *галенит* может быть восстановлен до металлического свинца.

Используя угольную пластинку, пробу следует поместить в небольшое углубление; вне углубления должна оставаться площадка достаточных размеров, чтобы обеспечить наилучшие условия для осаждения на холодном угле налета образующихся летучих составляющих.

При нагревании проба может испускать характерный запах или образовывать налет на угле. Запах, цвет налета и его расстояние от пробы, характер оставшегося вещества будут указывать на наличие того или иного элемента.

Флюсы. Для снижения температуры плавления к пробам добавляются определенные вещества. Они очень полезны также в том случае, когда составляющие анализируемого минерала образуют с этими веществами характерно окрашенные соединения. Такие вещества называются флюсами. Здесь рассматриваются три наиболее важных флюса.

Бура. Водный борат натрия (*бура*) $Na_2B_4O_7 \cdot 10\ H_2O$ применяется главным образом для восстановления веществ до формы оксидов. По цвету и другим свойствам, которые эти оксиды придают бусинке из *буры*, можно в определенной степени выявить природу анализируемого вещества. *Бура* также служит для восстановления руд металлов; маленькие шарики металла могут быть при этом отделены от других элементов, входящих в состав соединения. Процесс заключается в выплавлении на конце платиновой проволоки маленькой бусинки *буры* и введении в нее небольшого количества анализируемого минерала. Эта бусинка сначала нагревается в восстановительном пламени, при этом отмечается цвет как нагретой бусинки, так и холодной; эти цвета получаются за счет низкокислородных соединений металла, так как при нагревании в восстановительном пламени часть кислорода удаляется и образуется более низкий оксид. Затем бусинка нагревается в окислительном пламени, отмечаются цвета горячей и холодной бусинок. Эти цвета зависят от присутствия высших оксидов, которые содержат больше кислорода. Например, после нагревания любой соли марганца в восстановительном пламени бусинка из *буры* бесцветна (из-за присутствия низкого оксида MnO), тогда как после нагревания в окислительном пламени цвет той же самой бусинки красновато-фиолетовый (из-за присутствия более высокого оксида Mn_2O_3). После нагревания соединений меди в восстановительном пламени цвет бусинки красный (из-за присутствия металлической меди и низкого оксида Cu_2O), тогда как после нагревания в окислительном пламени цвет становится голубым (из-за присутствия высокого оксида CuO).

Фосфорная соль, водный фосфат натрия и аммония. Действие этого флюса аналогично действию *буры*; он восстанавливает оксиды металлов до сложных фосфатов. Цвета горячей и холодной бусинок часто различаются.

Карбонат натрия. Смешанный с тонкорастертыми оксидами или сульфидами металлов и с угольным порошком, $Na_2CO_3 \cdot 10\ H_2O$ служит для восстановления анализируемого вещества до металлического состояния при нагревании на древесном угле.

ОСНОВНЫЕ КАЧЕСТВЕННЫЕ ИСПЫТАНИЯ С ПОМОЩЬЮ ПАЯЛЬНОЙ ТРУБКИ

Окрашивание пламени. Вещество удерживается с помощью платиновой проволоки. Некоторые сульфиды и арсениды легко восстанавливаются до металла, который сплавляется с платиной. Поэтому металлы перед нагреванием в контакте с платиной должны быть переведены посредством отжига в состояние, труднее поддающееся восстановлению. Пробу надо держать у голубого кончика окислительного пламени и отмечать окрашивание внешней части пламени. Если результата не получается, вещество надо смочить HCl или H_2SO_4. Всегда следует отмечать, легко или нет был получен результат; это может оказаться характерным свойством минерала. Испытание на окрашивание пламени можно вести, удерживая в пламени пинцетом небольшой осколок вещества. Выводы, которые могут быть сделаны по результатам этого испытания, приведены в табл. 1.

Окраска бусинок из буры. Надо раскалить конец платиновой проволоки (не изогнутой) и окунуть его в порошок *буры*. После нагревания прилипшей буры в пламени паяльной трубки порошок вспенивается или вспухает и постепенно плавится до образования прозрачной бусинки, которая не должна быть больше 1,5 мм в диаметре. Затем горячей бусинкой прикасаются к анализируемому веществу, небольшое количество которого пристает к бусинке. Некоторые минералы нужно вводить в очень небольшом количестве, в противном случае ясной реакции не получится, а бусинка будет либо непрозрачной (темно-серой или черной) или ее цвет будет трудно определить.

Если анализируемое вещество имеет металлический блеск или высокую плотность, его необходимо предварительно отжечь на древесном угле, в противном случае платиновая проволока может сделаться хрупкой (в присутствии арсенидов или сульфидов) и обломаться.

Бусинка вначале нагревается в восстановительном пламени, а затем в окислительном; в обоих случаях отмечается цвет как горячей, так и холодной бусинки (табл. 2).

Окраска бусинок из фосфорной соли. Бусинка из фосфорной соли приготавливается так же, как и из буры, но из-за большей текучести фосфорной соли при нагревании с ней труднее манипулировать. Этот метод подходит для испытания силикатов, так как основные оксиды растворяются в бусинке, а кремнезем остается в виде нерастворимой матрицы (табл. 3).

Испытания на древесном угле без флюса. Маленький осколок или порошок анализируемого вещества помещается в небольшое углубление у конца угольной пластинки, находящейся в почти горизонтальном положении. Проба нагревается сильным окислительным пламенем, направленным вдоль пластинки. Цель состоит в том, чтобы летучие оксиды, образовавшиеся во время нагревания пробы, сдувались на более холодную часть пластинки, где могли бы осадиться в виде налета.

Температуру следует поднимать постепенно, прерывая время от времени процесс, чтобы посмотреть, что происходит с пробой. Если начинается плавление, прокаливание следует вести осторожно. Если остаток черный или окрашен, его можно использовать для испытания с бусинкой из буры. Во время нагревания нужно отмечать следующее.

1. Изменение условий:

ТАБЛИЦА 1

Окрашивание пламени

Цвет	Элемент	Примечания	Минералы
Кирпично-красный	Ca	Грязно-зеленый через фиолетовое стекло	*Кальцит* $CaCO_3$ или *гипс* $CaCO_3 \cdot 2H_2O$
Малиновый	Sr, Li		*Стронцианит* $SrCO_3$
Изумрудно-зеленый	Cu	С HCl дает голубое пламя ($CuCl_2$)	*Халькопирит* $CuFeS_2$* или *малахит* (водный карбонат меди)
Голубовато-зеленый	P	Только с H_2SO_4	*Апатит* (фосфат-фторид кальция)
Травянисто-зеленый	B	Требуется H_2SO_4	*Бура* (водный борат натрия)
Желто-зеленый	Ba	Для устранения натриевого цвета пламени необходимо длительное нагревание *барита*, который лучше измельчить в порошок	*Барит* $BaSO_4$
Желто-зеленый	Zn		*Сфалерит* ZnS *
Лазурно-синий	$CuCl_2$	Другие соединения Cu с HCl	*Малахит* (водный карбонат меди)
Лиловый, по краю светло-зеленый	Sb		*Стибнит* Sb_2S_3*
Светло-голубой	As		*Арсенопирит* FeAsS *
Светло-голубой	Pb		*Церуссит* $PbCO_3$
Лиловый	K	Обычно маскируется натрием, но делается видимым через синее стекло	*Сильвин* KCl
Желтый	Na		*Галит* NaCl

* Перед испытанием отжечь на древесном угле.

ТАБЛИЦА 2

Цвет бусинок из буры

Элемент	Окислительное пламя		Восстановительное пламя		Минералы
	Горячая бусинка	Холодная бусинка	Горячая бусинка	Холодная бусинка	
Co	Голубой	Голубой	Голубой	Голубой	*Смальтин* (Co, Ni)As_2*
Fe	Желтый до коричневого	Бесцветный до желтого	Зеленый до желто-зеленого	Бутылочно-зеленый	*Гематит* Fe_2O_3 или *лимонит* $2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$
Cr	Коричневый	Желто-зеленый	Изумрудный	Изумрудный	*Хромит* $FeO \cdot Cr_2O_3$
Cu	Зеленый	Голубой	Бесцветный	Непрозрачный красный	*Куприт* Cu_2O или *малахит* $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$
Mn	Фиолетовый	Фиолетовый	Бесцветный	Бесцветный	*Псиломелан* (нечистый водный диоксид марганца)
Ni	Фиолетовый	Желтый до коричневого	Серый	Металлический серый	*Гарниерит* (водный силикат никеля и магния)
Смесь оксидов Fe и Cu	Зеленый	Зеленый	Зеленый	Красный	*Халькопирит* $CuFeS_2$*
Смесь оксидов Fe и Mn	Фиолетовый	Коричневый	Зеленый	Бутылочно-зеленый	*Вольфрамит* (Fe, Mn)WO_4

* Перед испытанием отжечь на древесном угле.

ТАБЛИЦА 3

Цвет бусинок из фосфорной соли

Элемент	Окислительное пламя	Восстановительное пламя	Минералы
W	Бесцветный	Серо-фиолетовый или голубовато-зеленый	*Шеелит* $CaWO_4$**
Mo	Ярко-зеленый	Зеленый	*Молибденит* MoS_2**
Ti	Бесцветный *	Фиолетовый	*Рутил* TiO_2
Si	Остается нерастворенным		*Ортоклаз* $KAlSi_3O_8$

* Растворяется очень медленно.
** Должен быть насыщенным.

а) плавление — достигается легко (например, *стибнит*) или с трудом (например, *каолинит*);

б) потрескивание и раскалывание при прокаливании (например, *сфалерит*);

в) разбухание (например, *бура*);

г) при плавлении пробы не светится ли остаток в окислительном пламени (например, *магнезит*).

2. Изменение запаха. Запах серы указывает на присутствие сульфида (например, *пирита*), чесночный запах указывает на присутствие мышьякового минерала (например, *арсенопирита*).

3. Изменение цвета. Следует отметить цвет пробы как в нагретом, так и в холодном состоянии (табл. 4).

4. Налет. Если образующиеся при нагревании оксиды летучи, они выносятся из пробы и осаждаются на более холодной части пластинки. После этого надо определить степень летучести налета, касаясь его кончиком окислительного пламени и отмечая, насколько быстро он исче-

ТАБЛИЦА 4

Изменение цвета пробы

Первоначальный цвет	Цвет после нагревания		Соединения	Минералы
	Горячая проба	Холодная проба		
Голубой или зеленый	Черный	Черный	Соли Cu	*Малахит* $CuCO_3 \cdot Cu(OH)_2$
Красный	Черный	Красный	Fe_2O_3	*Гематит* Fe_2O_3
Желтый или коричневый	Черный	Черный	$FeCO_3$	*Сидерит* $FeCO_3$
Белый или желтый	Желтый	Белый	Соли Sn и Zn	*Касситерит* SnO_2 и *сфалерит* ZnS

ТАБЛИЦА 5

Цвет налета на угле

Вблизи пробы		На расстоянии от пробы		Элемент	Минерал
горячей	холодной	горячей	холодной		
Белый	Белый	Голубовато-белый	Голубовато-белый	Sb	*Стибнит* Sb_2S_3
Белый	Белый	Серовато-белый	Серовато-белый	As	*Реальгар* AsS
Желтый	Желтый	Голубовато-белый	Голубовато-белый	Pb	*Галенит* PbS
Желтый	Белый	Белый	Белый	Zn	*Сфалерит* ZnS
Бледно-желтый	Белый	Белый	Белый	Sn	*Касситерит* SnO_2
Желтый *	Белый	Голубой	Белый	Mo	*Молибденит* MoS_2

* Пурпурно-черный при малейшем намеке на восстановительное пламя, но может измениться на желтый и белый, если коснуться окислительным пламенем.

ТАБЛИЦА 6

Цвет остатка при повторном нагревании

Цвет после нагревания	Элементы или соединения	Минералы
Серый	Ca, Ba, Sr	*Кальцит* $CaCO_3$, *барит* $BaSO_4$, *стронцианит* $SrCO_3$
Зеленый	Zn	*Сфалерит* ZnS
Розовый	Mg	*Магнезит* $MgCO_3$
Землисто-голубой	Al	*Каолинит* $Al_2O_3 \cdot 2H_2O \cdot 2SiO_2$
Глянцево-синий	Плавкие силикаты и некоторые бораты и фосфаты	*Бура* (водный борат натрия)
Желтовато-зеленый	Некоторые бораты и фосфаты	*Апатит* (фторо- или хлорофосфат кальция)
Голубовато-зеленый	Sn	*Касситерит* SnO_2
Темно-грязно-зеленый	Sb	*Стибнит* Sb_2S_3

ТАБЛИЦА 7

Металлические корольки, восстановленные с карбонатом натрия

Корольки	Элемент	Минералы
Блестящий белый металл, ковкий	Sn, Ag	*Касситерит* SnO_2*, *аргентит* Ag_2S
Желтый металл, ковкий	Au	
Красные чешуйки или шарик, ковкий	Cu	*Малахит* $Cu(OH)_2 \cdot CuCO_3$, *халькопирит* $CuFeS_2$
Серый порошок, сильномагнитный	Fe	*Лимонит* (гидрооксид железа)
Серый порошок, слабомагнитный	Co, Ni	*Смальтин* (Co, Ni)As_2

* Королек Sn образуется с трудом; *касситерит* должен быть очень мелко растолчен.

ТАБЛИЦА 8

Налеты, образующиеся при восстановлении с карбонатом натрия

Королек	Налет	Элемент	Минерал
Белый, ковкий, не оставляет следа на бумаге	Очень слабый *	Sn	*Касситерит* SnO_2
Белый, ковкий, оставляет след на бумаге	Желтый (горячий и холодный)	Pb	*Галенит* PbS или *церуссит* $PbCO_3$
Белый, хрупкий	Белый, возле пробы	Sb	*Стибнит* Sb_2S_3
Нет	Желтый (горячий); белый (холодный)	Zn	*Сфалерит* ZnS
Нет	Белый, белый дым, запах чеснока	As	*Арсенопирит* FeAsS или *реальгар* AsS

* Образуется с трудом.

вает. Цвет налета надо отмечать как вблизи, так и в отдалении от пробы (табл. 5).

Все остатки и налеты белого цвета после полного охлаждения следует смочить раствором нитрата кобальта и сильно нагреть в окислительном пламени. Удовлетворительные результаты получить трудно и поэтому интерпретировать их следует осторожно (табл. 6.).

Испытания на древесном угле с флюсом. Берется тонкий порошок анализируемого материала и смешивается с двумя-тремя объемами карбоната натрия. Затем смесь смачивают водой, укладывают в углубление на угольной пластинке, сильно нагревают в восстановительном пламени и отмечают, происходит восстановление металла без образования налета (табл. 7) или с его образованием (табл. 8). Любой белый налет обрабатывают нитратом кобальта, как указано в предыдущем разделе.

ДРУГИЕ ПРОСТЕЙШИЕ КАЧЕСТВЕННЫЕ ИСПЫТАНИЯ

Испытания в закрытой трубке. Вводится небольшое количество анализируемого минерала в небольшую стеклянную трубку, закрытую с одной стороны, и нагревается. В некоторых случаях на более холодной части трубки осаждается сублимат, цвет и характер которого могут указать на присутствие в пробе одного или нескольких элементов. Сама проба может превратиться в другое соединение с характерными цветом и свойствами. Так, коричневый *лимонит* превращается в черный магнитный оксид, при этом вода, удаленная из минерала, собирается на верхней холодной части трубки. Изменение цвета проб происходит так же, как на угольной пластинке (см. табл. 4). Окраска сублиматов приведена в табл. 9.

Испытания в открытой трубке. Нагревание пробы ведется в 8—10-сантиметровой трубке,

ТАБЛИЦА 9

Сублиматы в закрытой трубке

Сублимат		Элемент или вещество	Минерал
горячий	холодный		
Оранжевый	Оранжево-желтый (непрозрачный)	S	*Пирит* FeS_2
Красный	Красновато-желтый	AsS и As_2S_3	*Реальгар* AsS
Черный	Коричневато-красный	Sb_2S_3	*Стибнит* Sb_2S_3
Черный	Черный	HgS	*Киноварь* HgS
Черный	Металлическое зеркало	As	*Арсенопирит* FeAsS

ТАБЛИЦА 10

Сублиматы в открытой трубке

Запах	Сублимат и его состав	Элемент или вещество	Минерал
Чесночный	Белые летучие кристаллы в отдалении от пробы; As_2O_3	As	*Смальтин* (Co, Ni)As_2
Удушливый	Нет (газ SO_2)	S	*Пирит* FeS_2
	Белый; густой дым; Sb_2O_3	Sb	*Стибнит* Sb_2S_3
	Белый; проба сплавляется в желтую каплю, которая после остывания становится белой; $PbSO_4$	PbS	*Галенит* PbS
	Металлическое зеркало; Hg	Hg	*Киноварь* HgS
	Желтый (горячий), белый (холодный); около пробы кристаллический; MoO_3	Mo	*Молибденит* MoS_2

открытой с обоих концов. Проба должна быть помещена на расстоянии 3 см от конца трубки, которая держится в наклонном положении. Анализируемое вещество может поглощать кислород из проходящего тока воздуха и высвобождать летучие оксиды с образованием сублимата на верхней холодной части трубки. Примеры испытаний даны в табл. 10.

Р. ПРАЙДЕР

См. также: *Немец Ф.* Ключ к определению минералов и пород. М., Недра, 1982. 174 с. *Солодовникова Л. Л.* Руководство и таблицы для определения минералов. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1954. 276 с.

МЕТОДЫ ОКРАШИВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

При прогнозировании, разработке и добыче, промышленном извлечении и обогащении, контроле за качеством и лабораторных исследованиях часто возникает проблема экспрессного определения минералов в смеси зерен пород. Визуальная идентификация, если она возможна, имеет преимущества, обусловленные быстротой и низкой стоимостью.

Диагностика минералов, основанная на применении разноокрашивающих поверхности красителей, в настоящее время выделилась в отдельную область. Хотя большое число методов окрашивания минералов уже описаны, их применение распространено не так широко.

Окрашивание минералов используется для экспрессной диагностики минералов, которые не различаются по внешнему виду, и минералов, определение которых трудоемко и требует много времени. Ниже приводятся в основном данные по индивидуальным красителям, специально разработанным для выделения составных частей в двух основных типах минеральных смесей: 1) смесь, в которой один из минералов присутствует вместе с определенным набором других минералов, например *витерит* в смеси *витерит—барит—флюорит—кварц*; 2) смесь, содержащая минералы одинакового внешнего вида, редко больше двух-трех, например *кальцит* и *арагонит*, *кальцит*, *доломит* и *гипс*.

Методы окрашивания применяются в основном для диагностики минералов, однако они все более широко используются при изучении структурно-текстурных особенностей пород, отдельных минералов (включая их зональность) и окаменелостей, при изучении диагенеза, парагенезиса и оценки относительного содержания минералов в породе, а также для усиления видимого контраста в осадочных структурах и фотомикроскопии.

Следует помнить, что отдельные методы окрашивания часто развивались и опробовались на сравнительно редких конечных членах изоморфных серий. Во всех других случаях окрашивание может привести к неправильным результатам, которые, хотя и могут быть предвидены, вносят сильные и обычно не обоснованные сомнения о значимости методов окрашивания. Однако однажды полученные и осмысленные аномальные результаты могут иметь большое значение для корректной оценки реальных составов этих минералов. Количество публикаций в этой области очень ограниченно. Поэтому можно надеяться, что значительный вклад в изучение изоморфных рядов [20], *анкерита*, *доломита* и *сидерита* [21], а также содержания закисного железа в *кальците* и *доломите* [6] послужит стимулом дальнейших исследований в этой области.

Ценность различных методов окрашивания обусловлена их экспрессностью и простотой, а также минимальным количеством дешевого простого оборудования и реагентов, необходимых для их эффективного использования. Эти методы легко использовать в полевых и лабораторных условиях для размельченных образцов, осколков керна, несцементированных кусков, отдельных зерен, почв и полированных поверхностей, во многих случаях для шлифов и даже для целлюлозы и ацетатных пленок [4].

Известные красители даны в порядке значимости для следующих минеральных групп: карбонаты [6, 8, 14, 20, 22], глины [5, 10, 11], полевые шпаты [1.2, 12, 17], сульфаты и обломочные и другие минералы [13, 17, 18, 21]. Эти же группы выделены в данной работе.

КАРБОНАТЫ

Безводные карбонаты очень трудно разделять и определять обычными макро- и микроскопическими методами. Это послужило сильным стимулом для использования различных методов окрашивания. Так, начиная с классической работы Лемберга [Lemberg, 1887 г.] до настоящего времени опубликовано значительное количество работ, связанных с этой проблемой.

Обзоры методов окрашивания безводных карбонатов приведены в работах [8, 14, 15, 22]. Разработаны по крайней мере четыре современные схемы окрашивания. В этих схемах использованы несколько окрашивающих реагентов и выделение отдельных карбонатов из карбонатных минералов производится систематическим исключением.

Схема Хюги [14] позволяет определять *кальцит*, *доломит*, *арагонит*, *анкерит*, *сидерит* и *магнезит* при помощи только пяти реагентов. Фридман [8] предложил две схемы для индентификации *арагонита*, *кальцита*, магнийсодержащего *кальцита*, *ангидрита*, *доломита* и *магнезита* с *гипсом*. В первой схеме (рис. 1) используются только два реагента: ализарин красный S в растворах с различной кислотностью и щелочностью и специальный краситель Файгеля для *арагонита*. На рис. 2 изображена вторая схема Фридмана. С использованием красителей первой схемы Фридмана и трех новых красящих реагентов была предложена расширенная схема, которая кроме диагностики вышеуказанных минералов позволяет определять *витерит*, *сидерит*, *родохрозит*, *смитсонит*, *анкерит*, *стронцианит* и *церуссит* (рис. 3).

Работа [8] представляет интерес еще и тем, что кроме описания большого числа красителей, их надежности и использования для определения карбонатов в породах содержит данные лабораторных исследований. Выбраны и детально обсуждены более 40 красителей, включая данные об их приготовлении. Дополнительно к работе Фридмана вышел обзор [22], где собраны данные о химических веществах, приготовлении красителей, методах окрашивания, результатах исследований. Значительный вклад в исследования сделан в работе [3] (устойчивость красителей), [23] (обнаружение магнийсодержащего кальцита) и [16] (обнаружение железистого *кальцита*).

ГЛИНЫ

В настоящее время красители и другие реагенты, которые при адсорбировании частицами *глины* окрашиваются в определенный цвет, широко используются при минералогическом анализе глинистых минералов. Характерный цвет возникает вследствие появления эффектов плеохроизма и протекания окислительно-восстановительных или кислотно-щелочных реакций.

Развитие количественных тестов с использованием бензидина способствовало развитию метода идентификации *смектитов* при помощи ароматических диаминов. Усовершенствованные методы используют комбинацию малахитовой зелени, сафранина Y и бензидина. Данные об использовании этих красителей для определения *каолинита*, *галлуазита*, *диккита*, *накрита*, *монтмориллонита*, *нонтронита*, *гекторита*, *иллита*, *палыгорскита* приведены в работе [10]. После этого был предложен метод, использующий спиртовой раствор *p*-аминофенола различной концентрации с последующей обработкой гидрохлоридной кислотой [11]. Авторы указывают, что этот метод особенно

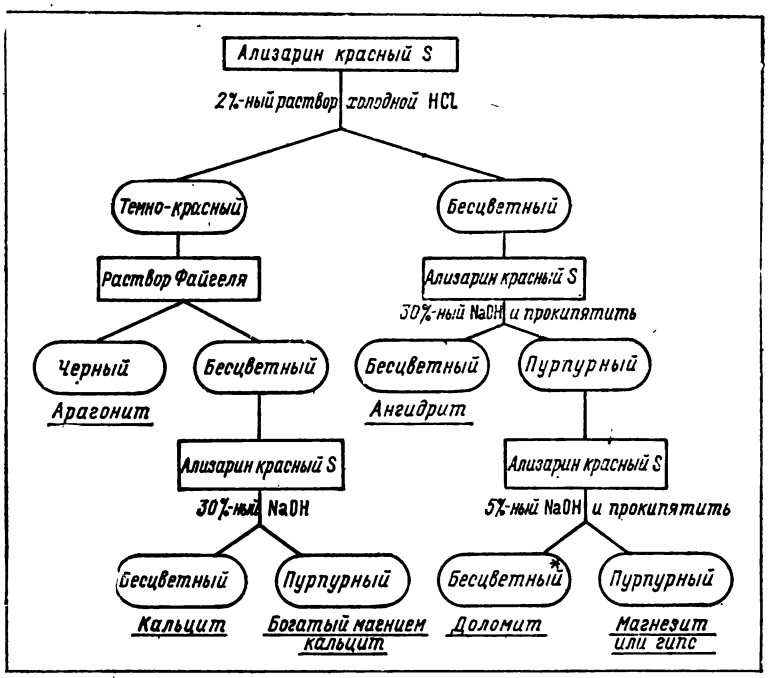


Рис. 1. Процесс окрашивания с использованием ализарина красного S и раствора Файгеля [8].

* Или неокрашенный.

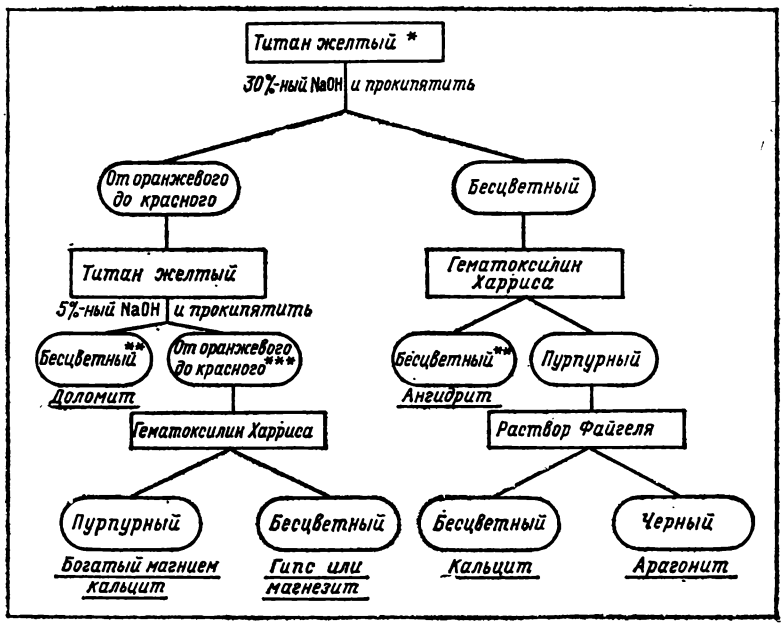


Рис. 2. Процесс окрашивания с использованием титана желтого, гематоксилина Харриса и раствора Файгеля [8].

* *Доломит* имеет широкий спектр окраски, поэтому желтый титан можно заменить другим красителем для получения контрастности между красителем и *доломитом*.

** Или неокрашенный (светло-оранжевый).

*** Магнийсодержащий *кальцит*, использованный при этом исследовании, был очень мелкозернистый. Поведение крупнозернистого магнийсодержащего *кальцита* не изучалось.

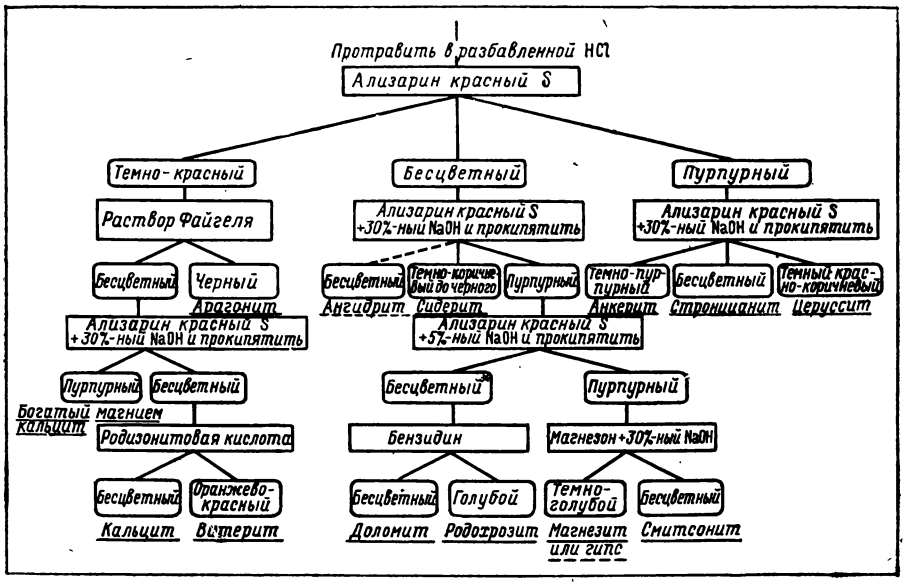


Рис. 3. Процесс окрашивания с использованием ализарина красного S, родизонитовой кислоты Файгеля, бензидина и раствора магнезона [21].

* Или неокрашенный.

эффективен для определения *смектитов* и в меньшей степени *иллита* и водосодержащих слюд; хотя каолиниты определяются довольно легко, следует дополнительно проводить тест с анилиновым красителем.

Проблема в целом, критика и оценка основных методов окрашивания обсуждены в работах [5, 19], а в [24] обсуждается «механизм окрашивания *монтмориллонита* с помощью бензидина».

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Первоначально окрашивание *полевых шпатов* проводилось для быстрого разделения *калиевых полевых шпатов*, *плагиоклазов* и *кварца*. Затем эти методы стали развиваться в направлении изучения текстур пород и точного петрографического анализа.

К а л и е в ы е п о л е в ы е ш п а т ы. Для диагностики калиевых *полевых шпатов* наиболее широко используется метод, впервые описанный в работе [9]. Позднее в эту методику были внесены некоторые незначительные, но ценные изменения [2], и в результате была получена очень надежная, простая методика окрашивания.

По существу метод включает легкое травление поверхности окрашивания (открытый шлиф, полированная поверхность образца, зернистый агрегат или отдельные зерна) плавиковой кислотой HF. После тщательного мытья в дистиллированной воде и высушивания следует ненадолго поместить образец в концентрированный раствор кобальтинитрита натрия.

В результате поверхность калиевого *полевого шпата* окрашивается в ярко-желтый цвет, в то время как *плагиоклав*, *кварц* и *апатит* остаются полностью неокрашенными (*плагиоклав* становится белым и непрозрачным). В этих условиях глинистые минералы иногда окрашиваются, а *слюда*, если была подвержена выветриванию, становится зеленовато-желтой.

Вполне очевидно, что окрашиваются не сами минералы, а остатки от травления HF. Таким образом с поверхности *полевого шпата* кремний удаляется в виде летучего фторида, а другие составные элементы — в виде гелеобразной поверхностной пленки алюминиевого фторосиликата. В этих условиях оставшийся калий реагирует с кобальтинитритом натрия и образует желтый краситель — кобальтинитрит калия.

П л а г и о к л а з ы. В случае необходимости окрашивания *плагиоклава* образец после травления HF и обработки кобальтинитритом натрия можно погрузить в водорастворимый краситель, например эозин В или малахитовую зелень.

Прекрасные результаты могут быть также получены при использовании метода Бейли и Стивенса [1]. После подготовительного травления в HF образец погружается в 5 %-ный раствор хлорида бария, затем промывается и погружается в насыщенный раствор родизоновокислого натрия. Когда *плагиоклав* окрасится в розовый цвет, образец осторожно промывается и высушивается.

После такой обработки плагиоклаз ($An \geqslant 3$, но не чистый *альбит*) окрашивается в ярко-красный цвет родизоната бария.

Хотя калиевые *полевые шпаты* могут быть предварительно окрашены в желтый цвет, ни один из методов окрашивания *плагиоклавов*, используемый после этого, не изменяет желтый цвет кобальтинитрита натрия. Различие между желтым калиевым *полевым шпатом* и красным *плагиоклавом* хорошо заметно.

Вполне понятно, что этот метод двойного окрашивания имеет значение для петрографического анализа, исследования текстур, распределения, ассоциации и даже зональности полевых шпатов.

Другой метод окрашивания *плагиоклавов*, включая *альбит*, с использованием амаранта был предложен в работе [17].

А н о р т о к л а з ы. *Анортоклавы* могут окрашиваться амарантом по методу Форда и Дудетта [7].

Г р у п п а п о л е в ы х ш п а т о в. Во многих учебниках по осадочной петрографии предлагается общий метод разделения *полевых шпатов* и *кварца*. Интенсивность цвета максимальна у *анортита*, значительно меньше у кальциевых и совсем слабая у калиевых *полевых шпатов*. Удобными красителями являются фуксин, метилен голубой, сафранин, малахитовая зелень и эозин. Однако из-за слабой воспроизводимости этот метод был подвергнут сильной критике [12].

СУЛЬФАТЫ

Гипс и ангидрит. С помощью схем, предложенных в работах [8] и [21], *гипс* может быть идентифицирован только в присутствии *магневита*, в то время как *ангидрит* определяется только по отсутствию окраски на определенной стадии процесса (см. рис. 1—3).

Характерным для *гипса* является появление окрашенной в ярко-красный, розовато-красный, оранжевый и голубовато-зеленый цвет поверхности при погружении образца соответственно в метаноловые растворы щелочного родамина В, эозината бария, желтого титана или цианина ализарина зеленого. Кроме того, описан метод использования подкисленного раствора нитрата двухвалентной ртути, при котором *гипс* окрашивается в желтый цвет.

Кроме процесса исключения (см. рис. 1—3) для определения *ангидрита* не разработаны другие специальные красители.

Барит. Он успешно определяется после покрытия соответствующим реагентом, который затем окрашивается. Образец предварительно кипятится в присутствии избытка карбоната натрия в течение нескольких минут. В результате поверхность *барита* $BaSO_4$ покрывается карбонатом бария. После промывания в воде образец погружается в теплый раствор хромата калия; поверхностный слой карбоната бария окрашивается в желтый цвет образовавшимся хроматом бария.

ОБЛОМОЧНЫЕ И ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ

Боксит. Для окрашивания гидроокислов, особенно боксита и лимонита, предложено использование раствора малахитовой зелени [13]. Отмечено, что «эта реакция, по-видимому, является специфичной для всех минералов, содержащих гидроксильные радикалы».

Другие минералы. Дифференцированное окрашивание большого числа других минералов может также иметь важное значение. В чрезвычайно информативных обзорах [13, 18] указаны методы окрашивания для идентификации *амблигонита*, *англезита*, *арсенопирита*, *берилла*, *касситерита*, *колумбита*, *флюорита*, *галенита*, *пирита*, *сфалерита*, *сподумена*, *шеелита* (и других вольфраматов), *торита*, а также многих других минералов. Совсем недавно реагент амарант был использован для селективного окрашивания большого числа минералов [17].

С. УОРНИ

См. также: *Глины, минералы глин; Кальцита группа; Плагиоклазы; Щелочные полевые шпаты.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bailey E. H., Stevens R. E.* Selective staining of K-feldspar and plagioclase on rock slabs and thin sections. — Am. Mineralogist, 1960, 45, p. 1020—1025.
2. *Broch O. A.* Quick identification of potash feldspar, plagioclase and quartz for quantitative thin section analysis. — Am. Mineralogist, 1961, 46, p. 752—753.
3. *Choquette P. W., Trusell F. C.* A procedure for making the titan-yellow stain for Mg-calcite permanent. — J. Sed. Petrology, 1978, 48, p. 639—641.
4. *Davies P. J., Till R.* Stained dry cellulose peels of ancient and recent impregnated sediments. — J. Sed. Petrology, 1968, 38, p. 234—237.
5. *Dodd C. G.* Dye adsorbtion as a method of identifying clays. — Proc. 1st. Natl. Conf. Clays and clay Min., Calif. Div. Mines., Bull., 1955, 169, p. 105—111.
6. *Evamy B. D.* The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. — Sedimentology, 1963, 2, p. 164—170.
7. *Ford A. B., Doudette E. L.* On the staining of anorthoclase. — Am. Mineralogist, 1968, 53, p. 331—334.
8. *Friedman G. M.* Identification of carbonate minerals by staining methods. — J. Sed. Petrology, 1959, 29, p. 87—97.
9. *Gabriel A., Cox E. P.* A staining method for the quantitative determination of certain rock forming minerals. — J. Mineral. Soc. Amer., 1929, 14, p. 290—292.
10. *Grim R. E.* Clay Mineralogy. London, McGraw-Hill, 1953. 384 p.
11. *Hambleton W. W., Dodd C. G.* A gualitative color test for rapid identification of the clay mineral groups. — Econ. Geol., 1953, 48, p. 139—146.
12. *Hayes J. R., Klugman M. A.* Feldspar staining methods. — J. Sed. Petrology, 1959, 29, p. 227—232.
13. *Hosking K. F. G.* Rapid identification of mineral grains in composite samples. — Mineral. Mag., 1964, 110 (1), p. 30—37; (2), p. 111—121.
14. *Hügi T.* Gestensbildend wichtige Karbonate und deren Nachweis mittels Färbmethoden. Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt., 1945, 25, S. 114—140.
15. *Le Roy L. W.* Stain analysis. — In: Subsurface Geologic Methods. Golden, Colorado, Colorado School of Mines, 1950, p. 193—199.
16. *Lindholm R. C.* Fabric and chemistry of pore filling calcite in septarian veins: Models for Limestone cementation. — J. Sed. Petrology, 1974, 44, p. 428—440.
17. *Norman M. B.* Improved techniques for selective staining of feldspar and other minerals using amaranth. — J. Res. U. S, Geol. Surv., 1974, 2, p. 73—79.
18. *Reid W. P.* Mineral staining tests. — Colorado School Mines, Mineral Indust. Bull., 1969, 12, p. 1—20.
19. *Skawinski R.* Investigation of factors bearing on staining of clay minerals. — Bull. Acad. Polou. Sci. Ser. Sci. Geol. Geogra., 1965, 13, p. 39—42, 43—48.
20. *Walger E.* Zur mikroskopischen Bestimmung der Gesteinsbildenden Karbonate im Dünnschliff. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1961, 8, S. 182—187.
21. *Warne S. St. J.* A quick field or laboratory staining scheme for the differentiation of the major carbonate minerals. — J. Sed. Petrology, 1962, 32, p. 29—38.
22. *Wolf K. H. Easton A. J., Warne S. St. J.* Techniques of examining and analyzing carbonate skeletins, minerals and rocks. — In: Carbonate Rocks. Pt. B. Amsterdam, Elsevier, 1967, p. 253—341.
23. *Winland H. D.* Nonskeletal deposition of high-Mg-calcite in the marine environment and itsrole in the relation of textures. In: Carbonate Cements, Baltimore, John Hopkins Univ., Studies in Geol., № 19, 1971, p. 278—284.
24. *Yarin S., Lahav N., Lacher M.* On the mechanism of staining montmorillonite by benzidine. — Clays, Clay Minerals, 1976, 24, p. 51—52.

Копченова Е. В., Ершова К. С. Методы изучения минералов с помощью качественных химических реакций. — В кн.: Современные методы минералогических исследований. М., Недра, 1969, с. 157—201.

МИКРОСКОП — см. ОПТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ; РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ; ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ (СКАНИРУЮЩАЯ).

МИНЕРАГРАФИЯ — см. РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ.

МИНЕРАЛ — см. КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ: ИСТОРИЯ; КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ: ПРИНЦИПЫ.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ МУЗЕИ МИРА

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Геологический музей, Институт геологических наук АН Казахской ССР	СССР, 480100, Алма-Ата, ул. Калинина, 69а	Около 27 300	Минералы, породы и руды Казахстана
Музей Геологического института Кольского филиала АН СССР	СССР, 184200, Апатиты, ул. Ферсмана, 14	3 500	Коллекция по Кольскому полуострову
Геологический музей	СССР, 624060, Асбест, Промышленная ул., 4	1 170	Минералы и породы месторождений асбеста
Геологический музей, Геологическое отделение, Совет Министров Азербайджанской ССР	СССР, 37073, Баку, ул. Вахрама Агаева, 100а	5 300	Рудные минералы и региональная минералогия
Геолого-минералогический музей Читинского политехнического института	СССР, 672000, Чита, ул. Горького, 28,.	5 100	Систематика минералов; типы полезных ископаемых; региональная минералогия
Геолого-минералогический музей Грозненского нефтяного института	СССР, 364092, Грозный, площадь Орджоникидзе, 100	2 500	Систематика минералов; региональная минералогия; драгоценные камни
Минералогический музей Иркутского политехнического института	СССР, 664028, Иркутск, ул. Лермонтова, 83	27 250	Систематика минералов; происхождение минералов; свойства минералов, кристаллов, драгоценных камней и синтетических минералов; региональная минералогия
Геологический музей Института геологических наук АН Украинской ССР	СССР, 252030, Киев, ул. Ленина, 15	Около 23 600	Систематика минералов; метеориты; драгоценные камни; полезные ископаемые Украины; систематика пород; свойства минералов
Геологический музей им. Е. С. Федорова	СССР, 624460, Красноту рьинск, ул. Октябрьская, 45	116 100	Коллекция по Свердловской области; мемориальная коллекция Е. С. Федорова
ЦНИГР музей им. Ф. Н. Чернышева	СССР, 199026, Ленинград, Средний проспект, 74	435 000	Региональная минералогия и геология; геология месторождений полезных ископаемых; систематика минералов; мемориальная коллекция
Горный музей Ленинградского горного института	СССР, 199026, Ленинград, 21 линия, 2	63 360	Систематика минералов; метеориты; драгоценные камни; кристаллы; синтетические минералы; псевдоморфозы; онтогения минералов; региональная минералогия
Минералогический музей Ленинградского государственного университета	СССР, 199164, Ленинград, Университетская наб., 7/9	39 000	Систематика минералов; метеориты; поделочные камни; синтетические минералы; физические свойства минералов; минеральные ассоциации; генезис минеральных индивидов; минералогия СССР; уникальные учебные коллекции
Минералогический музей Львовского государственного университета	СССР, 290005, Львов, ул. Щербакова, 4	Около 13 500	Систематика минералов; генезис минералов; метеориты; синтетические минералы; региональная минералогия; драгоценные камни; онтогения минералов
Музей им. В. И. Ленина Ильменского государственного заповедника	СССР, Миасс, 456301	Около 1800	Коллекция по Ильменским горам
Минералогический музей им. А. Е. Ферсмана	СССР, Москва, В-71, Ленинский пр., 18—2	Около 155 000	Систематика минералов; минералообразующие процессы; морфология минералов; драгоценные камни; синтетические минералы; метеориты; минералы, открытые в СССР; минералы Московской области; окраска минералов; псевдоморфозы; природные кристаллы; новые образцы
Минералогическая коллекция Института минералогии и геохимии редких элементов	СССР, 113127, Москва, Садовническая набережная, 71	15 000	Эталонные образцы; минеральные ассоциации; систематика

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Минералогический музей Московского геологоразведочного института	СССР, 103012, Москва, пр. Маркса, 18	Около 50 000	Систематика минералов; генезис минералов; региональная минералогия; псевдоморфозы; кристаллы; драгоценные камни; метеориты; свойства минералов
Музей землеведения Московского государственного университета	СССР, 117234, Москва, МГУ, Ленинские горы	58 359	Систематика минералов; генезис минералов; типы рудных месторождений; кристаллы; синтетические минералы; физические свойства минералов; драгоценные камни; метеориты; региональная коллекция
Петрографический музей Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР (ИГЕМ АН СССР)	СССР, 109017, Москва, Старомонетный, 35	10 000	Систематика изверженных пород; мемориальные (авторские) коллекции
Центральный Сибирский геологический музей Сибирского отделения АН СССР	СССР, 630090, Новосибирск, Университетский пр., 3	Около 32 500	Систематика минералов; метеориты; минералы Сибири и Дальнего Востока; синтетические минералы; драгоценные камни; минералы высоких давлений; агрохимическое минеральное сырье
Геологический музей Института минеральных ресурсов Министерства геологии АН УССР	СССР, 333620, Симферополь, Кировский пр., 47/2	1 600	Минералы, руды и породы Украины; минералогия карста; строительные камни Крыма
Уральский геологический музей Свердловского горного института	СССР, 620219, Свердловск, ул. Куйбышева, 30	25 190	Систематика минералов; драгоценные камни; минералы, впервые описанные на Урале; минералы и руды Урала; метеориты
Минералогический музей Томского политехнического института	СССР, 634004, Томск, пр. Ленина, 30	12 650	Рудные и нерудные минералы; региональная минералогия
Геологический музей Бурятского геологического управления	СССР, 670000, Улан-Удэ, ул. Ленина, 57	6 000	Систематика минералов и кристаллов; минеральное сырье Бурятии
Геологический музей Геологического института Бурятского филиала АН СССР	СССР, 670015, Улан-Удэ, ул. Павлова, 2	2 300	Минералы, породы и руды Бурятии
Геологический музей Института геологии Якутского филиала АН СССР	СССР, 677891, Якутск, пр. Ленина, 39	Около 1 400	Систематика минералов; минералы, открытые в Якутии; кристаллы; региональная минералогия
Музей отделения геологии при Совете Министров Армянской ССР	СССР, 375200, Ереван, ул. Чаренца, 46	1 000	Строительные камни; драгоценные камни; сырье для химической промышленности; минеральные красители; руды
Department of Geology and Mineralogy, University of Adelaide	Adelaide, South Australia, Australia	25 790	Антарктида и стратиграфия Австралии (в частности, Южной Австралии)
The South Australian Museum	North Terrace, Adelaide, South Australia, Australia	Около 46 000	
Department of Minerals and Energy Bureau of Mineral Resources Australian Government	Canberra, A. C. T., Australia	1 022 102	
Geology Department Australian National University	Box 4, G. P. O., Canberra, A. C. T. 2600, Australia	22 000	
Research School of Earth Sciences Australian National University	Box 4, G. P. O., Canberra, A. C. T. 2600, Australia	317	
Department of Earth Sciences Monash University	Wellington Road, Clayton, Victoria, 3168, Australia	3 500	
Tasmanian Museum and Art Gallery	5 Argyle Street, Hobart, Tasmania, Australia	7 329	Образцы из Тасмании, главным образом из рудников на западном побережье штата
Queen Victoria Museum and Art Gallery	Wellington Street, Launceston 7250, Tasmania, Australia	5 070	Минералы, породы, метеориты Тасмании
National Museum of Victoria	Russell Street, Melbourne, Victoria, Australia	43 820	
Department of Geology University of Western Australia	Nedlands, Western Australia 6009, Australia	73 254	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Department of Geology University of Newcastle	Newcastle, New South Wales, Australia	Около 10 300	Породы района Хантер-Меннинг-Маялл
School of Earth Sciences Macquarie University	North Ryde, New South Wales 2113, Australia	Около 7 500	Серия Брокен-Хилл
Department of Geology School of Earth Sciences, University of Melbourne	Parkville, Victoria 3052, Australia	Около 40 000	Метеориты (Мурчисон и Крембурн) и минералы района Брокен-Хилл
West Australian Mines Department Government Chemical Laboratories	30 Plain Street, Perth, West Australia, Australia	10 200	Тантал-ниобиевые минералы, фосфаты; минералы Западной Австралии
Western Australian Museum	Francis Street, Perth, West Australia 6000, Australia	226	Метеориты Западной Австралии (Мандробилла, Бенкуббин и Милбилили)
Department of Geology and Mineralogy University of Queensland	St. Lucia, Queensland 4067, Australia	71 250	Гранулиты, чарнокиты и третичные вулканические породы
Australian Museum	College Street, Sydney, New South Wales, Australia	51 000	Минералы района Брокен-Хилл; австралийские драгоценные камни, метеориты и тектиты; породы Антарктиды
Department of Geology and Geophysics University of Sydney	Edgeworth David Building, Sydney, New South Wales 2006, Australia	Около 100 000	Минералы района Брокен-Хилл (коллекция Г. Диксона); породы из разных районов мира (коллекция Ливерсидж); породы Антарктиды (коллекция Мосона); коллекция Теннисона—Вудса
Geological and Mining Museum	36 George Street, Sydney, New South Wales 2000, Australia	49 850	Рудные минералы Нового Южного Уэльса; золото Австралии; минералы и породы района Брокен-Хилл; руды олова, молибдена и сурьмы из Новой Англии
West Coast Pioneers Memorial Museum	Main Street, Zeehan, Tasmania, Australia	1 180	*Крокоит* из Тасмании (Дундас)
Amt der Steiermärkischen Landesregierung Landesmuseum Joanneum	Raubergasse 10, A-8010 Graz, Austria	40 000	
Institut für Mineralogie und Petrographie Universität Graz	Universitätsplatz, 2 A-8010 Graz, Austria	Более 10 000	
Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum	Museumstrasse 15, A-6020 Innsbruck, Austria	9 000	Минералы и породы Северного, Южного и Восточного Тироля; историческая коллекция
Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Innsbruck	Universitätsstrasse 4, A-6020 Innsbruck, Austria	3 800	
Landemuseum für Karnten	Museumgasse 2, A-9010 Klagenfurt, Austria	Около 20 000	Образцы из выработанных месторождений Каринтии; крупные коллекции из железорудных месторождений Хютенберга и свинец-цинк-вульфенитовых месторождений Блейберга
Institut für Mineralogie und Gesteinskunde Montanistische Hochschule	A-8700 Leoben, Austria	Более 23 000	Руды Восточных Альп
Oberösterreichisches Landesmuseum	Museumstrasse 14, A-4020 Linz, Austria	12 000	Образцы метеорита Прамбахкиршен (5 ноября 1932 г.)
Haus der Natur	Museumsplatz 5, A-5020 Salzburg, Austria	24 000	Региональные экспозиции
Mineralogisch-Petrographisches Institut Universität Wien	Dr. Karl Luegerring 1 A-1010 Wien 1, Austria	10 917	
Institut für Mineralogie und Kristallographie der Universität	Dr. Karl Luegerring 1 A-1010 Wien, Austria	12 200	Полезные ископаемые Австрии
Geologisches Institut Universität Wien	Universitätsstrasse 7, A-1010 Wien, Austria	20 000—30 000	
Naturhistorisches Museum Wien Mineralogisch-Petrographisches Abteilung	Postfach 417, Burgring 7 A-1014 Wien, Austria	127 700	
Private Collection of Prof. Dr. Heinz Meixner Institute of Mineralogy and Petrography University of Salzburg	Akademiestrasse 26, A-5020 Salzburg, Austria	Около 30 000	Экспозиция материалов, описанных примерно в 300 публикациях; образцы из Европы и Турции
Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen	Rue Vautier 31/, Vautierstraat 31, 1040 Brussels, Belgium	Около 43 500	Двойники кварца и полевого шпата (коллекция Драгмана)
Laboratoire de Minéralogie et de Pétrologie Université Libre de Bruxelles	Avenue F. D. Roosevelt 50 1050 Brussels, Belgium	11 852	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Mineralogical Collection of the Maredsous Abbey	B-5642 Denée, Belgium	7 628	Кальциты, минералы из района Вилерс-ан-Фань и Денэ (Бельгия); вулканические породы из Эйфеля (ФРГ)
Chaire des Sciences de la Terre Faculté des Sciences Agronomiques de l'Etat	B-5800 Gembloux, Belgium	6 000	
Department of geography—geology Katholieke Universiteit Leuven	St. Michielstraat 6, B-3000 Leuven, Belgium	Около 11 000	Шлифы рудных минералов
Laboratoire de Minéralogie et de Géologie Appliquée Université de Louvain	6 Sint Michielstraat Leuven, Belgium	Более 5 000	
Institut de Minéralogie, Université de Liège	Place du 20 août, 9, B-4000 Liège, Belgium	17 060	Минералы Бельгии
Mineralogisch Museum	Churchillaan 59, 2120 Schoten, Belgium	596	
Musée royal de l'Afrique centrale Département de Géologie et Minéralogie	Steenweg op Leuven, B-1980 Tervuren, Belgium	Около 146 500	Рудные минералы из Заира, Руанды, Бурунди и Конго; силикаты меди и урановые вторичные минералы из Шабы (Заир); Pb, Zn, Cu-минералы из Ниари (Конго); фосфаты из Буранги (Руанда)
Departamento de Quimica Facultade de Filosofia, Ciencias e Letras Araraquara	Araraquara, São Paulo, Brasil	1 600	
Departamento de Engenharia Metalúrgica Escola de Engenharia Universidade Federal de Minas Gerais	Rua Espírito Santo 35, Belo Horizonte Minas Gerais, Brasil	1 550	Местные минералы
Museu de Minerais e Rochas Departemento de Geociências Universidade de Brasilia	Universidade de Brasilia Brasilia, Brasil	1 601	
Institute of Geosciences, Universidade Federal do Paraná	Caixa Postal 5078, 80.000 Curitiba, Paraná, Brasil	950	
Departamento Nacional de Produção Mineral	Rue Alberto Torres 7, Matatu, Salvador, Bahia, Brasil	128	
Museu de Mineralogia de Escola de Minas e Metalurgia	Praca Tiradentes 20, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil	25 000	
Departamento Nacional da Produção Mineral	1º Distrito Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil	173	
Muzeu Luiz Englert Instituto de Geociências da UFRGS	Sala 511 do Novo Predio da Escola da Engenharia Av, Osvaldo Aranha, s/n, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil	8 001	
Departamento de Mineralogía e Geología Facultad de Filosofía Ciencias e Letras de Rio Claro	Rio Claro, São Paulo, Brasil	3 900	
Museu Rioclarense «Albertina P. Dias»	Rua Oito, 1693 Rio Claro, São Paulo, Brasil	2 200	
Labóratorio de Geologia Econômica Instituto de Geociências	Ilha do Fundão, Cidade Universitária Rio de Janeiro, Brasil	950	
Institute of Geoscience University of São Paulo	Caixa Postal 20.899, 01000 São Paulo, Brasil	10 000	
Museum of Mineralogy and Petrography Faculty of Geology and Geography University of Sofia «Kliment Okhridsky»	15 Russky Boulevard, 1000 Sofia, Bulgaria	19 816	Болгарские метеориты Гумошник, Силистра, Конево, Павел; региональная минералогия, руды и породы Болгарии
National Museum of Natural History Bulgarian Academy of Science	1 Russky Boulevard, 1000 Sofia, Bulgaria	5 000	Минералы горы Витоши, массивов Рила и Родопского
Glenbow-Alberta Institute	902-11th Avenue, S. W. Calgary, Alberta, Canada T2R OE7	6 800	Минералы Западной Канады; коллекция *кварца*; коллекция радиоактивных минералов; схема цикла породообразования

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Riveredge Foundation	901-10th Avenue, S. W. Calgary, Alberta, Canada T2R OB5	1 000	Передвижная экспозиция характерных кристаллов, драгоценных камней, флюоресцирующих минералов, природных элементов и поделок по камню
Department of Geology University of Alberta	University of Alberta Edmonton, Alberta, Canada	Более 230 000	Почти полная коллекция керна скважин, пробуренных в докембрийских породах западной части Канадского бассейна; коллекция докембрийских пород из Северо-Восточной Альберты, собранная Дж. Годфри
Provincial Museum and Archives of Alberta	12845-102 Avenue Edmonton, Alberta, Canada T5N OM6	7 103	
Department of Geology Dalhousie University	Halifax, Nova Scotia, Canada	16 115	Коллекция Хонимана (1860—1885)
Nova Scotia Museum	1747 Summer Street Halifax, Nova Scotia, Canada	2 500	
Kamloops Museum	207 Seymour Street Kamloops, British Columbia, Canada	Не известно	Образцы местных драгоценных камней
Department of Geological Sciences Queen's University	Queen's University Kingston, Ontario, Canada	Более 9 000	Рудные минералы Канады
Department of Geology University of Western Ontario	Department of Geology University of Western Ontario London, Ontario, Canada N6A 5B7	Около 27 000	Полезные ископаемые всего мира
École Polytechnique	C. P. 501, Snowdon Montréal 248, P. Q. Canada	5 010	Великолепная коллекция минералов из Монт-Сан-Илэр вблизи Монреаля, известная своими редкими видами минералов
Redpath Museum McGill University	Montréal 110, P. Q., Canada	25 623	Эталонные образцы из разных мест земного шара, отобранные в XIX в.; минералы из районов Монреаля и Монтерегских холмов (Монтерреги-ан-Хилс); обширная коллекция асбестовых минералов; коллекция слюд и апатитов из района Квебека
National Mineral Collection of Canada	Display Series: National Museum of Natura. Sciences, Ottawa, Ontario, Canada K1A, 0M8 Systematic Reference Series: Geological Survey of Canada, Ottawa, Ontario Canada K1A 0E8	Более 30 000	Образцы из выработанных месторождений Канады; минералы из Монт-Сан-Илэр вблизи Квебека, из района Банкрофт, Онтарио; радиоактивные минералы; минералы титана
Parrsboro Mineral, Gem, and Geological Museum	Parrsboro, Nova Scotia, Canada	290	Экспозиция пляжевых наносов до и после очистки материала; стадии приготовления кабошона вплоть до изготовления кольца из камня
Musée de Minéralogie et de Géologie Université Laval	Québec, 10, P. Q. Canada	Более 17 100	Коллекция Гаюи (Аюи) содержит 429 образцов, обработанных под руководством аббата Рене-Жюста Гаюи
New Brunswick Museum	277 Douglas Avenue Saint John, New Brunswick, Canada	Не определялось, но, вероятно, составляет несколько тысяч	Главным образом породы и минералы Нью-Брунсвика
Department of Geological Sciences University of Saskatchewan	Saskatoon, Saskatchewan, Canada	Более 18 000	
Department of Geology Memorial University of Newfoundland	St. John's, Newfoundland, Canada	Более 4 000	
Royal Ontario Museum	100 Queen's Park Toronto, Ontario, Canada, M5S 2C6	Более 162 000	Экспозиция — уникальная учебная коллекция

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources Mineralogical Branch	Victoria, British Columbia, Canada	3 000	Представительная коллекция минералов и пород из месторождений Британской Колумбии
Mineral Museum Department of Earth Sciences, University of Manitoba	Winnepeg 19, Manitoba Canada	5 000	Минералы пегматитов, в частности из Манитобы
Slovenské banské múzeum	Banská Štiavnica, okres Žiar nad Hronom Czechoslovakia	30 000	Рудные минералы горнорудных районов Словакии
Katedra mineralógie a kryštálografie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského	Gottwaldovo námestí 2 Bratislava, Czechoslovakia	Более 10 000	
Slovenské národné múzeum	Vajanského nábrežie 2 Bratislava, Czechoslovakia	10 500	
Department of Mineralogy and Petrography Purkyně University	Kotlářská 2 Brno, Czechoslovakia	13 800	Минералы Чехословакии
Moravian Museum Department of Mineralogy and Petrology	Náměstí 25, znora 8 Brno, Czechoslovakia	125 300	Минералы Моравии, Силезии, Богемии и Словакии
Laboratórium pre výskum nerastných surovín BF VŠT	Švermova 5c Košice, Czechoslovakia	28 050	Региональная и локальная экспозиция
Východoslovenské múzeum	Námestí Maratónu mieru 2 Košice, Czechoslovakia	9 500	Минералы и руды из горнорудных районов Восточной Чехословакии; многие образцы теперь в природе не существуют (*эвансит* из Нижней Слаины, *волынскит* из Рожнавы)
Department of Mineralogy and Geology, Palaský University	Leninova 26 Olomouc, Czechoslovakia	4 022	
Múzeum Vlastivědný ústav v Olomouci	Náměstí republiky 5, 6 Olomouc, Czechoslovakia	13 000	Региональная коллекция из района Хрубы Йесеник; рудные минералы; минералы контактовых ореолов; пегматиты; альпийские минералы
Slezské múzeum	Vítězného února 35 Opava, Czechoslovakia	5 009	Железный метеорит Опава (9 образцов)
Mining University Ostrava-Poruba	Ostrava-Poruba Czechoslovakia	22 010	Коллекция Пошепного из Пршибрама; коллекции рудных минералов и углей из Чехословакии
Department of Mineralogy, Geochemistry and Crystallography, Charles University	Albertov 6 Praha 2, Czechoslovakia	Около 20 000	Европейские и чехословацкие минералы
Institute of Chemical Technology Department of Mineralogy	Suchbatárova 5 Praha 6, Czechoslovakia	30 250	Рудные минералы из разных районов: Шаба, Цумеб, Корнуэлл, Пршибрам, Биннетал, Мексика; минералы пегматитов с Мадагаскара; щелочные породы Кольского полуострова; цеолиты Исландии и Фарерских островов
Národní múzeum	Václavské Náměstí 68, 115 79 Praha 1, Czechoslovakia	112 362	Экспозиция минералов из чешских рудных месторождений; самая крупная из имеющихся коллекция тектитов — около 20 000 образцов, представляющих 10 132 тектита; коллекция пород по динамической геологии; коллекция шлифов
Geologisk Museum Københavns Universitet	Øster Voldgade 5—7, 1350 KØbenhavn K, Denmark	36 000	Цеолиты Исландии и Фарерских о-вов; самородное серебро из Конгсберга и Норвегии; янтарь из Дании; региональная экспозиция, представляющая районы Ивигтут, Илимауссак и Нарсарсуук, Гренландия
Institut für Mineralogie und Lagerstättenlehre der RWTH Aachen	Wüllnerstrasse, 2, D-5100 Aachen, Germany	43 000	Коллекция рудных минералов
Institut für Lagerstättenforschung der Technischen Universität	Hardenbergstrasse 42, D-1000 Berlin 12, Germany	11 000	
Institut für Mineralogie der Freien Universität Berlin	Takustrasse 6, D-1000 Berlin 33, Germany	5 755	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Institut für Mineralogie und Kristallographie Technische Universität Berlin	Hardenbergstrasse 42, D-1000 Berlin 12, Germany	19 150	Минералы Западной Баварии, района Оденвальд и Южной Африки; минералы пегматитов; вторичные минералы
Institut für Mineralogie Ruhr Universität Bochum	Postfach 2148 Universitätstrasse 150, D-463 Bochum, Federal Republic of Germany	50 000	Породообразующие минералы
Mineralogisch-Petrologisches Institut und Museum der Universität	Poppelsdorfer Schloss D-53, Bonn, Germany	400 000	Коллекция из районов Зибенгебирге, Эйфель и Зигерланд
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Technischen Universität	Konstantin-Uhde-Strasse 1 D-33 Braunschweig, Germany	Не определено: новая коллекция	Изверженные и метаморфические породы
Mineralogisch-Petrographisches Institute Technische Universität Clausthal	D-3392 Clausthal-Zellerfeld, Germany	53 900	Региональная коллекция по массиву Гарц; систематическая и генетическая коллекция минералов, пород и руд
Mineralogisches Institut der Technischen Hochschule	Alexanderstrasse 3, D-61 Darmstadt, Germany		Экспозиция минералов из района Оденвальда
Mineralogisches Institut der Universität Erlangen-Nürnberg	Schlossgarten 5, D-8520 Erlangen, Germany	11 702	
Institut für Kristallographie und Mineralogie Johann Wolfgang Goethe Universität	Senckenberganlage 30, D-6 Frankfurt am Main, Federal Republic of Germany	3 010	
Institut für Petrologie, Geochemie und Lagerstättenkunde Johann Wolfgang Goethe Universität	Senckenberganlage 28, D-6 Frankfurt am Main, Federal Republic of Germany	6 100	
Mineralogisches Institut der Universität Freiburg i. Br.	Hebelstrasse 40, D-78 Freiburg i. Br., Germany	26 500	Породы ФРГ, в частности района Кайзерштуль, а также Италии (в целом около 12 000 образцов)
Mineralogisch-Petrologisches Institut der Justus Liebig Universität	Landgraf-Philipp-Platz 4—6 D-63 Giessen, Germany	5 480	
Mineralogische Anstalten der Georg-August-Universität	V. M. Goldschmidt-Strasse D-34, Göttingen, Germany	123 000	Коллекция псевдоморфоз (1500 образцов), 570 метеоритов, 500 синтетических материалов; минералы и породы вулкана Этна, из СССР, массива Гарц, Норвегии, Японии и др. Первый синтетический кристалл *кварца*
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Hamburg	Grindelallee 48, D-2000 Hamburg 13, Germany	68 000	Метеорит Гибеон (424 кг); *антимонит* из Исинокава; *струвит* и *борацит* из Стриго; коллекции из массива Гарц, Зибенгебирген и из Англии (Камберленд)
Mineralogisches Institut der Technischen Universität Hannover	Welfengarten 1, D-3 Hannover, Germany	14 000	
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität	Berlinerstrasse 19, D-69 Heidelberg, Germany	47 000	
Mineralogisches Institut	Kaiserstrasse 12, D-75 Karlsruhe 1, Germany	2 057	
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität zu Köln	Zülpicherstrasse 49, D-5000 Köln, Germany	32 000	
Mineralogisches Museum des Fachbereiches Geowissenschaften der Philipps-Universität	Deutschhausstrasse 10 D-3550 Marburg/Lahn, Germany	95 330	
Institut für Mineralogie Technische Universität München	Arcisstrasse 21, D-8 München, 2, Germany	40 000	Минералы Баварии; граниты из ФРГ и Скандинавии; постоянная экспозиция пород и минералов; экспозиция по генезису минералов
Mineralogische Staatssammlung	Theresienstrasse 41, 8000 München, Germany	Около 16 000	Морфологическая коллекция минералов Грота; ценные образцы из бывшей Лехтенбергской коллекции; экспозиция кристаллов

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Institut für Mineralogie der Universität Münster Museum für Kristalle und Gesteine	Gievenbecker Weg 61, D-4400 Münster, Germany	44 500	Рудные образцы из жил Оберхарцера, Раммельсберга, Меггена, Зигерланда, Лан-Дилла, Фрейберга (Саксония), Рудных гор, Альнё (Швеция), Кируна, Варутреск, Трепча (Югославия), Цумеб (Юго-Западная Африка); региональные коллекции: Эйфель, Шварцвальд, Египет, Швейцария
Staatliches Forchungsinstitut für Angewandte Mineralogie	Kumpfmühlerstrasse 2 Dörnberg-Palais D-84 Regensburg, Germany	13 020	*Флюорит* и *пирит* из района Обер-Пфальц
Mineralogisches Institut der Universität der Saarlandes	D-66 Saarbrücken Germany	14 380	Коллекция минералов и пород Саарланда; коллекция ультраосновных пород; коллекция строительных камней; коллекция рудных минералов
Institut für Mineralogie und Kristallchemie der Universität Stuttgart	Paffenwaldring 55, D-7000 Stuttgart 80 Germany	13 000	Минералы Шварцвальда
Museum und Sammlung des Mineralogish-Petrographischen Institut der Universität Tübingen	D-74 Tübingen, Germany	150 800	Метеориты
Mineralogisches Institut der Universität Würzburg Museum	D-8700 Würzburg, Germany	19 100	
Kivimuseo, Erājārvi-Seura ry	SF 35220, Erājārvi, Finland	200	Минералы пегматитов из района Эряярви; коллекция по истории местной добывающей промышленности
Kivimuseo, Geologinen tutkimuslaitos	SF 02150, Espoo 15, Finland	2 500	Породы с орбикулярной текстурой из Финляндии
Taloudellisen geologian laboratorio Vuoriteollisuusosasto Helsingin teknillinen korkeakoulu	SF 02150, Espoo 15 Finland	13 000	Руды и драгоценные камни Финляндии
Kivimuseo Helsingin Yliopisto	PL 115 SF 00171, Helsinki 17, Finland	81 950	
Geologian laitos Oulun Yliopisto	SF 90100 Oulu 10, Finland	4 231	Полный набор образцов руд Финляндии; региональная экспозиция коренных пород Финляндии — по 17 геологическим провинциям; коллекция образцов с разными осадочными текстурами
Kivimuseo Rovaniemen Kaupunki	Hallituskatu 9, SF 96100, Rovaniemi, Finland	530	Минералы, породы и руды Лапландии
Geologian ja mineralogian laitos Turun Yliopisto	SF 20500, Turku 50, Finland	10 035	
Geologisk-Mineralogiska Institutionen Åbo Akademi	SF 20500, Turku 50, Finland	Около 11 000	Коллекция Аррениуса минералов из района Паргас — многочисленные паргаситы
Musée des Beaux-Arts	47015 Agen, France		Коллекция Гаро — граниты, порфиры, известняки и др.; коллекция яшм, ониксов и агатов из района Сотерн (Жиронда)
Muséum d'Histoire Naturelle d'Autun	14 Rue St. Antoine, 71400 Autun, France	100 000 (включая доисторические экземпляры)	Коллекция пород и минералов Шеньона из района Морей
Janet Collection Musée Départemental de l'Oise	60006 Beauvais, France	149	
Viguier Collection Musée Lapidaire et d'Archeologie	Rue des Saintes-Maries 84200 Carpentras, France	Около 1 000	
Institut des Sciences de la Terre de l'Université de Dijon	6, Boulevard Gabriel, 21000 Dijon, France	Более 19 000	Коллекции по регионам
Musée Départemental des Hautes-Alpes	Avenue de Maréchal Foch 05000 Gap, France	Несколько тысяч	Породы и органические остатки провинции Высокие Альпы
Institut Dolomieu Département des Sciences de la Terre Université Scientifique et Médical de Grenoble	Rue Maurice Gignoux, 38031 Grenoble (Cedex), France	4 000	—

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Muséum d'Histoire Naturelle de la Ville de Grenoble	1, Rue Dolomieu, 38000 Grenoble (Isère), France	Большое	Коллекция минералов из провинции Дофине, наиболее значительная коллекция для района Уасанс (Изер) с великолепными образцами *кварца*; хорошая коллекция образцов *малахита* и *азурита* из рудника Шесси, вблизи Лиона
Musée de Laval	Place de Trémbille, 53000 Laval, France	Несколько тысяч	
Musée Crozatier Jardin Henri Vinay	43000 Le Puy, France	24 500	Коллекция пород и минералов, в которой минералы расположены по классификации Лакруа
Musée de Géologie et Minéralogie Musée Gosselet de la ville de Lille	59000 Lille, France	Несколько тысяч	
Muséum de Longchamp	13000 Marseille, France	7 500	Редкие минералы района Гаронны; широко представлены силикаты и карбонаты
Musée d'Histoire Naturelle	82000 Montauban, France	600	Метеорит Оргёй; экспозиция местных пород; типичные минералы
Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie Université des Sciences et Techniques de Langudoc	Place Eugène Bataillon 34000 Montpellier, France	3 000	
Unité d'Enseignement et de Recherche Sciences Pharmaceutiques et Biologiques	7, Rue Albert Lebrun, 54000 Nancy, France	700	Петрография пород района Вогез
Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie Faculté des Sciences, Université de Nice	Parc Valrose 06000 Nice, France	1 013	Экспозиции по регионам и местных минералов
Institut Catholique	21, Rue d'Assas 75006 Paris, France		
Minéralogie-Cristallographie Université Pierre et Marie Curie (ex Sorbonne)	Tour 16, 4, Place Jussieu, 75230 Paris, France	35 000	
Musée de Minéralogie de l'École Nationale Supérieure des Mines	60, Boulevard Saint-Michel 75006 Paris, France	85 000	Региональная и общая экспозиции; крупная коллекция европейских и африканских минералов, предназначенная для обмена
Muséum d'Histoire Naturelle Laboratoire de Minéralogie	61, Rue de Buffon, 75005 Paris, France	142 400	Коллекция драгоценных камней Гаюи; коллекция Лакруа — литологические типы пород, в том числе шлифы и химические анализы; коллекция образцов метеоритов; аншлифы рудных минералов
Muséum d'Histoire Naturelle Ethnographie-Préhistoire	198, Rue Beauvoisine, 76000 Rouen, France	Не инвентаризировано	Отсутствует
École Nationale Supérieure des Mines	158 bis, Cours Fauriel, 42023 Saint-Etienne (Cedex), France	Около 2 000	В основном для учебных целей; собрано большое число разнообразных пород и минералов
Laboratoire de Minéralogie et Cristallographie Université Paul Sabatier	39, Allées Jules-Guesde 31400 Toulouse, France	8 000	Региональные экспозиции
Museum d'Histoire Naturelle de Toulouse	35, Allée Jules-Guesde 31400 Toulouse, France	12 107	Образцы метеоритов (Сан-Савье и д'Оргёй, Франция); *опалы* из Австралии, *волото* из Калифорнии
Museum für Naturkunde an der Humbold Universität zu Berlin	DDR-104 Berlin, Invalidenstrasse 43	Около 360 000	Метеориты
Staatliches Museum für Mineralogie und Geologie zu Dresden	DDR-801 Dresden, Augustusstr. 2	Около 60 200	Метеориты; минералы: коллекция образцов из исторического района Саксонии (коллекция Бальдауф); экспозиция «драгоценных камней»
Bergakademie Freiberg, Sektion Geowissenschaften Bereich Sammlungen	DDR-92 Freiberg/sa., Brenhausgasse 14	Около 250 000	Коллекция минералов, руд, пород по территории ГДР; личная коллекция Вернера
E.-M.-Arndt-Universität Greifswald Sektion Geologische Wissenschaften	DDR-22 Greifswald, Fr.-L.-Jahn-Str. 17a	Около 27 000	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Staatliche Kunstsammlungen Görlitz	DDR-89 Görlitz, Demianiplatz 1	8 621	
Mineralogical Museum of the division of Mineralogy Martin-Luther-Universität, Halle-Wittenberg, section of chemistry	DDR-402 Halle/Saale, Domstr. 5	Около 40 000	Минералы и породы из Гарца; минералы и породы из Тюрингии; порфириты и порфиры из Халле-Заале; медистые сланцы из Мансфельда
Goethe-Nationalmuseum, Nationale Forschungs- und Gedenkstätten der klassischen deutschen Literatur	DDR-53 Weimar, Am Frauenplan 1		
Department of Petrography and Geochemistry Loránd Eötvös University	Mūzeum krt 4/a Budapest VIII, Hungary	15 000	Коллекции образцов из Венгерского бассейна и Карпат
Hungarian Geological Institute	Nepstadion ut 14 Budapest XIV	26 000	Коллекция рудных образований
Institute for Mineralogy and Geology Technical University of Budapest	Sztoczek-utca 2 Budapest 112, Hungary	6 000	
Mineralogical Institute Lórand Eötvös University	Múzeum krt 4/a Budapest VIII, Hungary	Более 65 000	Теллуриды золота из Трансильвании; метеориты Могура, Мос, Оргёй
M. N. M. Természettudományi Mùzeum Asvanytar	Múzeum krt 14—16 Budapest VIII, Hungary	62 908	
Cathedra Mineralogica et Geologica Universitatis Scientiarum de L. Kossuth nominatae	Debrecen 10, Hungary Postal box 4	6 005	
Institute of Mineralogy, Geochemistry and Petrography Attila József University	Táncsics M. u. 2 Szeged, Hungary	5 600	Коллекция Коха — минералы из рудников Карпатского бассейна; промышленные минералы и породы Венгрии
Museum of Natural History Department of Geology	Laugavegur 105 Reykjavik, Iceland	Около 6 800	*Цеолиты* из Исландии
Department of Geology Central College, Bangalore University	Bangalore 560001, India	8 600	Руды по регионам
Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Palazzo Ateneo, Piazza Umberto I, 70121 Bari, Italy	15 619	Редкие образцы из Тосканни, Сардинии и рудников Сицилии; породы Южной Италии, в частности Монт-Вультуре и Калабрии; вулканические породы Дансалии, район Ассаба (Африка)
Museo Civico de Scienze Naturali	Piazza Citadella 24100 Bergamo, Italy	1 430	Местные коллекции
Museo dell'Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Piazza di Porto San Donato 1, 40127 Bologna, Italy	15 130	Образцы из коллекций по районам Эмилия, Романья, Предаццо
Instituto Giacimenti Minerari dell'Università Facoltà di Ingegneria	Piazza d'Armi, 09100 Cagliari (Sardinia)	238	Структуры рудных минералов
Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Corso Italia 55, 95129 Catania, Italy	3 520	*Гипс, арагонит, целестин, сера*; минералы и породы Этны
Collegio Mellerio Rosmini	Largo Madonna della Neve 21,28037 Domodossola (Novara), Italy	1 244	Коллекция (322 образца) из Симплонского туннеля
Fondazione Gian Giacomo Galletti	Piazza Convenzione 10 28037 Domodossola (Novara), Italy	3 151	Коллекция (384 образца) из Симплонского туннеля; минералы и породы Валле-Вигеццо
Instituto di Mineralogia dell'Università	Corso Ercole 1º d'Este 32 44100 Ferrara, Italy	320	Полная коллекция главных типов цеолитов из штата Махараштра (Индия)
Museo di Mineralogia, dell'Università	Via Lamarmora 4, 50121 Firenze, Italy	18 835	Фамильная коллекция Медичи — поделки по камню; коллекция (5000 образцов) с о. Эльба
Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Palazzo delle Scienze, Corso Europa 16132 Genova, Italy	6 100	Местные коллекции
Museo Civico di Storia Naturale «G. Doria»	Via Brigata Liguria 9, 16121 Genova, Italy	4 500	Коллекции образцов из Альп, Апеннин, Сардинии, Бирмы и Египта
Instituto di Mineralogia e Geologia Applicata Politecnico, Facultà di Ingegneria	Piazza Leonardo da Vinci 20133 Milano, Italy	1 520	Промышленные минералы и строительные камни Италии
Instituto di Mineralogia, Petrografia, Geochimica e Giacimenti minerari dell'Università	Via Botticelli 23, 20133 Milano, Italy	19 000	Образцы из Альп (Бавено, Валь-д'Ала, Вальтеллина, Куассо-аль-Монте и др.)

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Museo Civico di Storia Naturale	Corso Venezia 55, 20121 Milano, Italy	25 290	Минералы пегматитов из Бавено и Центральных Альп; коллекция Борромео (1913), Мауро (1950—1952) и Скаини (1972)
Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Via S. Eufemia 19, 41100 Modena, Italy	10 500	
Instituto di Mineralogia dell'Università	Via Mezzocannone 8, 80134 Napoli, Italy	20 000	Коллекция из 6000 образцов (Везувий), собранная Анджело Скаччи
Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Corso Garibaldi 9, 35100 Padova, Italy	8 629	Экспозиции минералов из районов Венето, Трентино-Альто, Адидже и Северного Тироля; коллекция пород из массива Адамелло и из Эфиопии; коллекция кристаллических пород из Альп
Instituto di Mineralogia dell'Università	Via Archirafi 36, 90123 Palermo, Italy	3 707	
Instituto di Petrografia, Giacimenti Minerari e Mineralogia dell'Università	Via Gramsci 9, 43100 Parma, Italy	7 020	
Instituto di Mineralogia dell'Università	Via A. Bassi 4, 27100 Pavia, Italy	5 716	Коллекция опалов и агатов, датируемая 1778 и 1802 гг.; коллекция минералов из района Валь-Деверо (Оссола, Пьемонт)
Centro Italiano di Studio dei Meteoriti Instituto di Mineralogia dell'Università	Piazza Università, 06100 Perugia, Italy	86	Все типы метеоритов
Instituto di Mineralogia dell'Università	Via Santa Maria 53, 56100 Pisa, Italy	10 000	Коллекция из района Тоскано
Instituto di Geochimica dell'Università	Cittá Universitaria 00100 Rome, Italy	3 720	Минералы Албанских гор и других вулканических областей Италии
Museo di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Cittá Universitaria 00100 Rome, Italy	29 000	Кристаллы, искусственные кристаллы, метеориты; минералы и породы района Лацио; кольца с камнями из коллекции папы Льва XII
Accademia dei Fisiocritici	Piazza S. Agostino 4, 53100 Siena, Italy	3 930	
Instituto di Mineralogia dell'Università	Via Mattioli 4, 53100 Siena, Italy	1 640	
Instituto di Mineralogia dell'Università	Via San Massimo 24, 10123 Torino, Italy	15 350	
Instituto di Mineralogia, Geologia e Giacimenti Minerari Politecnico di Torino	Corso Duca degli Abruzzi 24, 101 Torino, Italy	5 521	Рудные минералы, местные и по регионам (экспозиция в работе)
Instituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università	Piazzale Europa 1, 34127 Trieste, Italy	1 750	
Museo Civico di Storia Naturale	Lungadige Porta Vittoria 9 37100 Verona, Italy	2 782	Коллекция Николиса — полный петрографический набор пород осадочных серий из района Вероны (лейас—миоцен)
Mineral Industry Museum Mining College, Akita University	28 Osawa, Tegata, Akita City, Japan	7 400	Рудные минералы Японии
Geological Survey of Japan Kyushu Branch	497-2 Shiobaru-Aizo Minamiku, Fukuoka, Japan	3 200	
Department of Geology Kyushu University	Hakozaki, Fukuoka, 812 Japan	9 000	Коллекция Ко — крупные кристаллы рудных образцов; коллекция Есимуры — марганцевые минералы и руды
Department of Earth Sciences Faculty of Science, Kanazawa University	1-1 Marunouchi, Kanazawa, Japan	4 900	
Geological Survey of Japan	135 Hisamoto-cho, Takatsuku Kawasaki-shi, Japan	30 315	Рудные минералы Японии; *алмазы*
Department of Geology and Mineralogy Faculty of Science, University of Kyoto	Kitashirakawa, Sakyo-ku, Kyoto, Japan	1 610	
Department of Earth Sciences Nagoya University	Chikusa-ku, Nagoya, Japan	7 300	Коллекция пород из Африки, Шотландии и Антарктиды

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Mitsubishi Mineral Collection Mitsubishi Metal Corporation	Kitabukuro-machi Omiya City, Saitama, Japan	4 700	Коллекция Вада кристаллов из Японии; кристаллы *кварца, стибнит, топаз, аксинит*
National Science Museum	3-23-1 Hyakunin-cho, Shinjuku-ku Tokyo 160, Japan	27 893	Минералы марганца Японии
Mineralogical Laboratory Geological and Mineralogical Institute, Faculty of Science, Tokyo University of Education	3-chome, Otsuka, Bunkyo-ku Tokyo, Japan	5 200	Глинистые минералы (1000 образцов)
University Museum, University of Tokyo	7-3-1, Hongo, Bunkyo-ku Tokyo, Japan	24 100	Рудные минералы Японии (в частности, марганца); образцы из Китая и др.
Geologisch Instituut der Universiteit van Amsterdam	Nieuwe Prinsengracht 130, The Netherlands	133 000	
Instituut voor Aardwetenschappen, Vrije Universiteit	De Boelelaan 1085 Amsterdam 11, The Netherlands	6 000	Систематические и региональные коллекции — около 1000 шлифов прозрачных и рудных минералов; полный керн скважины, пробуренной в карбонатите Панда-Хилл (Танзания); образцы из района Вестервик (Юго-Восточная Швеция) и из Юго-Западной Танзании
Mineralogisch-Geologisch Museum der Mijnbouwkunde, Technische Hogeschool	20 Mijnbouwstraat Delft, The Netherlands	86 700	Коллекция пород и органических остатков, собранная Тиморской экспедицией на о. Тимор (Индонезия) в 1911—1917 гг.; коллекция биллитонитов (тектитов)
Geologischen Instituut Rijksuniversiteit	Melkweg 1, Groningen, The Netherlands	5 000	
Teyler Museum	Spaarne 16, Haarlem, The Netherlands	Более 6 500	
Rijksmuseum van Geologie en Mineralogie	Hooglandse Kerkgracht 17, Leiden, The Netherlands	60 110	Историческая коллекция драгоценных камней короля Нидерландов Вильяма I; коллекция индонезийских тектитов; частная коллекция доктора Дж. Эрба, состоящая из 1500 высококачественных образцов (отданная во временное пользование наследниками)
Billiton N. V.	Louis Couperusplein 19, The Hague, The Netherlands	Не известно, так как коллекция находится в работе	Руды олова, алюминия и черных металлов; карбонатиты
Auckland Institute and Museum	Private Bag Auckland, New Zealand	9 000	
Department of Geology, University of Auckland	Private Bag Auckland, New Zealand	23 500	Коллекция по регионам
Canterbury Museum	Rolleston Avenue Christchurch, New Zealand	5 035	Экспозиция местных пород и минералов; метеориты
Geology Department, University of Canterbury	Christchurch, New Zealand	7 800	
Geology Department, University of Otago	Dunedin, New Zealand	Более 31 000	
Otago Museum	Great King Street Dunedin, New Zealand	2 600	
Southland Museum	Victoria Avenue Invercargill, New Zealand	1 000	Породы и минералы южной части Новой Зеландии
New Zealand Geological Survey	Andrews Avenue Lower Hutt, New Zealand	40 000	Крупная представительная коллекция новозеландских и антарктических пород и минералов и шлифов; эталонная коллекция зарубежных минералов и пород
Normandale Mineralogical Museum	168 Miro Miro Road Lower Hutt, New Zealand	Более 3 000	Новозеландские минералы, породы и руды

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Thames Borough Council Borough Council Chambers	Mary Street Thames, New Zealand	Около 5 000, в основном минералы	Минералы и породы горнорудного района на п-ове Коромандел; модели горнорудного оборудования
Geology Department Victoria University of Wellington	Box 196, Wellington, New Zealand	11 200	Новозеландские вулканические и интрузивные породы; породы Антарктиды
Department A, Geological Institute University of Bergen	Joach. Frielesgt. 1, N-5000, Bergen, Norway	59 415	*Гадолинит* из Хитры, *кварц* с *анатазом* из Хардагарвидда и аметист из Бразилии; экспозиция — геология, строительные камни и руды Норвегии
Mineralogisk-Geologisk Museum University of Oslo	Saragate 1, Oslo 5, Norway	Около 210 000	Минералы Норвегии; минералы пегматитов
TromsØ Museum Department of Geology	9000 TromsØ, Norway	13 655 (без дубликатов)	
Geologisk Instituut Norges Tekniske Højskole	7034 Trondheim-N. T. H., Norway	47 300	Минералы шлаков — коллекция Дж. Г. Л. Фогта
Norges Geologiske Unders Økelse	Leiv Erikssons vei 39, 7000 Trondheim, Norway	190 000	
Museu Municipal Da Beira	Beira, Box 1702, People's Republic of Mozambique	219	
Academy of Mining and Metallurgy Institute of Mineralogy and Mineral Deposits	al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland	5 200	Минералы и породы Польши
Geological Institute	Rakowiecka 4, 02-517 Warsaw, Poland	11 235	
Museum Ziemi Polish Academy of Science	Warsaw, Poland	31 100	Коллекция янтаря, основанная в 1958 г., содержит 12 750 образцов и демонстрирует природные формы, органические и неорганические включения; образцы метеоритов, найденные в период между 1935 и 1951 гг. вблизи Ловича и Пултуска (Польша); третичные лигниты из угольной шахты Турунов
Muzeum Mineralogiczne Uniwersytetu Wroclawskiego Zaklad Mineralogii i Petrografii Instytutu Nauk Geologicznych	ul. Cybulskiego 30, 50-205 Wroclaw, Poland	Более 21 000	Самая крупная в Польше коллекция минералов, содержит 6500 силикатов, 3300 оксидов, 3100 сульфидов и сульфосолей, 2500 карбонатов, 1600 сульфатов; крупнейшая в Польше коллекция образцов метеоритов
National Museum of Ireland	Kildare Street, Dublin 2, Ireland	15 000	Ирландские коллекции Леске, К.Л.Гисека и др., ранее находившиеся в музее Королевского общества в Дублине и переданные Музею в 1877 г.
Trinity College	Dublin 2, Ireland	5 143	
National Museum	P. O. Box 266, Bloemfontein Republic of South Africa	2 330	
South African Museum	P. O. Box 61, Cape Town 8000 Republic of South Africa		Метеориты
Durban Museum	City Hall, Smith Street P. O. Box 4085, Durban 4000 Republic of South Africa	2 723	
East London Museum	319 Oxford Street, East London 5201 Republic of South Africa	1 126	
McGregor Museum	P. O. Box 316, Kimberley 8300 Republic of South Africa	1 702	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Port Elizabeth Museum	P. O. Box 13147, Humewood, Port Elizabeth Republic of South Africa	961	Образцы метеорита Хофмейр (февраль 1914 г.)
Museum of the Geological Survey	Private Bag XI 12, Pretoria (0001) Republic of South Africa	25 802	Флюоресцирующие минералы, впервые обнаруженные в Южной Африке
Department of Geology University of Cape Town	7700 Rondebosch, Republic of South Africa	7 725	
National Museum and Monument of Rhodesia (Zimbabwe)	P. O. Box 240, Bulawayo, Zimbabwe	10 500 (в том числе палеонтологический материал)	Минералы района Брокен-Хилл (Замбия)
Department of Geological Survey, Ministry of Mines	Box 8039, Causeway, Salisbury, Zimbabwe	28 550	Экспозиция материалов по геологической истории Зимбабве, минералы и породы, слагающие Великую Дайку, и минералы оловоносных полей Бикиты
State Museum	P. O. Box 1203, Windhoek 9100 South West Africa	7 833	Минералы и полудрагоценные камни Юго-Западной Африки
Museo de Geología	Parque de la Cuidadela Barcelona 3, Spain	Более 24 200	Коллекция каталонских минералов, в частности сульфосолей Каталонского калиеносного бассейна, полная коллекция испанских горных пород и минералов; коллекция скандинавских пород и минералов
Departamento de Geología Facultad de Ciencias, Universidad Autónoma	Apartado 644, Bilbao, Spain	230	
Museo Nacional de Ciencias Naturales Sección de Mineralogía	Paseo de la Castellana 84, Madrid 6, Spain	15 689	Коллекция *пиромо́рфита* из Оркахо (Сьюдад-Реал); метеориты
Department of Geology Faculty of Sciences, University	Murcia, Spain	770	Коллекции по регионам
Bergskolan i Filipstad	S-68200 Filipstad, Sweden	10 000—12 000	Минералы района Лонгбан
Department of Geology Chalmers University of Technology University of Göteborg	Fack, S-402 20 Göteborg, Sweden	15 000	Рудные минералы, силикаты и коллекция пород и руд по региону
Department of Mineralogy and Petrology University of Lund	Sölvegatan, 13, S-223 62 Lund, Sweden	Более 18 883	
Department of Geology Royal Institute of Technology	100 44 Stockholm 70, Sweden	2 500	
Department of Geology University of Stockholm	11 386 Stockholm, Sweden	Около 20 000	
Naturhistoriska Riksmuseet	S-10405 Stockholm 50, Sweden	Около 150 000	
Geologiska Institutionen Uppsala Universitet	Box 555, S-751 22 Uppsala, Sweden	Более 32 000	
Naturhistorisches Museum Mineralogische Abteilung	CH-4051 Basel, Switzerland	27 150	Систематическая коллекция швейцарских рудных минералов; коллекции минералов Швейцарских Альп и др.
Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Bern	Sahlistrasse 6, CH-3012 Bern, Switzerland	19 000	Минералы Швейцарских Альп
Naturhistorisches Museum, Bern	Bernastrasse 6, CH-3005 Bern, Switzerland	28 860	Коллекция *кварца*; трещинные минералы Альп; сульфосоли и другие минералы из карьера Лангенбах в Биннетале
Bündner Naturhistorisches und Nationalpark Museum	CH-7000 Chur, Switzerland	Более 1 000	
Museum d'Histoire Naturelle Faculté des Sciences	CH-1700 Fribourg, Switzerland	Более 20 000	Коллекция руд Биннеталя, систематическая коллекция; диорама жилы альпийского типа

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Museum d'Histoire Naturelle	Route de Malagnou № 1, CH-1211 Geneva 6, Switzerland	19 000	Экспозиция 60 люминесцентных образцов минералов; коллекция крупнейших кристаллов дымчатого *кварца* из каньона Юри, ледник Тифен; 1300 образцов пород, собранных А. Соссюром
Musée Géologique	Palais de Rumine, CH-1005 Lausanne, Switzerland	6 200	
Institute de Géologie, Université	Rue Emile-Argand 11, CH-2000 Neuchâtel 7, Switzerland	2 825	
Bally Museum-Stiftung	CH-5012 Schönenwerd, Switzerland	106 000	Минералы и руды из жил альпийского типа; метеориты
Solothurn Museum Mineralogisch-Geologische Abteilung	Reinertweg 10, CH-4500 Solothurn, Switzerland	6 900	
Naturwissenschaftliche Sammlungen der Stadt Winterthur	Museumstrasse 52, CH-8400 Winterthur, Switzerland	6 260	
Mineralogisches-Petrographisches Sammlung, Eidgenössisches Technische Hochschule	Sonneggstrasse 5, CH-8006 Zürich, Switzerland	73 580	Коллекция альпийских минералов
Ulster Museum Department of Geology	Botanic Gardens, Belfast BT9 5AB, Northern Ireland	Около 10 000	Коллекция *гранатов* (более 1000 образцов) и силикатов (1500 образцов); драгоценные камни, в том числе 3 *турмалина* и 1 перидот исключительно высокого качества
The Museums, Department of Geological Sciences University of Birmingham	P. O. Box 363, Birmingham B15 2TT, England	Более 5 000	
National Museum of Wales Department of Geology	Cathays Park, Cardiff CF1 3NP, Wales	Около 38 000	Экспозиция по Уэлшу, научная экспозиция
The Royal Scottish Museum Department of Geology	Chambers Street Edinburgh EH1 1JF, Scotland	56 000	Самая представительная в мире коллекция шотландских минералов, содержащая около 20 000 образцов; образцы нескольких углистых метеоритов
Glasgow Art Gallery and Museum	Kelvingrove, Glasgow G3 8AG, Scotland	Около 12 250	
Hunterian Museum University of Glasgow	Glasgow G12 8QQ, Scotland	Около 38 500	Шотландские *цеолиты* (из коллекции Линфайна); промышленные минералы из Южной Америки; метеориты
Department of Geology University of Leicester	University Road, Leicester LE1 7RH, England	Около 50 000	
Leicestershire Museums, Art Galleries, and Records Service	96 New Walk, Leicester LE1 6TD, England	12 780	
Merseyside County Museum	William Brown Street, Liverpool L3 8EN, England	Около 5 700	Коллекция полированных образцов XIX в. (агаты, нефриты, *лабрадорит*)
British Museum (National History) Department of Mineralogy	Cromwell Road, London SW7 5BD, England	282 500	Коллекция Рассела; коллекция Кингсбери; коллекции Ашкрофта — ирландские *цеолиты* и минералы Швейцарии; коллекция Рейна — бирманские драгоценные камни (экспозиция); одна из наиболее представительных коллекция метеоритов; коллекция минералов широко известна по охвату минеральных видов и богатству эталонного материала
Institute of Geological Sciences	Exhibition Road, London SW7 2DE, England	225 000	Региональные экспозиции по разным горнорудным районам; выставка строительных камней; обширная коллекция драгоценных камней — кристаллов, камней в оправе и поделочных камней

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Manchester Museum Department of Geology University of Manchester	Manchester M13 9PL, England	24 000 (включая дубликаты)	*Цеолиты*, в основном из коллекции Каролин Берли; уникальная коллекция пород и минералов из района Олдерли-Эдж (Чешир)
Hancock Museum	Newcastle upon Tyne NE2 4PT, England	Более 8 000	Коллекция У. Хаттона (общая, хорошо представляющая британский и местный материал); коллекция царя Николая I (минералы и породы из России); коллекция Куксона (общая); коллекция африканских руд
University Museum Mineral Collections	Parks Road, Oxford OX1 3PR, England	23 350	Много образцов из классических разрезов, особенно британских; коллекция Корси (1000 неполированных и полированных образцов декоративных камней и мраморов, в частности тех, которые использовались для поделок древними египтянами, греками и римлянами); систематические коллекции; британская региональная минералогия; породообразующие минералы; драгоценные камни; метеориты
Sheffield City Museum	Weston Park, Sheffield S10 2TP, South Yorkshire, England	Около 3 600	Минералы из Дербишира (рудоносная провинция), в том числе *флюорит* «Голубой Джон»; половина экспонируемых образцов относится к районам Южного Йоркшира и Центрального Дербишира
County Museum, Royal Institute of Cornwall	River Street, Truro, Cornwall, England	Около 10 000	Корнийские минералы, в частности вторичные минералы меди, особенно арсенаты из рудников Гвеннап; прекрасные образцы из Дербишира, Камберленда и Дерхэма
Yorkshire Museum	Museum Gardens, York Y01 2DR, England	Около 6 000	Представляют исторический интерес коллекции по классическим районам и собранные коллекционерами XIX в.; материалы в основном британские, центральноевропейские и североамериканские
New York State Museum and Science Service	State Education Building Albany, New York 12234, USA	38 934	Породы, минералы и руды штата Нью-Йорк; керн скважин, пробуренных в карбонатных породах штата Нью-Йорк; керн и образцы из нефтяных и газовых скважин штата Нью-Йорк; экспозиция драгоценных камней
Department of Geology University of New Mexico	Albuquerque, New Mexico 87131, USA	Около 5 000	Метеориты
Institute of Meteorites University of New Mexico	Albuquerque, New Mexico 87131, USA	17 775	Коллекция метеоритов
Colburn Memorial Mineral Museum Southern Appalachian Mineral Society	Box 1617, Asheville, North Carolina 28802, USA	Около 5 000	*Гидденит*, *флюорит*, *торбернит*, *серебро*, *медь*, итаколумбит и местные драгоценные камни
Department of Geology Emory University	Atlanta, Georgia 30322, USA	2 805	Драгоценные камни — местные и по регионам; научная экспозиция
Geoscience Department Belmont Abbey College	Belmont, North Carolina 28012, USA	8 205	Минералы из карьера Фут-Квори; минералы Северной Каролины
Department of Geology and Geophysics, University of California	Berkeley, California 94720, USA	Около 90 000	Материал по Калифорнии
Department of Geological Sciences Lehigh University	Bethlehem, Pennsylvania 18015, USA	11 400	Рудные минералы
Virginia Polytechnic Institute and State University	Blacksburg, Virginia 24061, USA	3 450	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Cranbrook Institute of Science	500 Lone Pine Road Bloomfield Hills, Michigan 48013, USA	10 800	Опалы и другие драгоценные камни, флюоресцирующие минералы, прозрачные минералы; нахождение, химизм, кристаллография, физические свойства минералов; экспозиции по регионам (Мичиган, Огайо, Онтарио)
Department of Geology Indiana University	1005 East Tenth Stree Bloomington, Indiana 47401, USA	15 015	Великолепная подборка образцов, представляющих изверженные (вулканические и плутонические) породы всего мира
Geology Department Appalachian State University	Boone, North Carolina 28608, USA	7 027	
Boston University	725 Commonwealth Ave. Boston, Massachusetts 02215, USA	Около 7 000	Общая систематическая коллекция
Museum of Sciences	Science Park, Boston, Massachusetts 02114, USA	7 053	
University of Colorado Museum	Boulder, Colorado 80302, USA	11 619	Урановые минералы
Department of Geology Bowdoin College	Brunswick, Maine 04011, USA	80 009	Минералы района Майн
Rand Collection Bryn Mawr College, Department of Geology	Bryn Mawr, Pennsylvania 19010, USA	9 500	
Vaux Collection Bryn Mawr College, Department of Geology	Bryn Mawr, Pennsylvania 19010, USA	Около 10 000	Обширная коллекция образцов из разных мест Пенсильвании, в частности из Френч-Крик; образцы из Новой Англии, а также из Западной и Южной Америки
Buffalo Museum of Science	Humboldt Park, Buffalo, New York 14211, USA	Около 15 000	
Montana College of Mineral Science and Technology	Butte, Montana 59701, USA	Около 14 000	Минералы из Бьюта, Монтаны; выставка флюоресцирующих минералов
Harvard University Mineralogical Museum	24 Oxford Street Cambridge, Massachusetts 02138, USA	126 500	Метеориты, драгоценные камни, золото; минералы из коллекции Н. Дж. Франклина; минералы из Новой Англии; все классические местонахождения
Nevada State Museum	Capital Complex, Carson City, Nevada 89710, USA	Около 15 000	Руды золота и серебра из Комсток-Лоуд
University of Northern Iowa Museum University of Northern Iowa	Cedar Falls, Iowa 50613, USA	Около 10 000	Научная экспозиция
Geology Department University of North Carolina	Chapel Hill, North Carolina 27514, USA	8 500	
Department of Environmental Sciences, Clark Hall University of Virginia	Charlottesville, Virginia 22903, USA	Более 17 000	Минералы и породы штата Виргиния
Field Museum of Natural History	Roosevelt Road at Lake Shore Drive Chicago, Illinois 60606, USA	648 000	Одна из крупнейших в мире коллекция образцов метеоритов
Cincinnati Museum of Natural History	1720 Gilbert Avenue Cincinnati, Ohio 45202, USA	Около 3 000	
Department of Geology Hamilton College	Clinton, New York 13323, USA	Около 4 000	Коллекция минералов Орен-Рут — преимущественно минералы Адирондака и Канады
Department of Geology University of Missouri	Columbia, Missouri 65201, USA	25 000	Минералы района Крестмор (Калифорния); руды округа Три-Стейт, пояса Олд-Лэд, пояса Нью-Лэд (Миссури)
Laurence L. Smith Geology Museum LeConte Building Department of Geology, University of South Carolina	Columbia, South Carolina 29208, USA	Около 8 500	Хидденит, корунд и кварц с глинистыми включениями (Северная Каролина); радиоактивные минералы района Спрюс-Пайн (Северная Каролина)
Gillespie Museum of Minerals Stetson University	Deland, Florida 32720, USA	26 112	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Geology Department Denver Museum of Natural History	City Park, Denver, Colorado 80205, USA	15 700	Золото из Брекенриджа; минералы и метеориты из Колорадо; классические находки на Западе США
Geology Department Duke University	6665 College Station Durham, North Carolina 27708, USA	Около 5 000	*Цеолиты*
Lafayette College	Easton, Pennsylvania 18042, USA	11 000	Минералы Пенсильвании
Lizzardo Museum of Lapidary Art	220 Cottage Hill Avenue Elmhurst, Illinois 60126, USA	4 750	Материал для поделочных камней
El Paso Centennial Museum University of Texas at El Paso	El Paso, Texas 79968, USA	Около 3 400	Метеориты; руды и минералы из штатов Нью-Мексико, Колорадо, Техас, Аризона, а также из Чиуауа (Мексика)
The University of Texas at El Paso	El Paso, Texas 79968, USA	12 000	Рудные минералы
Department of Geological Sciences Northwestern University	Evanston, Illinois 60201, USA	Около 9 000	
University of Alaska	Fairbanks, Alaska 99701, USA	3 400	Образцы руд из горнорудных районов Аляски
Fall River Public Library	104 North Main Street Fall River, Massachusetts 02720, USA	3 000	
University Museum, University of Arkansas	Fayetteville, Arkansas 72701, USA	2 000	Коллекция кристаллов *кварца* Х. Д. Майзера; коллекция собрана в период написания диссертации по минералам штата Арканзас
Findlay College	1000 North Main Street Findlay, Ohio 45840, USA	Около 10 000	
Museum of Northern Arizona	P. O. Box 1389, Flagstaff, Arizona, 86001, USA	1 776	Минералы Аризоны
Franklin Mineral Museum, Inc.	Evans Street, P. O. Box 76, Franklin, New Jersey 07416, USA	2 565	Образцы из округа Франклин (Нью-Джерси); экспозиция флюоресцирующих минералов
The John L. Beal Memorial Collection The Schiele Museum of Natural History and Planetarium, Inc.	1500 East Garrison Blvd. P. O. Box 953, Gastonia, North Carolina 28252, USA	10 600	Учебная экспозиция — золото в Северной Каролине (история открытия); коллекция минералов из Северной Каролины и юго-восточных районов США
The Geology Museum, Colorado School of Mines	16th and Maple, Golden, Colorado 80401, USA	407 000	Минералы Колорадо и Запада США; руды штата Колорадо
Department of Geology University of North Dakota	Grand Forks, North Dakota 58202, USA	8 000	
Neville Public Museum	129 South Jefferson Street Green Bay, Wisconsin 54301, USA	Около 3 400	Минералы железа и меди штата Мичиган; минералы и органические остатки из штата Висконсин
William Penn Memorial Museum	Box 1026, Harrisburg, Pennsylvania 17120, USA	13 231	Минералы штата Пенсильвания; минералы округа Честер, рудника Френч-Крик
The A. E. Seaman Mineralogical Museum Michigan Technological University	Houghton, Michigan 49931, USA	Более 30 000	Минералы «Коппер-Кантри» (Северный Мичиган)
Tri State Mineral Museum	Schifferdecker Park, Joplin, Missouri 64801, USA	9 000	Местные образцы
Department of Geosciences University of Missouri	Kansas City, Missouri 64110, USA	Около 8 500	Кристаллы с крупными включениями флюидов; жеоды; минералы Магнетков и Три-Стейт; гипс
Kansas City Museum of History and Sciences	3218 Gladstone Blvd., Kansas City, Missouri 64123	Около 12 000	Метеорит Канзас-Сити
Department of Geological Sciences The University of Tennessee	Knoxville, Tennessee 37916, USA	Около 10 000	
North Museum, Franklin and Marshall College	Lancaster, Pennsylvania 17604, USA	Около 7000	Экспозиции местная и по регионам; научная экспозиция; рудные минералы
University of Wyoming Geological Museum	Laramie, Wyoming 82071, USA	8 012	

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
S t. Vincent College Museum	Latrobe, Pennsylvania 15650, USA	1 877	
Department of Geology University of Kansas	Lawrence, Kansas 66044, USA	6 600	
Washington and Lee University	Lexington, Virginia 24450, USA	Около 5 500	
University of Nebraska State Museum, Morrild Hall	14th and «U» Streets Lincoln, Nebraska 68588, USA	36 750	Минералы, породы и метеориты Небраски; коллекция Е. Ф. Шрамма; породы Антарктиды
Geology Department University of California at Los Angeles	405 Hilgard Avenue, Los Angeles, California 90024, USA	Около 19 000	
Los Angeles County Museum of Natural History	900 Exposition Blvd., Los Angeles, California 90007, USA	20 354	Турмалины Южной Калифорнии
Tufts University	Medford, Massachusetts 02155, USA	Около 13 000	
Wesleyan University	Middletown, Connecticut 06457, USA	Около 8 000	Минералы Коннектикута
Milwaukee Public Museum	800 West Wells Street, Milwaukee, Wisconsin 53233, USA	50 475	
Department of Geology and Geophysics University of Minnesota, Twin Cities	108 Pillsbury Hall Minneapolis, Minnesota 55455, USA	56 500	Коллекция радиоактивных минералов; породы; образцы минералов по регионам
Zeitner Geological Museum	Mission, South Dakota 57555, USA	8 012	Метеориты; минералы и драгоценные камни Южной Дакоты; минералы Мексики; жеоды; окаменелая древесина; *барит*
Department of Geology University of Montana	Missoula, Montana 59801, USA	7 456	
Morris Museum of Arts and Sciences	Normandy Heights and Columbia Rds. Morristown, New Jersey P. O. Box 125, Convent, N. J. 07961, USA	4 336	Европейские минералы
Department of Geology University of Idaho, College of Mines	Moscow, Idaho 83843, USA	3 018	Превосходные образцы, собранные «охотниками за камнями» из штата Айдахо; представительная историческая коллекция горного оборудования и картин древних германцев; великолепная коллекция корейских образцов
Department of Geology Cornell College	Mount Vernon, Iowa 52314, USA	9 860	
Department of Geology Vanderbilt University	Nashville, Tennessee 37235, USA	Около 14 000	
New Almaden Museum	21570 Almaden Road, P. O. Box 1, New Almaden, California 95042, USA	2 350	Минералы первой действующей шахты (рудника) по добыче ртути в Северной Америке
Department of Geology University of Delaware	Newark, Delaware 19711, USA	Около 4 000	Минералы из всех мест с преобладанием в экспозиции минералов Делавэра и Юго-Восточной Пенсильвании
Department of Geology Rutgers University	Newark, New Jersey 07102, USA	Около 13 000	
Geological Museum Rutgers University	New Brunswick, New Jersey 08903, USA	Около 11 000	Минералы Нью-Джерси
Peabody Museum Yale University	New Haven, Connecticut 06520, USA	31 000	
American Museum of Natural History	Central Park West at 79th Street, New York, New York 10024, USA	104 500	Коллекция драгоценных камней, метеоритов; североамериканские и классические образцы минералов
Department of Geology Columbia University	New York, New York 10027, USA	Около 50 000	
Carleton College	North Field, Minnesota 55057, USA	Более 8 000	Около 1500 полированных агатов

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
Orton Geological Museum Department of Geology and Mineralogy Ohio State University	Ohio State University, Columbus, Ohio 43210, USA	4 785	
Division of Geology and Planetary Sciences California Institute of Technology	Pasadena, California 91125, USA	9 389	
Paterson Museum	268 Summer Street, Paterson, New Jersey 07505, USA	6 275	Минералы из округов Патерсон и Франклин, штат Нью-Джерси; флюоресцирующие минералы
The Academy of Natural Sciences	19th and The Parway, Philadelphia, Pennsylvania 19103, USA	309	Вероятно, самая представительная коллекция минералов Пенсильвании; выделяются образцы, собранные Дж. С. Гордоном во время экспедиций в Гренландию (Нарсарсук), Боливию (Ллайагуа), Чили и Южную Африку
Wagner Free Institute of Science	Seventeenth Street and Montgomery Avenue, Philadelphia, Pennsylvania 19121, USA	5 133	
State of Arizona, Department of Mineral Resources	State Fairgrounds Phoenix, Arizona 85007, USA	2 651	Самородная *медь* (Аризона); минералы марганца; перидот, *кварц*, руды ртути; руды Рэй-Майн; руды и минералы «Инспирейшн майнинг компани»; золото, серебро, урановые руды; метеориты
Carnegie Museum of Natural History	4400 Forbes Avenue, Pittsburg, Pennsylvania 15213, USA	26 648	Минералы Пенсильвании
Diablo Valley College Museum	Golf Club Road, Pleasant Hill, California 94523, USA	3 706	
Vassar College	Poughkeepsie, New York 12601, USA	5 565	
Department of Geological Sciences Brown University	Providence, Rhode Island 02912, USA	3 500	
Brigham Young University	Provo, Utah 84601, USA	Около 15 000	
Museum of Geology South Dakota School of Mines and Technology	Rapid City, South Dakota 57701, USA	15 730	Минералы пегматитов; систематическая коллекция; минералы района Блэк-Хилс; золото, метеориты
Geology Museum, Department of Earth Sciences University of California	Riverside, California 92502, USA	Около 20 000	Минералы районов Крестмор и Боро (Калифорния)
Riverside Municipal Museum	3720 Orange Street Riverside, California 92501, USA	7 500	Минералы близлежащих районов
Pinch Mineralogical Museum	82 Kensington Court Rochester, New York 14612, USA	11 035	Минералы из разных районов мира: Сен-Хилер, Цумеб, Франклин и Лонгбан; урановые минералы из Конго; минералы ртути, теллура и селена
Rochester Museum and Science Center	657 East Avenue Rochester, New York 14603, USA	5 359	Самородная *медь*, *кальцит*
Fryxell Geology Museum and John Deere Planetarium Augustana College	Rock Island, Illinois 61201, USA	5 756	Минералы и органические остатки из штата Иллинойс; метеориты; жеоды
University of Missouri-Rolla	Rolla, Missouri 65401, USA	3 200	
Department of Geology and Geophysics University of Utah	Salt Lake City, Utah 84112, USA	29 001	Образцы руд из местных рудников
San Diego Natural History Museum	P. O. Box 1390, Balboa Park, San Diego, California 92112, USA	Около 7 000	Бораты из штата Калифорния; минералы Мексики; минералы Аризоны

Название	Адрес	Общее количество образцов	Специализация
California Academy of Sciences	Golden Gate Park San Francisco, California 94118, USA	10 000	Минералы из известных пегматитоносных районов Калифорнии — Сан-Диего; минералы района Крестмор, бораты и минералы глаукофановых сланцев Калифорнии; коллекция минералов из штата Нью-Джерси, округа Стерлинг-Хилл и Франклин
State of California, Division of Mines and Geology	Room 2022 Ferry Building San Francisco, California 94111, USA	Около 30 000	
Geology Department, San José State University	San José, California 95172, USA	Около 5 500	
Santa Barbara Museum of Natural History	2559 Puesta del Sol Road Santa Barbara, California 93105, USA	3 220	
Union College	Schenectady, New York 12308, USA	Около 8 000	
Burke Memorial Washington State Museum, Division of Geology and Paleontology University of Washington	Seattle, Washington 98195, USA	5 602	Разновидности *кварца*, в частности аметист, *вульфенит*; минералы меди и железа; экспозиция по регионам
New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources	Socorro, New Mexico 87801, USA	6 000	Минералы штата Нью-Мексико; коллекция К. Т. Брауна
Department of Geology and Geography Mount Holyoke College	South Hadley, Massachusetts 01075, USA	Около 18 000	
Illinois State Museum	Spring and Edwards Street Springfield, Illinois 62706, USA	6 600	
Springfield Science Museum	236 State Street, Springfield, Massachusetts 01103, USA	8 100	Минералы Западного Массачусетса и Коннектикута
The Science Museum of Minnesota	30 East 10th Street St. Paul, Minnesota 55101, USA	Около 15 000	Минералы железных руд; опалы
Arizona State University	Tempe, Arizona 85281, USA	4 700	Метеориты
Heidelberg College	Tiffin, Ohio 44883, USA	Около 6 000	
New Jersey State Museum	205 West State Street Trenton, New Jersey 08625, USA	Около 4 000	Образцы полезных ископаемых из штата Нью-Джерси
Arizona-Sonora Desert Museum	P. O. Box 5607 Tucson, Arizona 85703, USA	11 800	Коллекции по регионам
Mineralogical Museum, Geology Building University of Arizona	Tucson, Arizona 85721, USA	Около 10 700	Минералы Аризоны; минералы районов Бисби и Тайгер; образцы *вульфенита*; метеориты; драгоценные камни; органические остатки
National Museum of Natural History Smithsonian Institution	Washington, D. C. 20560, USA	411 500	Минералы США и Мексики; драгоценные камни; метеориты
West Chester State College	West Chester, Pennsylvania 19380, USA	5 000	Минералы из округа Честер, штат Пенсильвания
Purdue University	West Lafayette, Indiana 47907, USA	Около 8 900	

О. ПЕТЕРСЕН

МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ПРАВИЛО ФАЗ

Это правило, первоначально введенное Гольдшмидтом, предетавляет собой частный случай правила фаз Гиббса: $F = C + 2 - P$, где F — вариантность, или число степеней свободы; C — число компонентов; P — число фаз. В природе температура и давление контролируются внешними условиями и могут варьировать независимо от протекающих в системе процессов. Отсюда, при $F = 2$, $C = P$, т. е. максимальное число возможных фаз равно числу химических компонентов. Это можно продемонстрировать на следующем примере. Из простых породообразующих оксидов — SiO_2, Al_2O_3, MgO, FeO, CaO, Na_2O и K_2O — в случае, если они являются самостоятельными компонентами природной системы, может сформироваться порода, содержащая максимально семь фаз. Одиако (Si, Al) могут замещать друг друга в *плагиоклазе*, так же как и (Na, Ca) и (Mg, Fe) соответственно в *щелочных полевых шпатах* и мафических минералах. Из этого следует, что в конкретном типе породы могут присутствовать максимально четыре минерала, которые состоят из перечислен-

ных выше семи компонентов *. Присутствие дополнительных элементов (Ti, P) приведет к появлению новых минералов (*ильменит*, *апатит*). Однако применение правила фаз требует тщательного анализа конкретной ситуации. Подробное освещение этого вопроса дается в работах Коржинского, Томпсона и Уэйла и Файфа.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Булах А. Г.* Методы термодинамики в минералогии. Л., Недра, 1974. 184 с. *Древинг В. П., Калашников Я. А.* Правило фаз. М., Изд-во Моск. ун-та, 1964.

МИНЕРАЛОГИЯ ЛУНЫ

Лунные образцы, доставленные в результате полетов космических кораблей «Аполлон» и автоматической станции «Луна», подверглись обширным минералогическим и петрологическим исследованиям. Все основные результаты этих исследований опубликованы в трудах ежегодных научных конференций по Луне [2]. Общее обсуждение геохимических аспектов лунных материалов можно найти в работе Тейлора [4]. В настоящей статье рассматриваются основные данные по минералогии Луны, приводятся списочный состав минералов (на период до 1980 г.) и расширенное описание наиболее характерных групп минералов. Хотя на Луне найдено несколько новых минералов, большинство лунных минералов обнаруживает принципиальное сходство со своими земными аналогами.

ГЛАВНЫЕ ЧЕРТЫ МИНЕРАЛОГИИ

Уже в процессе исследования самых первых лунных образцов, доставленных космической экспедицией в 1969 г., было установлено, что минералогия Луны и Земли характеризуются рядом существенных различий. Во-первых, Луна чрезвычайно обеднена летучими компонентами, в результате чего на Луне в первом приближении отсутствуют (за возможным исключением) такие группы минералов, как водные силикаты (например, *слюды*, *амфиболы*, *цеолиты*), карбонаты и нитраты. Во-вторых, отсутствие воды почти нацело исключает изменения, обусловленные выветриванием, и тем самым ведет к отсутствию вторичных минералов, кроме тех, которые образуются в результате процессов восстановления, распада твердых растворов или термального метаморфизма. В-третьих, минералообразующие процессы имеют место в условиях интенсивного восстановления, т. е. ведут к состоянию слабого окисления, вследствие чего Fe^{3+} может диагностироваться только наиболее чувствительными приборами; важнейшими компонентами являются Ti^{3+} и Cr^{2+}. Эти условия в существенной мере ограничивают число и разнообразие лунных минералов. Фактически на Луне было обнаружено около 100 видов минералов, тогда как на Земле число наименований минеральных видов составляет около 2500.

Следует учитывать и еще два важных обстоятельства. Во-первых, отбор проб на Луне производился только из восьми мест, тем самым остаются неопробованными огромные территории, где могут находиться другие минералы. Во-вторых, образцы отбирались непосредственно у поверхности (до глубины нескольких метров), и, хотя в этих районах содержится материал более глубокого происхождения — выведенный к поверхности при кратерообразовании, максимальные глубины опробования не превышают первых десятков километров.

* Для этого случая минералогическое правило фаз Гольдшмидта определяется формулой $C = P - \alpha$, где α — число ограничительных условий (например, число возможных изоморфных замещений). Следует отметить, что правило Гольдшмидта приложимо лишь к закрытым системам. Для открытых систем справедливо минералогическое правило фаз Коржинского. — *Прим. ред. пер.*

ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ И ИЗМЕНЕНИЯ В ПОРОДАХ ЛУННОГО ТИПА

По существу все минералы на Луне имеют магматическое происхождение. Эти первичные продукты кристаллизации впоследствии подверглись изменениям под действием ударов метеоритов (дробление) и метаморфизма (в том числе ударного и термального, а также спекания) с образованием определенного набора типов пород, каждый из которых характеризуется специфической минералогией, составом и структурой. Петрологическая номенклатура отличается значительной сложностью, при этом существующие классификации не получили широкого признания, но в целом можно выделить следующие три группы пород.

1. Базальты лунных морей. Образовались в процессе близповерхностной кристаллизации разнообразных базальтовых лав, ряд из которых сильно обогащен Ti и Fe. Возраст пород определяется в примерном диапазоне 3,9—3,1 млрд. лет. Это самые молодые породы из доставленных с Луны, и происходят они из районов «темных пятен» — областей лунных морей. Главными минералами являются *пироксены*, *плагиоклазы*, *ильменит* и *оливины*. Во фракциях поздней кристаллизации (мезостазис) встречаются второстепенные минералы.

2. ANT-породы (анортозит—норит—троктолитовые), в которых преобладают *плагиоклазы* и *пироксены* с подчиненным количеством *оливина*. Обычно это самые древние породы, сформировавшиеся в примерном временном интервале 4,6—3,6 млрд. лет назад, и приурочены они к «светлым пятнам» — нагорьям. Для этих пород характерны интенсивные структурные изменения под действием ударов метеоритов и метаморфизма, которые почти нацело уничтожили их первичные особенности. Большинство ANT-пород представляют собой в строгом смысле брекчии и могут состоять из смеси пород, формировавшихся совершенно независимо. В процессе термального метаморфизма, обусловленного действием метеоритных ударов, нагревание привело к перекристаллизации этих брекчий с последующим изменением химического состава минералов.

3. KREEP-породы — серия образований загадочного происхождения. Название дано по буквам элементов, которыми они обогащены: K, REE (редкоземельные элементы) и P. Часто встречаются в виде метаморфизированных брекчий и стекловатых разностей. Изредка проявляют тонкокристаллическую магматическую структуру.

На Луне имеют место несколько процессов изменения минералов. Условия окисления часто менялись во время или после кристаллизации, приводя к реакциям субсолидуса, в процессе которых высвобождавшиеся свободное железо и кислород формировали новую минеральную ассоциацию (например, $FeTiO_3 \rightarrow Fe^0 + TiO_2 + 0{,}5O_2$). Метаморфизм либо на глубине, либо как следствие нагревания от ударов метеоритов вел к возникновению более грубозернистой структуры и к таким реакциям субсолидуса, как распад твердого раствора и катионное упорядочение или разупорядочение. Процессы ударного воздействия, связанные с падением метеоритов, разрушали кристаллические структуры, а в своем крайнем проявлении привели к плавлению пород с образованием стекловатой структуры без изменения внешней формы. Часто расплавление больших объемов пород формировало множество стекловатых или вторичных «расплавленных пород» с магматической структурой.

Предполагается, что ударами комет или углистых хондритов можно объяснить образование некоторых фаз с летучими компонентами из кратковременно существовавшей

ТАБЛИЦА I[2]

Лунные минералы. Группа I. Породообразующие минералы

Название минерала	Общее описание
Армолколит	Близок к $Mg_{0,5}Fe_{0,5}Ti_2O_5$, но может содержать большое количество Cr и Zr, а также редких земель; описано несколько типов составов
Ильменит	$FeTiO_3$, но часто Fe замещается Mg; обычная фаза в морских базальтах, акцессорная в ANT-породах
Оливин	$(MgFe)_2SiO_4$ с небольшим количеством Mn, Ca и Cr; широкий диапазон составов
Плагиоклаз	Твердый раствор $NaAlSi_3O_8$ и $CaAl_2Si_2O_8$, но обычно близок к $Ca_{0,95}Na_{0,05}Al_{1,95}Si_{2,05}O_8$; небольшое количество Mg, K и Fe
Пироксен	(Mg, Fe, Ca) SiO_3 с небольшим количеством Al, Cr, Ti и Mn; широкий диапазон составов со сложной зональностью и распадом твердых растворов
Шпинель	Твердые растворы $MgAl_2O_4$, $FeCr_2O_4$ и Fe_2TiO_4 с небольшим количеством Mn и V; сложная зональность

атмосферы; высказывается также предположение о возможном изменении под действием загрязнения земными компонентами или в процессе дегазации Луны. Высокодинамических фаз типа коэсита не установлено, хотя метеоритные удары — широко распространенное явление.

ЛУННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы, описанные на настоящий момент, можно подразделить на следующие три группы.

Группа I (табл. 1). Породообразующие минералы (подробно описываемые ниже).

Группа II (табл. 2). Акцессорные минералы. Распространены широко, но присутствуют в небольших количествах.

Группа III (табл. 3). Редкие минералы. Обычно только единичные находки мелких зерен; большинство из них описаны не полностью. Не исключено, что они привнесены метеоритами или земного происхождения. Ссылки на оригинальные описания приведены в работах Смита [3] и Фрондел [1].

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

А р м о л к о л и т. Это новый минерал с примерной формулой $Mg_{0,5}Fe_{0,5}Ti_2O_5$, в котором отношение Fe/Mg изменчиво. Структура армолколита близка к структуре земного *псевдобрукита* $Fe_2^{3+}TiO_5$, но отсутствие трехвалентного железа и присутствие Mg делают правомочным присвоение ему нового наименования. Отмечается также небольшое количество Cr, Al, Ca, и Zr. Уже после установления в лунных образцах были описаны два земных экземпляра, найденные в кимберлитах. *Армолколит* впервые обнаружен в лунных образцах — высокотитанистых базальтах лунных морей, доставленных станцией «Аполлон-11», и позднее — в доставленных станцией «Аполлон-17» аналогичных базальтах. Экспериментальные исследования показали, что эта фаза стабильна при температуре более 1100° С в составах с высоким содержанием Ti, в восстановительных условиях. При более низких температурах ее стабилизации способствуют небольшие количества Cr и Al. При постепенном охлаждении первичный армолколит становится нестабильным и реагирует с магмой с образованием нарастаний *ильменита* (*армолколит* + расплав → *ильменит*); при медленном охлаждении армолколит полностью исчезает. Если же охлаждение достаточно быстрое, некоторое количество *армолколита* остается, но часто имеет место и реакция субсолидуса: *армолколит* → *рутил* (TiO_2) + обогащенный магнием *ильменит*.

В ANT-брекчиях установлено несколько армолколитоподобных фаз, которые характеризуются высоким содержанием Cr, Ca и Zr (Haggerty, 1974]. Это небольшие фазы, но, по-видимому, немаловажные, поскольку они могут содержать значительное количество (вплоть до 10 %) редких земель. Их химическая формула (Cr, Ca, Fe, Mg) $(Ti, Zr)_2O_5$, хотя и более сложная, близка к армолколитовой. Однако рентгеновскими методами, позволяющими оценить структурное сходство, они не изучались. Эти составы могут быть ближе к минеральной группе цирконолита, если исключить отношение Ti/Zr. Данные высокоциркониевые армолколиты, по-видимому, формировались в процессе перекристаллизации при сравнительно низких температурах и часто изменялись до ассоциаций *хлорита*, *бадделеита* (ZrO_2), *рутила*, *железа* и богатого магнием *ильменита*; однако детали этого процесса неясны.

И л ь м е н и т. *Ильменит* встречается почти во всех лунных породах в количестве вплоть до 10 % в богатых титаном базальтах лунных морей, но обычно уровень его содержания не превышает 1 % в ANT-породах. Рентгеноструктурный анализ показал, что лунный ильменит существенно сходен с земным. Отклонения от идеального состава $FeTiO_3$ заключаются в том, что Mg (до 12 % MgO) может замещать Fe, а также возможны замещения небольшими количествами Mn, Cr, Zr, Ca, и Al; обнаружен Ti^{3+}. В морских базальтах и KREEP-базальтах *ильменит* обычно кристаллизуется либо на ранней, либо на очень поздней стадии кристаллизации в зависимости от ряда факторов, например от валового состава и скорости охлаждения. Природа *ильменита* в ANT-брекчиях не совсем ясна; некоторые *ильмениты* могут быть реликтами исходной породы, другие же определенно формировались в ходе термального метаморфизма и в восстановительных условиях субсолидуса.

Значительный интерес представляет отношение Mg/(Mg + Fe) в *ильмените*, поскольку считается, что оно отражает это отношение в исходной жидкости. Имеющиеся данные, действительно, показывают положительную корреляцию, но с большим разбросом; использование этого отношения, по крайней мере для базальтов лунных морей, ограничено из-за неравномерной кристаллизации. *Ильменит* в брекчиях, однако, во многих случаях находится в равновесии с другими фазами, и здесь использование этого отношения правомерно. Особый интерес представляет его использование с точки зрения геотермометра в лунных брекчиях, если удастся провести соответствующую лабораторную калибровку (см. *Термометрия геологическая*). Содержание ZrO_2 в лунных *ильменитах* выше, чем в земных, что пока еще не получило своего объяснения.

Ильменит часто образуется либо как продукт реакции ранних кристаллов, взаимодействующих с жидкостью, либо при восстановлении Ti-содержащих фаз. Отмечаются следующие реакции:

ТАБЛИЦА 2

Лунные минералы. Группа II. Акцессорные минералы

Название минерала	Идеальный состав	Примечание
Щелочной полевой шпат	$KAlSi_3O_8$	Встречается в брекчиях, обычно в ассоциации с богатыми Si («гранитными») минералами, часто содержит Na, Ba и Sr
Камасит	α-Fe	Обычные фазы, возникающие при кристаллизации в восстановительных условиях или отлагающиеся из газа; некоторые связаны с метеоритным загрязнением; тэнит может содержать большое количество Ni
Тэнит	γ-Fe	
Пироксферроит	$FeSiO_3$	Новый метастабильный лунный минерал, родственный земному *пироксмангиту*; образовался на последних стадиях кристаллизации базальтов лунных морей, в частности из жидкости, богатой Ti
Кварц	SiO_2	Встречаются в мезостазисе базальтов лунных морей, в «гранитных» обломках и в ANT-брекчиях; часто полиморфная модификация неизвестна, но установлены все три минерала
Тридимит		
Кристобалит		
Рутил	TiO_2	Сравнительно редок, обычно встречается в сложных Ti—Zr-минеральных ассоциациях; вероятно, возникает при восстановлении *армолколита* и других фаз в условиях субсолидуса; часто характерно высокое содержание Nb
Транквиллитшит	$Fe_8(Zr, Y)_2Ti_3Si_3O_{24}$	Новый минерал, обычно встречающийся в мезостазисе базальтов лунных морей
Троилит	FeS	Обычный сульфид во всех лунных породах; частично может быть связан с метеоритным загрязнением, но в большинстве случаев чисто лунного происхождения; обычно ассоциирован с металлическим Fe
Витлокит	$Ca_3(PO_4)_2$	Наиболее характерен для KREEP-брекчий и может содержать до 10 % редкоземельных элементов; часто образует прорастания с апатитом
Циркон	$ZrSiO_4$	Редок, встречается в мезостазисе базальтов лунных морей и в виде единичных зерен в брекчиях
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3(Cl, F)$	Обычная фаза в мезостазисе базальтов лунных морей; часто содержит редкие земли в KREEP-породах; встречается в пустотах морских базальтов и в ANT-брекчиях как продукт отложения газовой фазы

1) *армолколит* + расплав → *ильменит*;
2) *ульвошпинель* → *ильменит* + Fe^0 + 0,5 O_2;
3) *армолколит* → богатый магнием *ильменит* + TiO_2;
4) Mg, Al, Ti-*шпинель* → Mg, Al-*шпинель* + *ильменит*.

Во всех этих реакциях ильменит, по-видимому, наследует какую-то характерную химическую особенность или структуру; так, *ильменит* в реакции 3 содержит много магния и *рутил* как продукт распада твердого раствора.

Плагиоклазы. *Плагиоклазы* — наиболее распространенные минералы в доставленных лунных образцах и, вероятно, преобладают в приповерхностных породах (верхние 50 км?). Как и земные *плагиоклазы*, они подверглись обширному изучению; здесь будут приведены результаты, полученные по *плагиоклазам* лунных нагорий.

Модальные количества *плагиоклаза* варьируют от 100 % в некоторых анортозитовых породах и анортозитовых брекчиях до 30 % в базальтах лунных морей. В последних

ТАБЛИЦА 3

Лунные минералы. Группа III. Редкие минералы *

Название минерала	Состав
Сульфиды и сульфаты:	
? *борнит*	Cu_5FeS_4
халькопирит	$CuFeS_2$
кубанит	$CuFe_2S_3$
макинавит	~FeS
? молибденит	MoS_2
? нинингерит	(Mg, Fe)S
пентландит	$(Fe, Ni)_9S_8$
сфалерит	ZnS
Zn, Fe, Cl-сульфат	

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

Название минерала	Состав
Силикаты:	
амфибол	$(Na, Ca)_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH, F)_2$
? *хондродит*	$Mg(F, OH)_2 \cdot 2Mg_2SiO_4$
? *кордиерит*	$Al_3(Fe, Mg)_2Si_5AlO_{18}$
гранат	$Fe_3Al_2Si_3O_{12}$
? *мелилит*	$Ca_2(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_7$
? *слюда*	$K_2Al_6Si_6O_{20}(OH, F)_4$
? сфен (*титанит*)	$CaTiSiO_4(O, F)$
Металлы:	
? латунь	CuZn
медь	Cu
? *индий*	In
олово	Sn
Оксиды и гидроксиды:	
акаганеит	β-FeO(OH)
бадделеит	ZrO_2
корунд	Al_2O_3
? *гематит*	Fe_2O_3
перовскит	$CaTiO_3$
цирконолит **	$Ca(Zr, Ti)_2O_7$
циркелит **	$CaZrTi_2O_7$
Разные:	
? *карбид А*	Al_4C_3
? *арагонит*	$CaCO_3$
? *когенит*	Fe_3C
фаррингтонит	$Mg_3(PO_4)_2$
? *графит*	C
? *лавренсит*	$FeCl_2$
? *муассанит*	SiC

* Знак вопроса означает, что чисто лунное происхождение или идентификация неясны.
** Точные формулы *цирконолита* и *циркелита* неизвестны; не исключено, что они идентичны [сейчас это доказано, и за минералом сохранено первоначальное название — *циркелит*, его формула $CaZrTi_2O_7$].

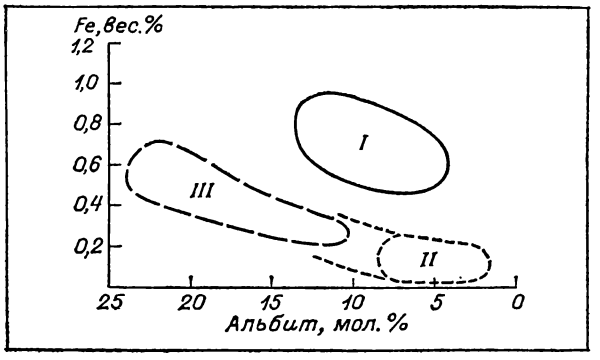


Рис. 1. Границы значений содержания железа в лунных плагиоклазах. Состав *плагиоклаза* дан в молекулярных процентах содержания *альбита* $NaAlSi_3O_8$.

Поля трех типов пород практически не перекрываются, и содержание железа и натрия позволяет различать *плагиоклазы*, характерные для определенного типа пород.
I — базальты лунных морей; *II* — ANT-породы; *III* — KREEP-породы.

Плагиоклаз — продукт кристаллизации из жидкости, но в ANT-брекчиях из-за интенсивного метаморфизма его источник и последующая история устанавливаются с трудом. Обычно считается, что анортозитовые породы образовались путем аккумуляции *плагиоклаза*.

Содержания главных и малых элементов в целом согласуются с приведенным выше подразделением пород на 3 группы. Почти все *плагиоклазы* обогащены Ca, в основном за счет малой распространенности Na на Луне; так, *анортит* $Ca_{0,95}Na_{0,05}Al_{1,95}Si_{2,05}O_8$, вероятно, близок к среднему составу, при том что наиболее распространенный крайний член ряда имеет состав $Ca_{0,8}Na_{0,2}Al_{1,8}Si_{2,2}O_8$. *Плагиоклаз* в ANT-породах часто близок к чистому анортиту, особенно в большинстве богатых *плагиоклазом* пород. Близкие составы отмечаются в некоторых архейских земных анортозитах, что позволяет некоторым авторам проводить определенные параллели между ранней историей развития Земли и Луны. Малые элементы в *плагиоклазах* из ANT-пород содержатся в небольших количествах (рис. 1), часто наблюдаются лишь следы Mg, Fe и K, и, вероятно, это связано с длительными эпохами метаморфизма ANT-пород, который способствовал удалению этих элементов. *Плагиоклаз* из базальтов лунных морей обычно содержит больше Na и имеет зональное строение: в ядрах имеется больше Ca, а в оторочках Na. В отличие от *плагиоклазов* из ANT-пород здесь наблюдаются более высокие содержания малых элементов, FeO составляет до 1, а MgO до 0,25 %. Эти высокие содержания, вероятно, обусловлены быстрой высокотемпературной кристаллизацией расплавов низкой вязкости. *Плагиоклазы* из KREEP-пород наиболее обогащены Na (как и сами эти породы), а средние составы *плагиоклазов* близки к $Ca_{0,85}Na_{0,15}Al_{1,85}Si_{2,15}O_8$; обычно, особенно в образцах, проявляющих магматическую структуру, наблюдается зональность. Содержание малых элементов низкое и часто близко к таковому в *плагиоклазах* из ANT-пород. На рис. 1

суммированы данные по железу. Эти химические тренды позволяют диагностировать зерна грунта или брекчии только по двум или трем элементам.

По *плагиоклазам* получено и много других данных. Исследования мёссбауэровской спектроскопией и методом электронного спинового резонанса показали, что преобладает Fe^{2+}, а Fe^{3+} имеется только в следовых количествах. Перекристаллизация в твердом состоянии (метаморфизм) обычно вызывает восстановление и экссолюцию железа с образованием мелких ориентированных железных «брусков». Высказывается предположение о том, что метаморфизм нестехиометрического *плагиоклаза* (характерного для базальтов лунных морей) мог привести к экссолюции *пироксена*, кремнезема и *ильменита* в *плагиоклазах* ANT-пород. В процессе изучения кристаллической структуры в *плагиоклазах* не было установлено структурных различий, хотя рентгеновское исследование единичного кристалла показало наличие катионных вакансий. Особый интерес представляет содержание редкоземельных элементов, в частности европия. В условиях крайнего восстановления Eu двухвалентен, а другие редкие земли остаются трехвалентными, вследствие чего Eu^{2+} избирательно входит в структуру *плагиоклаза*, обедняя исходную жидкость. Амплитуда аномалии Eu в конкретной породе важна с точки зрения предполагаемых процессов дифференциации, поскольку отделение *плагиоклаза* — всплывание или погружение — влияет на эту аномалию в остаточной жидкости.

О л и в и н. *Оливин* занимает третье место по распространенности в лунных образцах и встречается практически во всех породах. Некоторые обломки или фрагменты брекчий почти на 100 % сложены *оливином*, но чаще всего он составляет менее 10 % породы. *Оливин* в базальтах лунных морей относится к ранней стадии кристаллизации, и в ряде образцов проявлены кумулятивные *оливины*; однако в большинстве случаев быстрая кристаллизация препятствовала осаждению оливина. В KREEP-породах оливина мало или вообще нет. В ANT-породах наблюдаются преимущественно единичные зерна *оливина* в брекчиях, но известны и заметные исключения.

Как и в случае *плагиоклаза*, содержание малых и главных элементов варьирует в определенном диапазоне и может служить критерием классификации. Помимо того, установленные соотношения составов кристаллов и жидкостей позволяют создать хороший минералогический тест для петрогенетических моделей. Наиболее важным параметром является отношение Mg/(Mg + Fe), которое четко отражается в исходной жидкости. *Оливины* базальтов лунных морей сравнительно обогащены Fe (рис. 2), а максимальные значения отношения Mg/(Mg + Fe) составляют около 0,75, что согласуется с их происхождением из составов базальтов лунных морей, богатых железом. Обычно содержание железа возрастает от центра к краю кристалла, и часто в оливиновых оторочках присутствует чистый *фаялит* Fe_2SiO_4. *Оливины* в ANT-породах (см. рис. 2) значительно больше обогащены магнием [Mg/(Mg + Fe) = = 0,9÷0,7], что указывает на их происхождение из более примитивного (богатого магнием) источника, возможно, в процессе обширной ранней дифференциации Луны. Изредка дунитовые и троктолитовые породы тоже содержат богатый магнием оливин.

Распределение малых элементов в оливинах существенно отличается от такового в земных оливинах. Cr_2O_3, едва различимый в земных *оливинах*, в лунных отвечает уровню содержания 1 вес. %. Обычно это объясняется тем, что в восстановительных условиях широко развит двухвалентный хром и он будет входить в структуру оливина, а Cr^{3+} в нее не входит (как на Земле). Содержание никеля в лунных *оливинах* всегда низкое, тогда как в земных оно варьирует, но в целом высокое. Это можно объяснить двумя причинами: 1) тем, что внешние части Луны обеднены никелем из-за существенного выделения его в ядро или из-за малой общей распространенности; 2) Ni восстановлен до Ni^0 и образует примесь к обычному металлическому железу. Кальций в земных оливинах является индикатором различения плутонических и вулканических разновидностей; вероятно, аналогичная его роль может проявиться и при анализе лунных образцов. Высокое (более 0,15 вес. %) содержание CaO характерно для *оливинов* из морских базальтов и других пород, которые по структурным особенностям относятся к эффузивным; низкое (менее 0,15 вес. %) содержание характерно для *оливинов* из грубозернистых пород и пород с обогащенными магнием оливинами (которые рассматриваются как плутонические). Могут присутствовать и другие компоненты: Al_2O_3, MnO и TiO_2, но их вариации малозначимы.

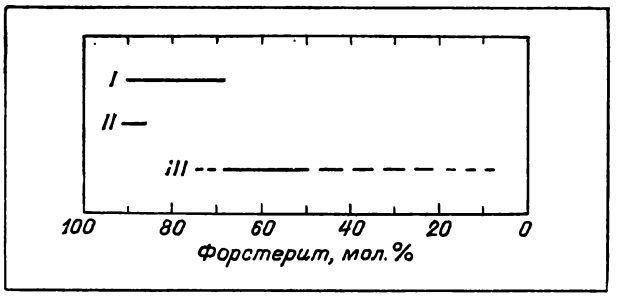


Рис. 2. Пределы колебаний состава *оливинов* (в молекулярных процентах содержания *форстерита* Mg_2SiO_4 в *оливине*).

I — ANT-брекчия; *II* — редкие дунит и троктолит; *III* — базальты лунных морей.
Видно, что ANT-брекчия, дунит и троктолит содержат богатый магнием *оливин*, что согласуется с ранней кристаллизацией *оливина* из богатых магнием жидкостей.
Сплошными линиями показаны преобладающие составы.

П и р о к с е н ы. Эти минералы, вероятно, занимают второе место по распространенности в лунных образцах; большинство исследований было направлено на определение вариаций содержаний главных и малых элементов и на кристаллографию.

К числу важных малых элементов относятся Ti, Cr, Al и Mn. Натрий и калий содержатся в значительных количествах в земных *пироксенах*, тогда как в лунных их доля невелика, и они редко определялись.

Для базальтов лунных морей характерны зональные *пироксены*. В большинстве богатых магнием *пироксенов* отношение Mg/(Mg + Fe) варьирует незначительно, что связано с довольно постоянным значением Mg/(Mg + Fe) ≈ ≈ 5,0 во всех исходных жидкостях. В процессе постепенной кристаллизации кристаллизуются *пироксены*, в большей степени обогащенные Fe. Мелкие вариации в зональности проявляются в разных породах по-разному и зависят от таких факторов, как скорость охлаждения, валовый состав и порядок кристаллизации других фаз. Так, например, если кристаллизуется Ca-пироксен (*авгит*), то направление зональности состава идет от обогащения магнием к обогащению железом. Если же начинает кристаллизоваться богатый кальцием *плагиоклаз*, то происходит резкое снижение содержания Ca в пироксене из-за обеднения кальцием остаточной жидкости. Наблюдаемый тренд зональности коррелируется со структурными особенностями.

Аналогичная картина характерна и для вариации содержания малых элементов. Обычно они рассматриваются с позиций трех компонентов пироксена: $R^2\,TiAl_2O_6$, $R^{2+}Al_2SiO_6$ и $R^{2+}CrAlSiO_6$ (R^{2+} = Ca, Fe, Mg). Графики в координатах Ti—Al, Al — Si и тройные диаграммы по этим молекулам из серии составов, представительных для ядра и оторочки *пироксенов*, показывают тренды, которые коррелируются с изменениями состава жидкости.

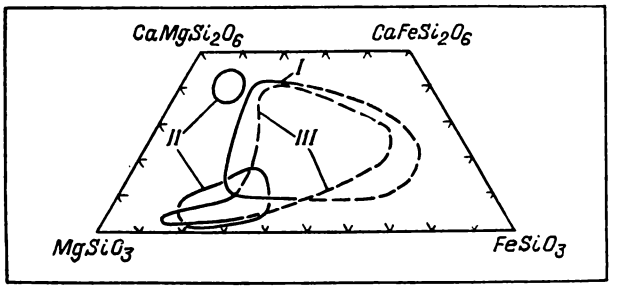


Рис. 3. Поля составов *пироксена* в различных типах пород (в молекулярных процентах).

ANT-(*II*) и KREEP-породы (*III*) содержат *пироксены*, богатые магнием, а базальты лунных морей (*I*) — богатые железом. Сплошными линиями показаны преобладающие составы.

И здесь тоже кристаллизация *плагиоклаза* способствует уменьшению замещения $R^{2+}Al_2SiO_6$, поскольку Al «стремится» войти в *плагиоклаз*. Так, на графике Ti—Al отношение Ti/Al будет меняться от значений менее 0,5 до значений, приближающихся к 0,5, что указывает на возрастание роли молекулы $R^{2+}TiAl_2O_6$ (Ti/Al = 0,5) по сравнению с $R^{2+}Al_2SiO_6$. Эти тренды и их интерпретация сходны с таковыми для земных базальтов. В случае лунных образцов краевыми членами ряда составов могут быть $R^{2+}TiSiAlO_6$ и $Cr^{2+}Si_2O_6$ из-за присутствия Ti^{3+} и Cr^{2+} соответственно.

Среди пироксенов из ANT-пород (рис. 3) преобладают низкокальциевые разновидности — обычно *ортопироксены* с отношением Mg/(Mg + Fe) в примерном диапазоне 0,9—0,7, что выше, чем в базальтах лунных морей. Зональность наблюдается редко, вероятно вследствие их плутонического происхождения или метаморфического равновесия.

Распад твердых растворов носит субмикроскопические масштабы и выявляется только рентгеновскими методами и под электронным микроскопом. В ANT-породах отмечаются редкие, обычно единичные зерна, проявляющие грубую экссолюцию, и это позволяет предполагать, что по крайней мере некоторые породы подверглись достаточно медленному охлаждению с образованием этих структур. В двух образцах была определена пространственная группа $P2_1ca$, неизвестная в земных экземплярах (но установленная в метеорите Стейнбах; см. *Минералы метеоритов*). Методы рентгеноструктурного изучения единичных кристаллов показали, что это происходит в результате крайнего упорядочения Mg — Fe, наиболее просто объяснимого продолжительным отжигом. Вероятно, можно предположить, что эти два образца уникальны и имеют глубинное происхождение.

Группа шпинели. Химизм (Mg, Al, Ti, Cr, Fe и малые элементы Mn и V) группы шпинели сходен с химическим составом земной *шпинели*, если исключить присутствие двухвалентного железа. Твердых доказательств присутствия трехвалентного Ti и двухвалентного Cr нет. Рентгеновские методы не показывают существенных кристаллографических различий, хотя богатые титаном *шпинели* и отмечаются с помощью методов отраженной оптики. Известны два ряда составов *шпинели*: нормальный ряд приурочен преимущественно к ANT-породам и характеризуется низким содержанием TiO_2 и замещениями Fe — Mg и Cr — Al соответственно в позициях *A* и *B*. Нормально-инверсионный ряд составов *шпинели* встречается в базальтах лунных морей и характеризуется замещением $Fe^{2+} + Ti^{4+}$ на Cr + Al в позиции *B*, тогда как позиция *A* постоянно занята Fe и Mg.

Нормальные *шпинели* имеют две подгруппы составов (рис. 4), а возможно, как показывают детальные исследования, и более. В первой преобладает $MgAl_2O_4$; она обычно в виде единичных зерен присутствует в брекчиях или других породах неясного, но магматического происхождения. Общая особенность этих пород — их ассоциация с силикатами, богатыми магнием *оливином* и *плагиоклазом*. Кристаллизация богатой $MgAl_2O_4$ *шпинели* наблюдается при высокой температуре в экспериментальной системе *анортит—оливин*, но она нестабильна в условиях равновесного охлаждения. Присутствие *шпинели* в лунных породах тем самым обусловлено либо быстрым охлаждением (т. е. близповерхностные условия), либо кумулятивным осаждением. Возникает вопрос, были ли генерированы исходные богатые магнием и алюминием жидкости внутренними термальными процессами или нагреванием под действием внешних ударных сил. Имеются данные в пользу обоих предположений. В другой подгруппе преобладает *хромит* $FeCr_2O_4$, обычно ассоциированный с богатой *оливином* («дунитовой») брекчией. Условия проявления

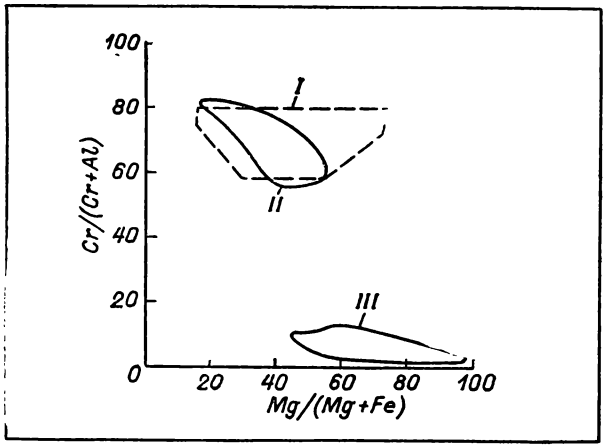


Рис. 4. Поля составов малотитанистой шпинели с нормальной структурой (в молекулярных процентах).

I — земные расслоенные интрузии; *II* — *хромиты*; *III* — *шпинели* с высоким содержанием $MgAl_2O_4$.

Отчетливо выделяются две подгруппы: с высоким содержанием $MgAl_2O_4$ и с высоким содержанием $FeCr_2O_4$. Вторая подгруппа по составу близка к *хромитам* земных расслоенных интрузий.

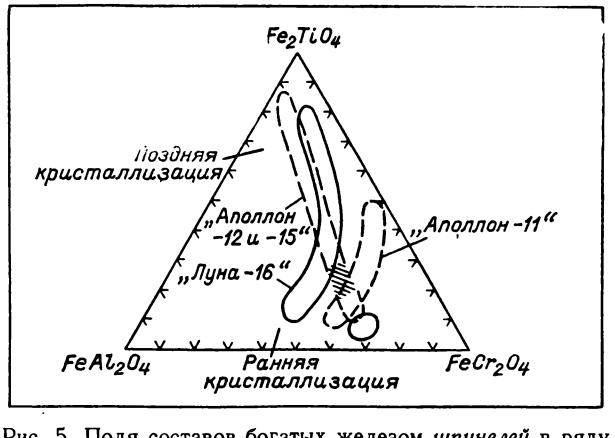


Рис. 5. Поля составов богатых железом *шпинелей* в ряду нормальных и обращенных *шпинелей*, найденных в базальтах лунных морей (в молекулярных процентах).

Образцы из разных мест проявляют особенности состава, но для них характерна ранняя кристаллизация *шпинелей*, богатых $FeCr_2O_4$, и поздняя — богатых Fe_2TiO_4. Для некоторых пород (особенно из образцов, доставленных «Аполлоном-12 и -15») обнаруживается «пробел» в составах *шпинелей*, что показано штриховкой.

и составы близки к таковым для земных *хромитов* в расслоенных интрузиях, но брекчированная природа лунных образцов не позволяет определить многих черт.

Нормально-инверсионный ряд составов встречен в базальтах лунных морей; составы обычно лежат в диапазоне Fe_2TiO_4 — $FeAl_{0,5}Cr_{1,5}O_4$ (рис. 5). Этот ряд формируется при кристаллизации жидкости, богатой железом и титаном, с образованием составов *шпинели*, вначале бедной титаном, но с зональностью до обогащенных титаном составов. Например, многие породы обнаруживают отсутствие составов, отвечающих диапазону *хромит—ульвошпинель*, что наряду с другими данными позволяет полагать достаточно медленную кристаллизацию, в условиях которой раннеобразованный хромит реагировал с жидкостью. Последующая кристаллизация приводила к появлению составов с бо́льшим содержанием Ti, и тем самым возникал «пробел» в составе. Другое объяснение, позволяющее «заполнить» этот пробел, состоит в предположении о начале кристаллизации *плагиоклаза*.

Минералы группы *шпинели* обычно вступают во взаимодействие с другими ассоциациями. Разности, богатые титаном, часто подвергаются восстановлению с образованием *ильменита*, металлического *железа* и бедной *шпинели* при температурах субсолидуса. Бедные *шпинели*, встречающиеся в метаморфизованных брекчиях, проявляют реакционные каемки, что обусловлено метастабильностью богатой $MgAl_2O_4$ *шпинели* при низкой температуре. Фазы *шпинели* встречаются в виде продуктов экссолюции в *пироксене* и *оливине*, что, вероятно, связано с низкотемпературным равновесием.

Я. СТИЛЕ

См. также: *Минералы метеоритов; Породообразующие минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Фрондел Дж.* Минералогия Луны. М., Мир, 1978 344 с.

2. *Proceedings* (1970—1980). The Proceedings of the annual lunar science conferences as well as some special conferences: Geochimica et Cosmochimica Acta. Supplement 1, Proceedings of the Apollo 11 Lunar Science Conference, Pergamon Press, 1970; Proceedings of the 2nd- and 3rd-Lunar Science Conference: MIT Press. Proceedings, 1971, 1972; Proceedings of the 4th through 8th Lunar Science Conferences, 1973—1977; The Proceedings of the 9th through 11th Lunar and Planetary Science Conferences, Pergamon Press, 1978—1980.

3. *Smith J. V.* Lunar mineralogy: A heavenly detective story. Part 1. — Am. Mineralogist, 1974, 59, p. 231—243; Part 2. — Am. Mineralogist, 1976, 61, p. 1059—1116.

4. *Taylor S. R.* Lunar Science: A post Apollo view. New York, Pergamon, 1974.

МИНЕРАЛОГИЯ МАНТИИ

Мантия Земли подразделяется на три отчетливые зоны: верхнюю мантию, переходную зону и нижнюю мантию. Минералогия этих зон рассматривается раздельно.

ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ

По геофизическим и петрологическим данным в верхней мантии преобладают породы типа перидотита и она простирается от поверхности раздела Мохоровичича (в основании земной коры) до глубины около 350 км. Номенклатура перидотитов и других ультраосновных пород представлена на рис. 1. К наиболее распространенным ксенолитам мантийного происхождения, найденным в кимберлитовых трубках, относятся гранатовые лерцолиты, шпинелевые лерцолиты и эклогиты (пироповый *гранат* + омфацитовый *диопсид*).

Экспериментальное исследование реакции энстатит + + диопсид + шпинель = форстеритовый *оливин* + + кальцийсодержащий *пироп* показывает, что шпинелевый лерцолит становится неустойчивым по сравнению с гранатовым лерцолитом на глубинах более 50 км. Оценка температур и давлений, при которых природные ассоциации находятся в равновесии, позволяет предположить, что гранатовые лерцолиты образовались на глубинах более 130 км (рис. 2).

В этой модели использованы геотермометрические данные, базирующиеся на растворимости *энстатита* в *диопсиде*. Недавно было установлено (см. *Термометрия геологическая*), что энстатит-диопсидовый сольвус несколько расширяется с увеличением давления. Геобарометрия базируется на содержании Al_2O_3 в *энстатите*, сосуществующем со *шпинелью* $MgAl_2O_4$ или *пиропом* $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$. Содержание Al_2O_3 возрастает с температурой и уменьшается с давлением, так что можно оценить давление в равновесных условиях при известной температуре равновесия (см. *Барометрия геологическая*). Разумеется, возникают проблемы, связанные с приложением результатов экспериментальных исследований простых химических систем к сложным природным системам. Природные *пироксены* содержат Fe^{2+}, Al^{3+} и Na^+. Кроме того, *шпинель* является концентратором хрома, а хромсодержащая *шпинель* устойчива при высоких давлениях, но влияние ее на состав сосуществующего *энстатита* неизвестно. Распад твердого раствора *шпинели* в *энстатите* наблюдается в ксенолитах из кимберлитов. Составы *шпинели* являются промежуточными между составами богатых хромом идиоморфных кристаллов *шпинели*, приуроченных к ксенолитам в кимберлитах, и богатых алюминием шпинелей, найденных в виде ксеноморфных выделений в ксенолитах в щелочных оливиновых базальтах, и сходны с составами червеобразных симплектитовых срастаний *шпинели* с клинопироксеном и другими силикатами ксенолитов в кимберлитах.

Ксенолиты гранатового лерцолита в кимберлитовых трубках проявляют любопытную двойственность. Разности, возникшие при наиболее высоких температурах (и давлениях), обычно представлены обломочными, а не зернистыми разновидностями; они относительно обогащены Na, Ti, Fe, Ca, Al, Cs и Ba и, как правило, лишены графита и флогопита.

Алмазы устойчивы только на глубинах более 130 км. Особый интерес представляют установленные в алмазах включения твердых фаз. Среди них наиболее распространены *оливин* (Fo_{92-95}), хромовый *пироп*, *хромит*, *энстатит* и *диопсид*. Встречаются также включения эклогитового типа — *пироп-альмандин* и *омфацит*. В качестве первичных включений отмечаются также *рутил*, *ильменит*, *магнетит*, *корунд*, *пирротин*, *циркон*, *санидин*, *флогопит* и *биотит*. Некоторые из них аномально обогащены хромом: включения *пропа* содержат до 63 % *кнорринга* $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$; *диопсиды* из Якутии — до 34 % *юрита* $NaCrSi_2O_6$.

Летучие вещества верхней мантии, помимо того что они являются исходными компонентами гидросферы и атмосферы Земли, играют также определяющую роль в формировании селективных расплавов. Летучие компоненты входят в состав *амфиболов* (*паргасита*), *флогопита*, титансодержащего клиногумита, карбонатов а также постоянно встречаются в виде флюидных включений CO_2 диаметром менее 1 мкм. Флюидные включения приурочены к дефектам кристаллов и границам зерен. На рис. 2 показаны глубины, на которых происходит дегидратация *амфибола* и *флогопита*. На том же рисунке показана зависимость устойчивости твердых фаз (линия солидуса) в мантии от глубины в присутствии флюида состава H_2O—CO_2, молярная доля

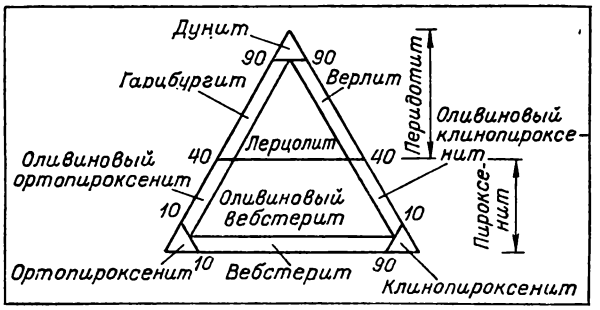
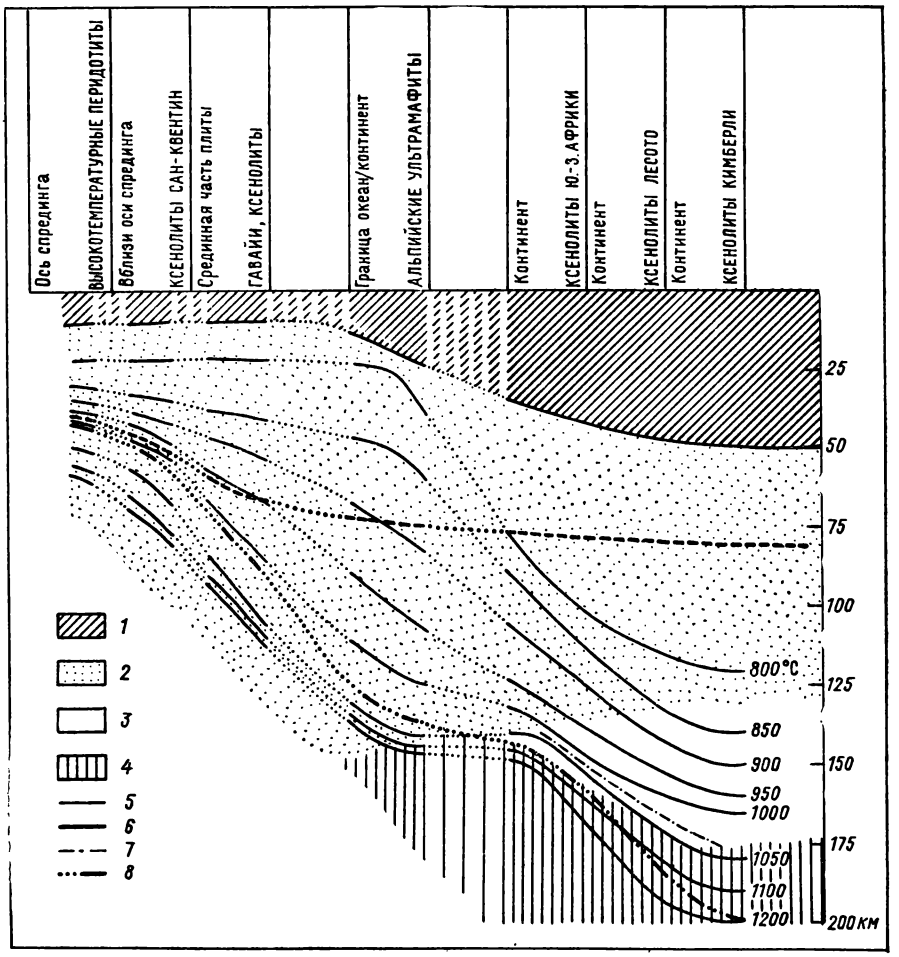


Рис. 1. Номенклатура ультраосновных пород, сложенных *оливином*, *ортопироксеном* и *клинопироксеном*.

Рис. 2. Петрологическая и термическая структура самой верхней части мантии [McGregor, Basu, 1975 г.].

1 — кора *2* — шпинелевый перидотит; *3* — шпинель-гранатовый перидотит; *4* — гранатовый перидотит; *5* — изотермы; *6* — граница исчезновения *роговой обманки*; *7* — граница исчезновения *флогопита*; *8* — солидус H_2O/CO_2.



H_2O в котором составляет 0,25. Куширо и др. показали, что присутствие воды расширяет область инконгруэнтного плавления *ортопироксена* до давлений свыше 35 кбар. Тем самым частичное плавление верхней мантии в присутствии воды может привести к кварц-нормативным расплавам, а в более «сухих» условиях — к оливин-нормативным расплавам.

ПЕРЕХОДНАЯ ЗОНА

Бёрг высказал предположение, что резкое возрастание скоростей сейсмических волн в интервале глубин 350—700 км является результатом фазовых переходов. Эта интерпретация была подтверждена данными статических экспериментов при высоких давлениях и методом ударных волн, а также исследованиями германатных аналогов силикатов. Германаты приобретают более плотные структуры при меньших давлениях по сравнению со своими силикатными аналогами, поскольку ион германия имеет несколько большие размеры, чем ион кремния.

Ударное воздействие метеоритов дает ряд примеров превращений, вызванных перепадом давления, в том числе структурные переходы *оливин—шпинель* и *пироксен—гранат* [$Mg_3(MgSi)Si_3O_{12}$]. В последнем 1/4 атомов Si находится в шестерной координации. Образование специфических диопсид-ильменитовых прорастаний, наблюдае-

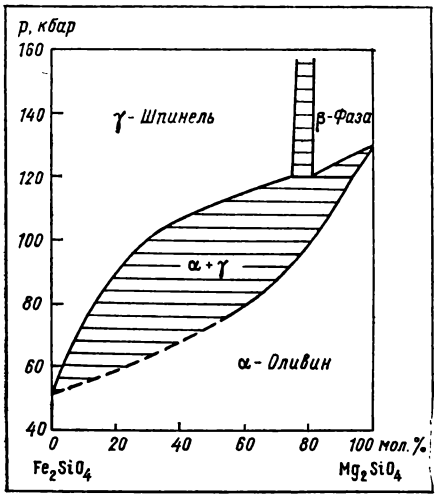


Рис. 3. Фазовая диаграмма системы Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4 при 1000 °С [Ringwood A. E., 1972 г.].

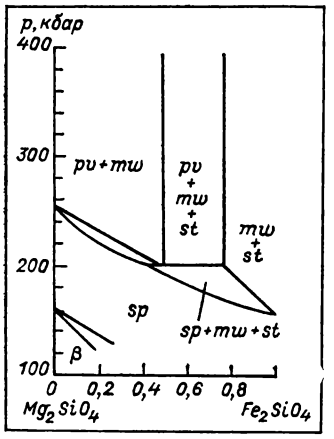


Рис. 4. Псевдобинарная фазовая диаграмма для оливиновых составов (в мольных долях) при 1000 °С и давлениях более 150 кбар.

sp — шпинель; pv — перовскит; mw — магнезиовюстит; st — стишовит [Yagi T. e. a., 1979 г.].

мых в ксенолитах из кимберлитов, приписывается распаду гранатовых твердых растворов, которые, как установлено, стабильны при давлениях свыше 100 кбар. Однако присутствие в тех же образцах ильменит-ортопироксеновых срастаний свидетельствует в пользу гипотезы их образования путем одновременной кристаллизации.

На рис. 3—5 суммированы экспериментально установленные давления фазовых переходов в системе MgO—FeO—SiO_2. Из этих данных следует, что форстеритовый *оливин* проходит промежуточную β-фазу модифицированной шпинелевой структуры до перехода в γ-шпинелевую фазу. Поверхности раздела, фиксируемые на глубинах 400 и 500 км изменениями скоростей распространения сейсмических волн, связываются с переходом *оливина* соответственно в структуры β- и γ-шпинели.

Поскольку в обеих структурах — оливиновой и шпинелевой — кислород находится в плотнейшей упаковке,

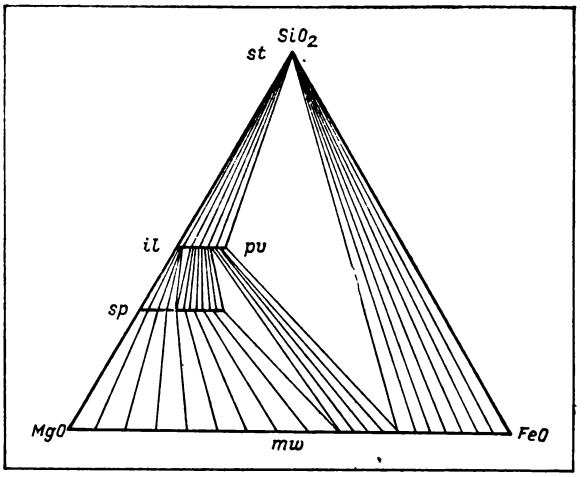


Рис. 5. Фазовая диаграмма системы SiO_2—MgO—FeO при 210 кбар и 1000 °С.

il — ильменит; другие сокращения см. на рис. 4 [Yagi T. e. a., 1979 г.].

магний — в шестерной координации, а кремний — в четверной, то для понимания существующего 10 %-ного различия в плотностях этих минералов необходимо учитывать наличие общих ребер в координационных полиэдрах. Фаза β-*шпинели* отличается от γ-*шпинели* тем, что в первой каждая пара кремнекислородных тетраэдров имеет один общий кислород, и потому формулу можно записать в следующем виде: $Mg_4O \cdot Si_2O_7$.

Как видно на рис. 3, изоморфизм магния и железа обеспечивает непрерывное существование фазовых переходов в определенном интервале давлений или глубин.

НИЖНЯЯ МАНТИЯ

Она простирается вниз от поверхности сейсмического раздела до глубины около 650 км; здесь, по-видимому, происходит разложение силикатной шпинелевой фазы на смесь *магнезиовюстита* (Mg, Fe)O со структурой *галита* и (Mg, Fe)SiO_3 со структурой *перовскита*. *Перовскит* содержит кремний и магний, имеющие соответственно координационное число 6 и 12.

Силикат-*перовскит* и *магнезиовюстит* могут являться преобладающими минералами нижней мантии. По данным Белла, кальций накапливается в обособленной фазе *перовскита*. Рингвуд предполагает, что алюминий присутствует в $MgSiO_3 \cdot Al_2O_3$, проявляющем ильменитовую структуру, а также в $NaAlSiO_4$ со структурой феррита кальция.

Процесс дифференциации мантии, заключающийся в перераспределении Fe и Mg при фазовых переходах, обсуждался Гарликом, Кумазава и другими. Возможные следствия от обогащения железом *магнезиовюстита* относительно силикат-*перовскита* рассматривались Мао и другими. Однако в моделях строения мантии, основанных на геофизических данных, в пределах мантии не выявляются существенные вариации отношений Fe/Mg.

Современные достижения в области изучения минералогии мантии во многом связаны с развитием экспериментальной техники, например с использованием камер высокого давления с лазерным нагревом, в которых можно получить давление порядка 1 Мбар в микрообъеме между алмазными затворами.

Дж. ГАРЛИК

МИНЕРАЛОГИЯ ПОРТЛАНДЦЕМЕНТА

Портландцемент — это почти универсальный строительный материал, обладающий относительно небольшим числом противопоказаний к применению; его можно смешивать с сыпучими материалами и водой и с успехом использовать в неблагоприятных условиях. Вместе с тем его относительная нечувствительность к действию окружающих условий маскирует целую серию химических реакций, которые приводят к окончательному становлению его силы и прочности. Портландцемент является наиболее важным из водных цементирующих материалов (т. е. затвердевающих с водой). Настоящая статья ограничивается обсуждением изготовления портландцемента и реакций гидратации, происходящих в нем и в его производных, поскольку это находит применение в строительной и нефтяной индустрии.

ИСТОРИЯ

Применение материала, похожего на портландцемент, может быть прослежено со времен Древнего Египта. Египтяне были, по-видимому, первыми, кто обжигал природный камень до достаточно высокой температуры, чтобы сделать его более реакционно-способным при последующем добавлении воды. («Обжигать» или «обожженный» употребляется в цементной технологии для определения процесса нагрева сырого материала до температуры, которая достаточна для протекания определенных химических реакций и получения нового продукта). Известковым (скрепляющим) раствором у древних египтян, очевидно, был дегидратированный гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O \rightarrow CaSO_4 + H_2O$), являющийся прямым предшественником современной штукатурки. Греки были первыми людьми, использовавшими обожженную известь ($CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$) с песком или без него, а затем этот опыт был перенят римлянами. В средние века технологическая рецептура была утеряна, и снова она появилась только в интервале XIV—XVII вв. Портландцемент является прямым наследником этих ранних известково-песчаных смесей и обязан своим происхождением экспериментам Джона Смитона (1756 г.), Джеймса Паркера (1796 г.), Л. Дж. Викат (1818 г.), Джозефа Аспдина (1824 г.) и Исаака С. Джонсона (1841 г). [2].

Первоначально портландцемент изготавливался из добываемого в природных месторождениях богатого глиной известняка, имевшего подходящее отношение CaO к SiO_2 и соответствующие концентрации малых элементов. Однако в связи с повышением спроса на портландцемент и увеличением количества цементных заводов природные месторождения скоро были исчерпаны. После этого стало очевидно, что портландцемент может также быть изготовлен из глин и известняков, взятых из разных месторождений. Транспортировка одного или обоих сырых материалов к существующим перерабатывающим заводам становится с точки зрения экономики объектом все более пристального внимания. В благоприятных условиях, естественно, использовались все местные источники сырья.

ПРИРОДА ПОРТЛАНДЦЕМЕНТА

Состав и свойства. Портландцемент состоит из четырех главных соединений, перечисленных в порядке их значимости: β-дикальциевый силикат β-Ca_2SiO_4, трикальциевый силикат Ca_3SiO_5, трикальциевый алюминат $Ca_3Al_2O_6$ и кальциевый алюмоферрит Ca_2AlFeO_5.

Эти соединения образуются при тщательном контроле состава исходных материалов (известняка и глины), и при их обжиге (нагревание до 1300—1500 °С) образуется твердое вещество (клинкер), состоящее из кристаллов и интерстициальной жидкости. После обжига твердый клинкер охлаждается и размалывается до тонкого порошка с добавлением около 5 % *гипса* $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ для облегчения процесса гидратации цемента. Если возникают специальные задачи, то изготавливаются различные сорта портландцемента. В настоящее время существуют в общем пять типов портландцементов, описанные в стандартах ASTM (American Society for Testing and Materials) под номерами I—V. Типы I и II являются цементами общего назначения. Тип III — это быстро затвердевающий цемент, содержащий больше C_3A и C_3S (табл. 1), имеющих способность к быстрой гидратации. Тип IV — это холодный портландцемент с очень малым количеством C_3A и относительно высоким отношением C_2S/C_3S для уменьшения количества выделяемого при затвердевании тепла, которое могло бы наблюдаться в таких больших сооружениях, как плотины, при использовании цементов типов I и II. Тип V — это устойчивый к сульфатации портландцемент с низким содержанием C_3A, что делает его устойчивым к воздействию соленой воды, которое имеет место при использовании цементов типов I и III.

ТАБЛИЦА 1

Обычно употребляемые сокращения и составы портландцементных клинкерных материалов

Обозначение	Состав	Обозначение	Состав
C	CaO	C_3A	$Ca_3Al_2O_6$
S	SiO_2	C_4AF	$2(Ca_2AlFeO_5)$
A	Al_2O_3	C_2A	$Ca_2Al_2O_5$
F	Fe_2O_3	C_2F	$Ca_2Fe_2O_5$
$\bar{S}$	SO_3	$C_{12}A_7$	$Ca_{12}Al_{14}O_{33}$
H	H_2O	CA_2	$CaAl_4O_7$
C_2S	Ca_2SiO_4	CA	$CaAl_2O_4$
C_3S	Ca_3SiO_5		

Дополнительно к классификации цементов, используемых в строительстве, существует еще классификация API (American Petroleum Institute) портландцементов, которые устойчивы к нефти и удовлетворяют условиям, существующим в земных глубинах. Вместо цифр (тип I, II и т. д.) эти цементы обозначаются буквами (A, B, C и т. д.). Основное различие между типами устойчивых к нефтям скважинных цементов заключается в скорости их затвердевания при встречающихся на глубине температурах и давлениях. Классификация включает цементы, имеющие состав, близкий к нормальному портландцементу, и употребляемые в близповерхностных условиях, а также цементы гидротермальной природы, устойчивые к воздействию повышенных давления и температуры, что позволяет успешно закачивать на большие глубины (1500 м и более), не опасаясь их затвердевания при продвижении по скважинам.

При цементировании скважинными видами цементов давление, так же как и температура, становится важным фактором, требующим рассмотрения. Классы A, B и C цементов в основном подобны типам I, II и III соответственно и используются в скважинах до глубин 1830 м. Главное различие между классами A—C и типами I—III цементов заключается в устойчивости первых к возможным воздействиям сульфатсодержащих грунтовых вод. Классы D и E используются на глубинах соответственно 1830—3050 и 3050—4720 м и могут применяться как умеренно- или высокосульфатоустойчивые. Класс F предназначается для использования в скважинах глубиной 3050—4880 м и также может применяться в тех же умеренно- или высокосульфатоустойчивых видах цементов. В настоящее время, благодаря развитию техники сверхглубокого бурения на нефть, разработаны новые классы цементов. Теперь имеются цементы классов G, H и J, которые используются

при цементации сверхглубоких скважин. Новейшей разработкой является цемент класса J, определяемый также как гидротермальный, что подразумевает достижение им необходимых прочностных качеств только в условиях высоких давлений и температур.

Исходные материалы. Сырьем для изготовления портландцемента являются широко распространенные породы. Сначала портландцемент изготавливался из «цементной» породы — глинистого известняка, объединявшего в одном источнике как известь, так и кремнезем. Однако по мере строительства цементных заводов уменьшалось количество месторождений необходимого «цементного» камня. Было установлено, что в качестве сырья для изготовления цемента можно использовать смесь известняка и глины или глинистого сланца. Цементные заводы стали затем строиться вблизи источника одного из исходных материалов. Известняки, содержащие малые количества MgO, стали основным источником извести для портландцемента, в то время как глины и доменный шлак — главным источником алюмосиликатов. Практически может использоваться любой источник кремнезема и извести вместе с небольшими количествами глинозема и оксида железа при соблюдении определенных вариаций состава исходного сырья. Однако по технологическим и экономическим соображениям предпочтение отдается определенным материалам.

Изготовление. Процесс изготовления грубо можно подразделить на четыре этапа. Вначале исходные материалы (известняк и глина) размалываются сухим или мокрым дроблением (если необходимо, то после обогащения) и затем тщательно перемешиваются, после чего их помещают во вращающуюся печь для обжига. Температура смеси в печи медленно поднимается до 1300—1500 °С. В течение медленного нагревания в интервале 100—110 °С удаляется вся гигроскопическая вода. При достижении температуры примерно 600 °С начинает медленно удаляться гидратная и гидроксильная вода. Около 800—850 °С начинает разлагаться карбонат кальция, давая CaO и CO_2. Это начало клинкер-процесса. Реакционная способность компонентов возрастает. Известь CaO вступает в реакции с алюминатами и силикатами с образованием требуемых конечных продуктов. Когда температура достигает 1300—1500 °С, появляется небольшое количество расплава. Этот расплав «смачивает» кристаллы и создает среду для диффузии различных катионов, способствуя повышению скорости реакций. Наконец, эта полутвердая масса охлаждается в потоке вдуваемого воздуха, в результате чего образуется клинкер. Частицы цементного клинкера, имеющие заданное соотношение соединений C_3A, C_3S, β-C_2S и C_4AF, поступают в мельницу, где к ним добавляется *гипс*. После помола размер частиц цемента уменьшается до требуемого размера (1—10 мкм). Процесс изготовления цемента схематически показан на рис. 1. Чтобы соответствовать современным стандартам возможного загрязнения воздуха, часто бывает необходимо оборудовать обжиговую печь циклонными ловушками, системой фильтров или электростатическими осадителями для уменьшения выброса пыли.

Химия реакций в обжиговой печи. Основной фазовой диаграммой для рассмотрения химических процессов, протекающих в цементе при обжиге, является диаграмма системы $CaO—Al_2O_3—SiO_2$ (рис. 2 и 3). Она показывает примерный процесс плавления цементных составов. Первая порция расплава в треугольнике составов $C_3S—C_2S—C_3A$ (рис. 3) появляется в точке тройной перитектики *Y* при температуре 1455 °С, и состав его отвечает «белому» маложелезистому цементу.

Добавка небольшого количества Fe_2O_3 снижает требуемую температуру обжига, так как тройная перитектика заменяется четверной инвариантной точкой также в равновесии с C_4AF. Первое образование жидкой фазы из исходных составов, располагающихся в пределах тетраэдра $C_3S—C_2S—C_3A—C_4AF$, начинается при 1338 °С. Более низкая температура образования расплава приводит к понижению температуры обжига, что дает значительную экономию топлива. Конечно, общая химия обжига является значительно более сложной, так как все три составные части цемента существуют в различных полиморфных модификациях, они образуют также твердые растворы в системе C—A—F—S и включают в виде изоморфной примеси малые компоненты. Например, состав C_4AF обозначает упрощенно серию твердых растворов в бинарном ряду $C_2A—C_2F$.

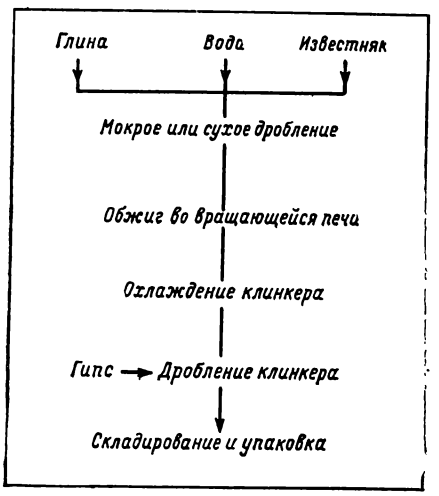


Рис. 1. Схема процесса изготовления портландцемента.

Новое семейство цементов может быть получено из составов в треугольнике $C_3S—C_2S—C_3A$ путем добавления CaF_2, что образует четверную систему составов, дающую новое, быстрогидратируемое составляющее $11\,CaO \times \times 7\,Al_2O_3 \cdot CaF_2$.

Другой, недавно полученный цемент содержит значительные количества сульфата и алюмината. Один из способов его получения заключается в образовании соединения $3\,CaO \cdot 3\,Al_2O_3 \cdot CaSO_4$, хотя алюминатные и сульфатные компоненты могут быть введены в состав цемента и в виде других соединений.

Жаростойкие цементы называются высокоглиноземистыми цементами и состоят в основном из кальциевых алюминатов с небольшим содержанием кремнезема и оксида железа. Они быстро гидратируют при комнатной температуре с образованием относительно высокопрочных цементов. При нагревании они не рассыпаются, а ошлаковываются, давая огнеупорную массу. Главным компонентом этих цементов является $CaO \cdot Al_2O_3$, обычно в смеси с Ca_4AF (или с $C_{12}A_7$, имеющим сходную кристаллическую структуру с $11\,CaO \cdot 7\,Al_2O_3 \cdot CaF_2$), а также с силикатной фазой (комплексное соединение, плеохроит). Высокоглиноземистые цементы обычно известны под фраицузским названием ciment fondu, отражающим тот факт, что в процессе изготовления клинкера появляется заметное количество расплава. Температура инвариантной точки в системе $C_{12}A_7—C_2S—CA$ достаточно низка (1335 °С)— точка *Z* на рис. 3 (она понижается с добавлением Fe_2O_3), а составы таковы, что значительная часть их плавится в процессе производства.

Минералогия клинкера. Состав $Ca_3SiO_5(C_3S)$ существует в шести аллотропных формах (три триклинные, две моноклинные и одна тригональная). Это соединение образует твердые растворы с другими компонентами, присутствующими в клинкере, что приводит к стабилизации одной из более высокотемпературных

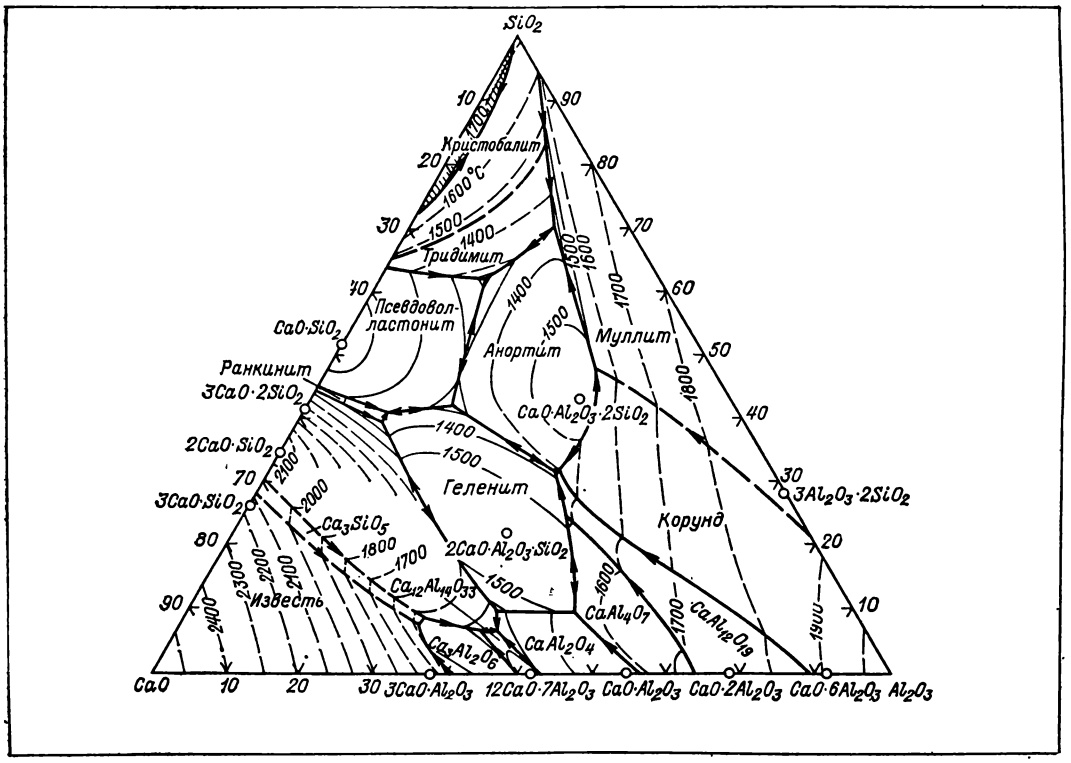


Рис. 2. Фазовая диаграмма системы $CaO—Al_2O_3—SiO_2$ (в весовых процентах) [3].

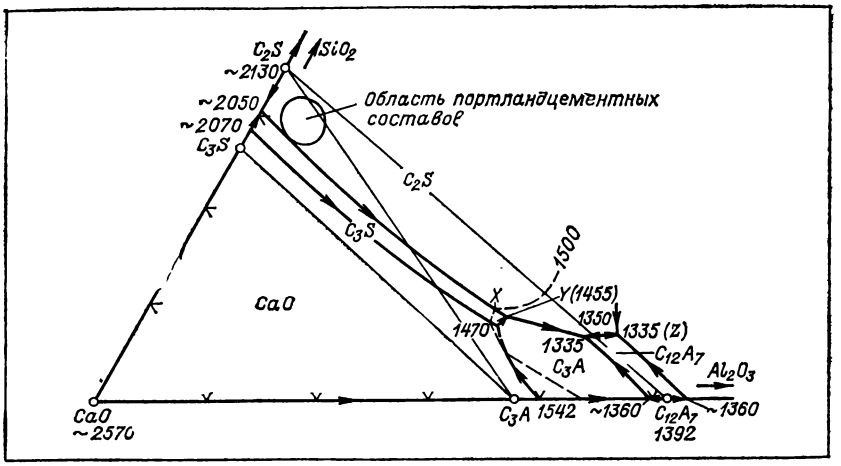


Рис. 3. Обогащенная CaO часть фазовой диаграммы той же системы, что и на рис. 2 [9].

модификаций (моноклинной или тригональной), препятствуя ее превращению в одну из более низкотемпературных форм. Образующаяся в клинкере фаза состава Ca_3SiO_5 называется «алит». Чистый C_3S неустойчив ниже примерно 1250 °С, следовательно, он разрушается при длительном воздействии более низких температур.

Шесть кристаллических форм $Ca_2SiO_4(C_2S)$ существуют в диапазоне температур от комнатной до 1500 °С. Моноклинная β-форма, являющаяся наиболее обычной в клинкере, встречается также и как природный минерал *ларнит*. За исключением самой низкотемпературной γ-формы, имеющей оливиновую структуру, все другие модификации $CaSiO_4$ в клинкере образуют твердые растворы и имеют общее наименование «белит».

Чистый $Ca_3Al_2O_6(C_3A)$ кристаллизуется в кубической сингонии и не имеет полиморфных модификаций. Однако твердые растворы со щелочными элементами приводят к образованию одной ромбической, одной тетрагональной и одной моноклинной форм.

Браунмиллерит $Ca_2AlFeO_5(Ca_4AF)$ — это минералогическое название фазы, найденной в цементном клинкере. Он является членом серии твердых растворов, представ-

ленной рядом $C_2A_pF_{1-p}$, где $p = 0 \div 0{,}7$. Структура C_2F ромбическая, псевдотетрагональная. В этой клинкерной фазе присутствуют также в виде изоморфной примеси Mg, Si, Ti, Mn и Cr.

Обычными второстепенными компонентами цементного клинкера являются SO_3, P_2O_5, MgO, TiO_2 и щелочи. В большинстве клинкерных материалов портландцемента они входят в состав твердых растворов, но в небольших количествах могут присутствовать и как двойные соли. В виде самостоятельных кристаллических фаз встречаются также небольшие количества MgO или CaO.

Наличие каждой из кристаллографических модификаций или вхождение изоморфных примесей могут влиять на гидратационные свойства конечного цементного продукта.

РЕАКЦИИ ГИДРАТАЦИИ

Нормальная гидратация. Создание прочности цемента и бетона является следствием реакции гидратации. Когда портландцемент (плюс «инертный» агрегат в случае бетона) смешивается с водой, то первично безводные компоненты реагируют с образованием гидратов, имеющих исключительно малый размер кристаллических частиц. Достаточная для затвердевания цемента гидратация частиц проходит в течение нескольких часов, но реакции гидратации продолжаются месяцами и даже годами. В табл. 2 схематически представлены типичные реакции гидратации для главных составляющих цемента. Из содержащихся в цементе четырех соединений C_3A и C_3S являются наиболее высокореакционными, за ними идут C_4AF и C_2S.

Реакции не представляют собой простую сумму процессов гидратации отдельных составляющих. Так, например, $Ca(OH)_2$, выделяющийся при гидратации C_3S и C_2S, участвует в гидратации C_3A и C_4AF. При избытке сульфата образуется минерал *эттрингит* (трисульфат):

$$3CaO \cdot Al_2O_3 + 3(CaSO_4 \cdot 2H_2O) + 26H_2O \rightarrow$$
$$\rightarrow 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3CaSO_4 \cdot 32H_2O.$$

В ходе этой реакции происходит увеличение объема. Если такое увеличение имеет значительные размеры, тогда это может вызвать разрушительное расширение бетона.

Гидраты таких соединений, как алюминат кальция, алюмоферрит кальция и алюмосульфат кальция, а также и $Ca(OH)_2$ могут образовывать достаточно крупные кристаллы, что позволяет получить надежную рентгеновскую дифрактограмму. Однако основным компонентом гидратированного портландцемента является загрязненный субкристаллический гидрат силиката кальция (тоберморитовый гель), цементный гель, или аморфный гидрат силиката кальция (CSH), имеющий исключительно большую площадь поверхности частиц, размер которых типичен для коллоидов. Кроме кинетических и термодинамических процессов также и чисто геометрический фактор, являющийся следствием различий плотностей реагирующих веществ и конечных продуктов, способствует затвердеванию гидратированного цемента в прочный камень. Высокоплотный материал клинкера реагирует с водой, имеющей низкую плотность (и первоначально в пластичной «пасте» выполняющей пространство между частицами цемента), с образованием промежуточной плотности твердых продуктов гидратации, которые выполняют большую часть объема, занятого первоначально частицами цемента и жидкости. Тесное переплетение различных водосодержащих фаз, дающее спутанную микроструктуру, в комбинации с действием относительно существенных ван-дер-ваальсовских сил, возникающих между частицами такого малого размера, придает, как полагают, прочность затвердевшему продукту. Окончательная крепость затвердевшей цементной пасты контролируется составом и тонкостью помола цемента, количеством воды, использованной при изготовлении смеси, введением малых количеств добавок, эффективностью процесса перемешивания и условиями затвердевания.

Гидротермальная гидратация. Гидротермальные цементы отличаются от нормально гидратированных цементов протеканием процесса гидратации, валовым составом и структурой получающегося продукта. Повышенные температура и давление гидротермальных реакций способствуют быстрому затвердеванию и получению термодинамически устойчивого (или близкого к этому) материала, в то время как при медленных реакциях нормальной гидратации цемента образуются аморфные, термодинамически метастабильные материалы. Продукт гидратации нормального цемента называется тоберморитовым гелем, что связано с его сходством с природным

ТАБЛИЦА 2

Реакции гидратации соединений, входящих в состав цемента

$2(3CaO \cdot SiO_2)$ (трехкальциевый силикат)	$+ 5{,}5H_2O$	$= 3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 2{,}5H_2O$ (гидрат силиката кальция — CSH)	$+ 3Ca(OH)_2$ (*портландит*)	(1)
$2\beta\text{-}(2CaO \cdot SiO_2)$ (двухкальциевый силикат)	$+ 3{,}5H_2O$	$= 3CaO \cdot 2SiO_2 \cdot 2{,}5H_2O$ (гидрат силиката кальция — CSH)	$+ Ca(OH)_2$ (*портландит*)	(2)
$4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3$ (четырехкальциевый алюмоферрит)	$+ 10H_2O + 2Ca(OH)_2$	$= 6CaO \cdot Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3 \cdot 12H_2O$ (кальциевый алюмоферритгидрат)		(3)
$3CaO \cdot Al_2O_3$ (трехкальциевый алюминат)	$+ 12H_2O + Ca(OH)_2$	$= 4CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 13H_2O$ (четырехкальциевый алюминатгидрат)		(4)
$3CaO \cdot Al_2O_3$	$+ 10H_2O + CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (*гипс*)	$= 3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot CaSO_4 \cdot 12H_2O$ (кальциевый моносульфоалюминат)		(5)

минералом *тоберморитом*. Однако состав аморфного продукта реакции, как показано формулами гидратации (см. табл. 2), т. е. гель CSH, выражается формулой $3\,CaO{\cdot}2\,SiO_2{\cdot}2{,}5\,H_2O$. Обычный конечный продукт реакции гидротермального цемента представлен кристаллическим минералом, существенно сходным с природным минералом тоберморитом, формула которого $5\,CaO \times 6\,SiO_2{\cdot}5\,H_2O$. В качестве исходных веществ для получения гидротермального цемента могут использоваться цемент либо известь, но для получения *тоберморита* всегда требуется добавка кремнезема, чтобы получить необходимые стехиометрические соотношения окислов. Минералы цементного клинкера имеют соотношение $CaO : SiO_2$, равное 2 : 1 (C_2S) или 3 : 1 (C_3S), и поэтому необходима добавка существенного количества тонкозернистого кремнезема, обычно в форме минерала *кварца*, чтобы обеспечить соответствующую стехиометрию $5\,CaO{\cdot}6\,SiO_2$. Продукт гидротермальной реакции, получаемый с использованием одного только цемента, не обладает указанными свойствами.

Автоклавная, или так называемая паровая (при высоком давлении), обработка бетонного блока, используемая некоторыми изготовителями, имеет то преимущество, что созревание завершается в несколько часов, тогда как обычное затвердевание бетона длится неделями. Песчано-известковые кирпичи изготавливаются путем уплотнения смеси песка и извести в формах и выдерживания ее в течение нескольких часов при комнатной температуре, а затем автоклавной обработки длительностью несколько часов при температуре до 200 °C и давлении воды на кривой насыщения водяного пара. Обычным компонентом цемента при этом является либо кристаллический материал *тоберморит*, либо менее раскристаллизованная фаза CSH (I).

Нефтестойкие цементы, используемые на больших глубинах, где они подвергаются воздействию повышенных температуры и давления, также изготавливаются с учетом хода гидротермальных реакций. Вследствие наличия геотермического градиента температуры на глубине достигают 110—200 °C, а гидростатическая нагрузка превышает давление на кривой насыщенного водяного пара. Для того чтобы обеспечить раннюю кристаллизацию *тоберморита*, к цементным составам, используемым при температурах выше 110 °C, добавляется тонкозернистый *кварц*; в противном случае в цементе образуется лишь гель CSH, который при раскристаллизации дает нежелательную объемную садку.

В цементах, используемых при бурении скважин на нефть, иногда применяются добавки с целью увеличения времени затворения цементов и обеспечения возможности проведения буровых операций. Это связано с тем, что одной из важнейших проблем, с которой сталкиваются при использовании цемента в нефтяных скважинах, является его тенденция затвердевать или затворяться раньше, чем цемент попадает на предназначенное ему место в стволе скважины.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Минералогия кристаллических компонентов цемента достаточно хорошо известна. Каждое из упомянутых выше соединений детально изучено с помощью рентгеновского анализа, оптической микроскопии, электронного микроанализа и большого числа других методов, используемых при исследовании кристаллических веществ. Также хорошо исследованы фазовые равновесия с участием минералов, из которых состоит клинкер. С другой стороны, очень сложными являются процессы гидратации, все еще частично продолжающие оставаться загадкой. Добавление воды к кристаллическому веществу цемента вызывает бесчисленное количество одновременно идущих реакций, в результате которых образуются гидраты с почти коллоидальным размером кристаллов; современные методы исследования кристаллических материалов не позволяют достаточно хорошо изучить их состав и свойства. Мы полагаем, что еще в течение какого-то времени минералогия процесса гидратации будет продолжать оставаться неясной и для решения многих вопросов потребуется проведение комплексных исследований.

М. ГРУЦЕК, Д. РОЙ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Heller L., Taylor D. R. F.* Crystallographic Data for the Calcium Silicates. London, Her Majesty's Stationary Office, 1956.

2. *Lea F. M.* The Chemistry of Cement and Concrete, 3rd ed. London, Edward Arnold, 1970.

3. *Muan A., Osborn E. F.* Phase Equilibria among Oxides in Steelmaking. Reading, Mass., Addison — Wesley, 1965.

4. *Nurse R. W.* Phase equilibria and formation of Portland cement minerals. — 5th Intl. Symp. Chem. Cement, Proc., vol. 1. Tokyo, Cement Assn. Japan, 1969, p. 77—89.

5. *Robson T. D.* High Alumina Cements and Concretes. London, Contractors Record, 1962.

6. *Roy D. M., Harker R. J.* Phase equilibria in the system $CaO—SiO_2—H_2O$. — 4th Intl. Symp. Chem. Cement, Proc., vol. 1. Washington, D. C., National Bureau of Standards, 1962, p. 196—203.

7. *Taylor H. W. W.*, ed The Chemistry of Cements. New York, Academic, 2 vols. 1964.

8. *Taylor* H. *W. W.* The Calcium silicate hydrates. — 5th Intl. Symp. Chem. Cement, Proc., vol. 2. Tokyo, Cement Assn. Japan, 1969, p. 1—26.

9. *Williamson R. B.* Solidificaion of Portland cement. — Prog. Materials Sci., 1972, 15 (3), p. 189—286.

МИНЕРАЛОГИЯ ПОЧВ

Минералогия почв изучает минералы неорганического происхождения, приуроченные к зоне почвообразования и к зоне выветривания. Почва и почвенные профили образуются при выветривании материнских пород в условиях земной поверхности под влиянием следующих процессов: 1) механическое разрушение минералов на месте их первоначального формирования; 2) разрушение менее устойчивых минералов под действием химических и биологических факторов; 3) перераспределение и формирование новых минералов. Хотя теоретически в почве может присутствовать любой минерал, фактически набор минералов, обычно встречающихся в почве, довольно ограниченный. Присутствие в почве этих минералов является важным фактором, поскольку они существенно влияют на ее физические свойства и оказывают сильное воздействие на химические процессы, на плодородие почвы и урожайность, поскольку снабжают растения питательными веществами. Присутствие в почве рассеянных элементов имеет большое значение для поисков полезных минеральных компонентов, накапливающихся в ней; сами почвы могут представлять собой ценные минеральные залежи (например, бокситы). Кроме того, исследование минералогии почв важно с точки зрения охраны окружающей среды (педосферы) от антропогенного загрязнения. Тем самым минеральный состав почвы представляется важным фактором в экологии и использовании почвенных ресурсов.

МИНЕРАЛЫ ПОЧВ

Минералы, присутствующие в почвах, подразделяются на две группы: 1) первичные минералы, образующиеся при высоких температурах и (или) давлениях, происходящие из изверженных и метаморфических пород и часто попадающие в почву в ходе цикла осадконакопления;

2) вторичные минералы, образующиеся в ходе низкотемпературных процессов и попадающие в почву из осадочных пород или формирующиеся in situ при выветривании.

Первичные минералы (аутигенные). Первичные минералы составляют преобладающую часть песчаной и алевритовой фракций в большинстве почв; в результате эта грубозернистая фракция по существу определяет основную долю содержания первичных минералов. Наиболее распространенными из них являются *кварц* и *полевые шпаты*, которые доминируют в породах литосферы (см. *Породообразующие минералы*). Свободный *кварц* часто составляет от 50 до 90 % песчаной фракции, но кремнезем, помимо того, присутствует в почве в форме *опала* (фитолиты), халцедона, агата, темноцветного кремня, кремня или *кристобалита*. Содержание *полевых шпатов*, как правило, варьирует от 5 до 25 % в песчаных и алевритовых фракциях и может достигать 40 % в глинах, образовавшихся из ила, приносимого водно-ледниковыми потоками. *Калиевые полевые шпаты* в почвах представлены *микроклином*, *ортоклазом*, *адуляром* и *санидином*, причем последний распространен наиболее широко. Из *плагиоклазов* альбит обычно преобладает в продуктах выветривания в тропических и субтропических зонах, хотя может присутствовать и в почвах, формирующихся из слабо выветрелого поверхностного грунта.

Акцессорные (тяжелые) минералы включают широкое разнообразие первичных минералов, встречающихся в довольно значительных количествах. *Пироксены* представлены *энстатитом*, *гиперстеном*, *диопсидом* и *авгитом*, причем последний пользуется наибольшим распространением и составляет существенный компонент почвы. Содержание *амфиболов и оливинов* обычно менее 1 % общего объема почвы. К другим важным акцессорным минералам относятся *апатиты*, *турмалины*, *циркон*, *топаз*, *гранаты*, *титанит* (*сфен*), *кианит*, *силлиманит*, *андалузит*, *ставролит* и *рутил*.

Находки тяжелых обломочных минералов в почвах служат надежным индикатором определения области сноса материнских пород и могут облегчить выявление отдельных почвенных горизонтов в почвенных профилях [4]. Эти минералы, кроме того, представляют интерес при оценке объема пород, разрушенных в процессе выветривания, и позволяют определить его степень. В этом отношении особенно важная роль принадлежит *гранатам*, *циркону*, *амфиболам* и *пироксенам* [1]. Плодородие почв и урожайность тесно связаны с их минералогией. Так, молодые почвы обычно содержат большое количество минералов, неустойчивых по отношению к выветриванию (нестабильных), которые могут служить источником питательных веществ для растений. *Слюды*, например, являются единственными среди типичных обломочных минералов, которые снабжают растения большим количеством калия. При выветривании *роговой обманки*, *гиперстена* и *биотита* высвобождаются значительные количества кальция и магния.

Вторичные минералы. Среди вторичных минералов, встречающихся в почве, выделяются карбонаты, серосодержащие минералы, слоистые силикаты, оксиды и фосфатные минералы. Их обзор произведен в работах [6, 12]. Обширные данные по структуре, составу, генезису, химическим свойствам, физическим свойствам вторичных минералов почв рассматриваются в работе [3].

Кальцит — наиболее распространенный карбонат в почвах — накапливается в подпочвенном горизонте в условиях семигумидного и семиаридного климата. Он обычно встречается в рассеянном виде, но может и образовывать конкреции или твердые известковые (травертиновые) слои, известные под названием «калькрет» (каличе). В почвах с благоприятными условиями для накопления карбонатов распространены *доломит*, реже *сидерит*, *арагонит* и *магневит*.

Гипс обычно находится в почвах в виде рассеянных кристаллов, но в аридных районах может формировать плотные горизонты ниже слоя калькрета в подпочвенном слое. При дренаже некоторых низинных болот или в случае выхода на поверхность водоупорного глинистого горизонта, формирующего кислотный почвенный слой, образуются кислые сульфатные почвы, в которых содержатся *пирит*, *яровит*, *макинавит* и *алунит*.

Слоистые силикаты представляют собой чрезвычайно важный компонент большинства почв, поскольку во многом определяют ее физические свойства, а также структуру и влияют на ее водный режим, особенно на влагоемкость и на процессы ионного обмена. В табл. 1 приведен перечень встречающихся в почвах *слоистых силикатов* с размерами, характерными для глинистой фракции.

Хотя типы почв и содержание в них *глин и глинистых минералов* в существенной мере определяются такими факторами, как состав материнских пород, система водосбора и климат, выявляются некоторые общие закономерности в их географическом распределении. Так, *каолинит* преобладает в сильно выветрелых почвах тропических и субтропических районов, тогда как *смектиты*, *вермикулиты*, *иллиты* и *хлориты* в целом связаны с почвами умеренных широт. Если в материнских породах или в почвенном растворе содержится достаточно много калия, то наиболее вероятно образование минералов группы *иллита*. Большое количество магния в материнских породах или дренаж почв, способствующий удержанию оснований, создают благоприятные условия для формирования *смектитов*. Таким образом, *иллиты* и *смектиты* преобладают в почвах холодных семиаридных и аридных районов.

В почвах разного возраста присутствуют разные глинистые минералы. В почвах, формирующихся из материнских пород, бедных глинами, обычно присутствуют стабильные минеральные ассоциации. В почвах, формирующихся из глинистых материнских пород, содержащих разнообразные глинистые минералы, часто наблюдается смена от менее к более стабильным ассоциациям вниз по разрезу почвенного горизонта.

Оксиды железа и алюминия в различных полиморфных модификациях и состояниях гидратации в зоне почвообразования вступают в весьма специфические реакции. Существует специальный термин «педополуторооксиды», который относится к новообразованным продуктам выветривания в зоне почвообразования в отличие от полуторооксидных соединений в общехимическом смысле. Оксидные минералы влияют на физические свойства почвы, особенно на ее консистенцию, структурность, агрегатное состояние, порозность и цвет. Они также связаны с такими физико-химическими явлениями, как обменная способность почв, фиксирование элементов и буферность. Оксиды встречаются в почвах в виде аморфных водных оксидов алюминия, железа, марганца и кремния, в виде рассеянных кристаллов, рубашек и конкреций (пизолитов), а также в виде твердых железистых и железных корок. Некоторые оксиды, гидроксиды и оксигидроксиды приведены в табл. 2.

Аморфные водные оксиды алюминия встречаются в виде коллоидов в интенсивно выветрелых влажных почвах, которые содержат также железо. В почвах, возникших из вулканических пеплов, обычно присутствуют аморфные алюмосиликатные коллоиды: полуторооксидные и галлуазитовые *аллофаны*. В сильно выветрелых почвах тропиков и субтропиков характерно присутствие наиболее распространенного из водных оксидов алюминия в почвах — *гиббсита*. Содержание оксидов в почвах варьирует в диапазоне от менее 5 до более 80 %. *Гематит* и *гетит* — самые распространенные в некоторых почвах, особенно подвергшихся длительному выветриванию, оксиды представлены, кроме того, *пиролюзитом*, *лимонитом*, *магне-*

ТАБЛИЦА 1

Слоистые силикаты в почвах (по данным [13, 7, 12])

Тип	Группа	Подгруппа	Вид
2 : 1	*Пирофиллит—тальк*	Диоктаэдрическая	*Пирофиллит*
		Триоктаэдрическая	*Тальк, миннесотаит**
	Смектит	Диоктаэдрическая	*Монтмориллонит, бейделлит*, нонтронит, волконскоит**
	Вермикулит	Триоктаэдрическая	*Сапонит, сауконит*, гекторит**
		Диоктаэдрическая	*Диоктаэдрический вермикулит*
		Триоктаэдрическая	*Вермикулит*
	Слюда	Диоктаэдрическая	*Мусковит, гидрослюда, парагонит, иллит, маргарит**
		Триоктаэдрическая	*Флогопит, биотит, лепидолит*, циннвальдит*, клинтонит**
2 : 1 : 1	*Хлорит*	Диоктаэдрическая	*Судоит**
		Триоктаэдрическая	*Лептохлориты* и *ортохлориты*
1 : 1	*Каолинит—серпентин*	Диоктаэдрическая	*Каолинит, диккит*, накрит*, галлуазит, метагаллуазит*
		Триоктаэдрическая	*Амезит, антигорит, бертьерин, хризотил, кронстедтит, лизардит*
	Хормит	Смешанная	*Палыгорскит*
		Триоктаэдрическая	*Сепиолит, ксилолит**

Примечания. 1. Знаком * указаны редко встречающиеся минералы. 2. Термин *смектит* охватывает группу *монтмориллонита* и близкие ей *глинистые минералы*. Он не является общепризнанным, и иногда *смектит* рассматривается в составе группы *монтмориллонита* или *монтмориллонит-сапонита*. 3. В зависимости от взаиморасположения слоев выявляются разные полиморфные модификации. В так называемых хрупких *слюдах*, к которым иногда относят *маргарит* и *клинтонит*, Al замещается Si даже в больших количествах, чем в *слюдах*. 4. *Иллиты* изучены еще недостаточно, и не ясно, следует ли их выделять из группы *слюд*. Большинство известных *иллитов* диоктаэдрические, но в почвах нередко присутствуют и триоктаэдрические, для которых был предложен термин *«ледикит»* (синоним *гидромусковита*. — *Прим. ред. пер.*). 5. Тип структуры 2 : 1 : 1; он обусловлен тем, что в *хлоритах* содержатся пакеты типа 2 : 1, которые чередуются со слоями *брусита* или *гиббсита*, соединенными между собой сбалансированными противоположными зарядами, возникающими в результате изоморфных замещений в слое 2 : 1 и сопряженных с ними замещений в слое *брусита* или *гиббсита*. *Хлориты* и *серпентины* приводятся здесь как раздельные группы, хотя могут легко взаимозамещаться. 6. *Палыгорскит* и *сепиолит* настолько близкие минералы, что, вероятно, их следует рассматривать в составе единой группы, для которой предложено название группа *хормита*.

ТАБЛИЦА 2

Оксиды и гидроксиды, образующиеся в почвах

Тип	Минерал	Распространение
Моногидраты (оксигидроксиды)	*Бёмит* AlO(OH)	Важный компонент некоторых бокситов
	Гётит α-FeO(OH)	Типичный продукт выветривания во многих типах почв, особенно в содержащих бурые железняки
Тригидраты (гидроксиды)	*Лепидокрокит* γ-FeO(OH)	Характерен для заболоченных почв
		Важный компонент бокситов и некоторых латеритов, присутствует во многих латеритных почвах
Оксиды	*Гематит* α-Fe_2O_3	Характерен для окисленных почв
	Маггемит γ-Fe_2O_3	В основном встречается в латеритных почвах

титом и *маггемитом*. Иногда встречаются оксиды титана — *рутил* и *анатаз* — в количестве до 1 %. Они могут иметь как внутрипочвенное, так и обломочное происхождение.

Фосфаты составляют менее 0,05 % общей массы почвы. Хотя к фосфатам относится небольшое число почвенных минералов, сами они играют важную роль в биологических циклах фосфора у растений и других организмов, присутствующих в почве. Первичным источником значительной части почвенного фосфора служит *фторапатит*. В известково-щелочных почвах комбинации фосфатиона с железом и алюминием характерны для таких минералов, как *гидроксилапатит, фторапатит, хлорапатит, вагнерит* и *вавеллит*. В небольших количествах встречаются и некоторые другие фосфаты [6].

МЕТОДЫ ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Следует кратко остановиться на методах лабораторных исследований минералов почв и их интерпретации. Рентгеновским дифрактометрическим методом анализируются тонкие фракции почвы, с его помощью диагностируются

глинистые минералы. Применение *электронной микроскопии* — метода трансмиссии для изучения морфологии кристаллов позволяет глубже проникнуть в механизм изменения минералов и в химические процессы, протекающие на поверхности минералов. Применение электронного микроскопа особенно важно при изучении структуры почв и морфологии минералов, поскольку этот метод позволяет непосредственно наблюдать конфигурацию и характер расположения мелких кристаллов в порах почвы (см. *Электронно-зондовый микроанализ*). Метод инфракрасной спектроскопии широко используется при изучении изоморфных замещений и позиции гидроксильных групп, а также органически-глинистых комплексов. Хотя в этом методе нет стандартной аналитической методики диагностики минералов, он позволяет весьма тонко идентифицировать в некоторых смесях *гиббсит*, *гётит*, *кварц*, *каолин* и *галлуазит* [4]. Термические методы обычно больше дают для детальных исследований свойств минералов, чем для идентификации отдельных компонентов сложных смесей. Диагностика глинистых минералов наилучшим образом производится с помощью дифференциального термического, термогравиметрического и дифференциального термогравиметрического анализов [5]. Окончательная диагностика минералов осуществляется с помощью общего химического анализа и с учетом их способности к катионному обмену. Общий химический анализ позволяет рассчитать структурную формулу с указанием структурной позиции ионов, а учет способности к катионному обмену — определить тип присутствующих глинистых минералов.

Необходимо отметить, что возможность определения отдельных минералов в почвах обусловлена чувствительностью применяемой аналитической методики. Отмечается, например, что при анализе рентгеновским дифрактометрическим методом твердые растворы с очень тонкими размерами частиц, такими как у большинства железистых минералов, выглядят аморфными. Вместе с тем применение мёссбауэровской спектроскопии для изучения железистых минералов почв Новой Зеландии показало широкое развитие в них *акаганеита*, ранее считавшегося редким минералом в этих почвах.

ПРАКТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Многоплановые данные по минералогии почв открывают широкое поле деятельности для минералогов, специализирующихся в этой области. Практические аспекты минералогии почв кратко подытожены в работе Стелли и Динауэра [10], которые, в частности, подчеркивают тесную связь между агротехническими, физическими, химическими свойствами почв и их плодородием. Изучение минералогии почв имеет большое значение при построении моделей ионного обмена, при определении структуры воды вблизи поверхности обмена, а также для понимания процессов взаимодействия анионов и малых элементов с минералами почв и последних с водными растворами. Важная роль минералогических данных при стратиграфическом расчленении почвенного профиля отмечается Брюером [2]. Изучение свойств почв, особенно вариаций размеров частиц с глубиной, характера распределения глин с глубиной и факторов выветривания, позволяет установить геологические и почвогенетические поверхности раздела в профилях выветривания. В новой американской таксономии почв [9] — фундаментальной систематике почв — минералогические данные используются в качестве одного из таксономических критериев. Выделение семейств минералов основывается на соответствующих данных об общем минеральном составе определенного размера фракций, отбираемых по почвенным профилям. Кроме того, минеральный состав с учетом других данных позволяет выделять эталонные почвенные горизонты, а также таксоны другого ранга. При изучении происхождения почв минеральный состав глинистых фракций может служить критерием для установления типа и степени выветривания, имевшего место в процессе формирования почвы.

Ч. ФИНКЛ мл.

См. также: *Аутигенные минералы; Глины, минералы глин; Породообразующие минералы; Слоистые силикаты.*

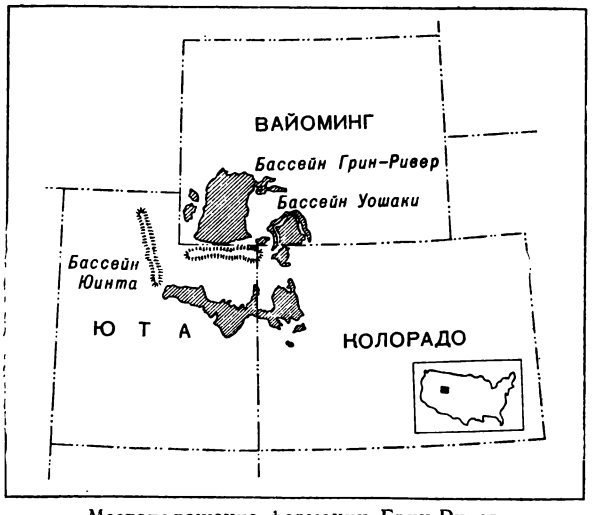
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bear F. E.* Chemistry of the soil. New York, Reinhold, 1964. 515 p.
2. *Brewer R.* Fabric and mineral analysis of soils. New York, Wiley, 1964. 470 p.
3. *Dixon J. B., Weed S. B. eds.* Minerals in soil environments. Madison, Wisconsin, Soil Science Society of America, 1977. 948 p.
4. *Finkl C.* Stratigraphic principles and practices as related to soil mantles. Catena, 1980, 7, p. 169—194.
5. *Gard J. A., ed.* The Electron-optical investigation of clay. London, Mineralogical Society, 1971. 383 p.
6. *Gieseking J. E., ed.* Soil components. Vol. 2. Inorganic components. New York, 1971. 684 p.
7. *Grim R. E.* Clay mineralogy. New York, McGraw-Hill, 1968. 596 p.
8. *Kretz R.* Physical constants of minerals. — In: Handbook of chemistry and physics, Cleveland, 1976. B 214—219.
9. *Soil* survey staff. Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. U. S. Dept. Agric. Handbook 436, 1975. 754 p.
10. *Stelley M., Dinauer R. C., eds.* Mineralogy in soil science and engineering. Madison, 1968. 106 p.
11. *Thorez J.* Phillosilicates and clay minerals: A laboratory handbook for their X-Ray diffraction analysis. Dison, Belgium, G. Lelotte, 1975. 579 p.
12. *Van Der Plas C., Van Reeuwijk L. P.* From mutable compounds to soil minerals. Geoderma, 1974, 12, p. 385—405.
13. *Warshaw C. M., Roy R.* Classification and a scheme for the identification of layer silicates. — Geol Soc. Am Bull., 1961, 72. p. 1455—1492.

Горбунов Н. И. Минералогия и коллоидная химия почв. М., Наука, 1974. 314 с.

МИНЕРАЛОГИЯ ФОРМАЦИИ ГРИН-РИВЕР

Формация Грин-Ривер представлена серией доломитовых мергелей и битуминозных сланцев, развитой на территории свыше 43 000 км² в штатах Юта, Колорадо и Вайоминг (см. рисунок). Мощность формации составляет более



Местоположение формации Грин-Ривер.

2100 м, в состав ее входят многочисленные прослои измененных туфов, интрузивные же породы отсутствуют. Примечательно, однако, что в этой формации распространена уникальная ассоциация минералов, обычно характерная для магматических или пегматитовых парагенезисов. Детальные минералогические исследования этой формации, начало которым было положено в 1929 г., были предприняты в связи с содержащимися в ней обширными залежами минерала *трона* $Na_3CCO_3(HCO_3)\cdot 2\,H_2O$, ныне разрабатываемыми, а также с оценкой потенциальных запасов углеводородов и *давсонита* (глинозема). Здесь было найдено около 80 аутигенных минералов (звездочкой отмечены новые минералы, впервые установленные в этой формации).

ЭЛЕМЕНТЫ

Сера S

СУЛЬФИДЫ

Марказит FeS_2
Пирит FeS_2
Пирротин $Fe_{1-x}S$
Вюртцит ZnS

ГАЛОГЕНИДЫ

Криолит Na_3AlF_3
Флюорит CaF_2
Галит NaCl
Нейборит * $NaMgFe_3$

ОКСИДЫ

Кварц SiO_2
Халцедон $SiO_2\cdot H_2O$
Анатаз TiO_2

ГИДРОКСИДЫ

Нордстрандит $Al(OH)_3$

ФОСФАТЫ

Фторапатит $Ca_{10}(PO_4)_6F_2$
Коллофан $Ca_{10}(PO_4)_6CO_3\cdot H_2O$

ПРОСТЫЕ КАРБОНАТЫ

Нахколит $NaHCO_3$
Трона $Na_2CO_3\cdot NaHCO_3\cdot H_2O$
Вегшайдерит * $Na_2CO_3\cdot 3\,NaHCO_3$
Термонатрит $Na_2CO_3\cdot H_2O$
Натрон $Na_2CO_3\cdot 10\,H_2O$
Кальцит $CaCO_3$
Магневит $MgCO_3$
Стронцианит $SrCO_3$
Витерит $BaCO_3$
Сидерит $FeCO_3$
Арагонит $CaCO_3$
Маккельвиит * $(Na_2Ca_1)(Ba_1RE_{1,7}U_{0,3})(CO_3)_9$
*Эвальдит** $Ba(RE, Na, Ca)(CO_3)_2$
Бурбанкит $Na_3(Ca, Sr, Ba, Ce)_4(CO_3)_5$
Доломит $CaCO_3\cdot MgCO_3$
Давсонит $NaAlCO_3(OH)_2$
*Эйтелит** $Na_2CO_3\cdot MgCO_3$
*Шортит** $Na_2CO_3\cdot 2\,CaCO_3$
Пирссонит $Na_2CO_3\cdot CaCO_3\cdot 2\,H_2O$
Гейлюссит $Na_2CO_3\cdot CaCO_3\cdot 5\,H_2O$
Баритокальцит $CaCO_3\cdot BaCO_3$
*Норсетит** $MgCO_3\cdot BaCO_3$

СЛОЖНЫЕ КАРБОНАТЫ

*Бредлейит** $MgNa_3CO_3PO_4$
Нортупит $Na_2Mg(CO_3)_2\cdot NaCl$
*Ферронортупит** $Na_2(Mg, Fe)(CO_3)_2\,NaCl$
Тихит $Na_2Mg(CO_3)_2\cdot Na_2SO_4$
Бёркеит $Na_2CO_3\cdot 2\,Na_2SO_4$

СУЛЬФАТЫ

Барит $BaSO_4$
Целестин $SrSO_4$
Сидеротил (*розенит*) $FeSO_4\cdot 4\,H_2O$
Гипс $CaSO_4\cdot 2\,H_2O$
Ссомольнокит $FeSO_4\cdot H_2O$
Старкиит $MgSO_4\cdot 4\,H_2O$
Блёдит (*бёркеит и тихит*) $MgSO_4\cdot Na_2SO_4\cdot 4\,H_2O$

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Каолинит $Al_2Si_2O_5(OH)_4$
Монтмориллонит водный Mg—Fe—Al-силикат
Триоктаэдрический *смектит* водный Mg—Fe—Al-силикат
Нонтронит водный Fe—Al-силикат
Иллит мусковит-монтмориллонит

СИЛИКАТЫ МАГНИЯ

*Лафлинит** $Na_2Mg_2SiO_{16}\cdot 8\,H_2O$
Сепиолит $H_2Mg_2Si_3O_{10}$
Стевенсит водный силикат магния
Тальк $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$
Хлорит водный Fe—Mg—Al-силикат

СЛЮДЫ

Гидробиотит (?) водный Na—Fe—Mg—Al-силикат
Биотит водный Na—Fe—Mg—Al-силикат

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Ортоклаз $KAlSi_3O_8$
Альбит $NaAlSi_3O_8$
*Ридмерджнерит** $NaBSi_3O_8$

БОРОСИЛИКАТЫ

Сирлезит $NaBSi_2O_6\cdot H_2O$
*Гаррелсит** $NaBa_3Si_2B_7O_{16}(OH)_4$
Лейкосфенит $CaBaNa_3BTiSi_9O_{29}$

ТИТАНОСИЛИКАТЫ

Лабунцовит (K, Ba, Na, Ca, Mn) (Ti, Nb)× ×(Si, Al)$_2$ (O, OH)$_7\cdot H_2O$
Виноградовит $Na_5Ti_4AlSi_6O_{24}\cdot 3\,H_2O$

ПИРОКСЕНЫ

Эгирин $NaFeSi_2O_6$

АМФИБОЛЫ

Магневиоарфведсонит $(Na, K)_{0,76}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al, Ti)_{4,82}(Na, Ca)_{2,00}Si_{8,06}O_{22}(OH, F_2)_{1,46}$

ЦИРКОНОСИЛИКАТЫ

Эльпидит $Na_2ZrSi_6O_{15}\cdot 3\,H_2O$
Катаплеит $Na_2ZrSi_3O_9\cdot 2\,H_2O$

ЦЕОЛИТЫ

Анальцим $NaAlSi_2O_6\cdot H_2O$
Гармотом-цеэллсит (Ba, Ca, K$_2$)$Al_2Si_6O_{16}\cdot 6\,H_2O$
Натролит $Na_2Al_2Si_3O_{10}\cdot 2\,H_2O$
Клиноптилолит-морденит (Ca, Na$_2$, K$_2$)$(AlSi_5O_{12})_2$ × × 6 H_2O
Апофиллит (?) $KCa_4FSi_8O_{26}\cdot 8\,H_2O$

УГЛЕВОДОРОДЫ

*Джилсонит, уинтанит, ютаит, таббиит, овокерит, инграмит, альбертит, кероген, абелсонит** $C_{31}H_{36}N_4Ni$

Помимо обычных породообразующих минералов осадочных пород, и в частности битуминозных сланцев, осадочные минералы формации Грин-Ривер характеризуются присутствием необычных концентраций таких элементов, как редкие земли, ниобий, уран, титан, бор и цирконий, — источником всех этих элементов являются «холодные воды», а не магматические породы.

Обширная сводка по минералогии формации Грин-Ривер с соответствующей библиографией напечатана в журнале «Mineralogical Record» [Milton, 1977 г.].

МИНЕРАЛЫ

Самородная *сера* здесь встречается редко, тогда как *гипс* проявляется как продукт изменения сульфидных минералов и развит в обнаженных выветрелых породах.

Широким распространением пользуются *пирит* и *пирротин*, причем они повсеместно образуют не, как обычно, слои или массивные агрегаты, а обособленные кристаллы или их скопления. Очень редко можно встретить *марказит*, приуроченный к обнажениям выветрелых пород. Широко развит *вюртцит*, всегда встречающийся в виде микроскопических, типично гемиморфных кристаллов оранжево-красного цвета. Из галогенидов найден только *галит* — в массивных пластах. *Флюорит* встречается в виде рассеянных кристаллов, иногда в ассоциации с тонкими пластами *криолита* (штат Колорадо); известны редкие находки *нейборита* (штаты Юта и Колорадо). Повсеместно развит *кварц* — как в виде скрытокристаллических агрегатов — *халцедона*, так и в виде микроскопических кристаллов, простыми формами которых являются ±ромбоэдр и призмы. Двойники не обнаружены. Крайне редко встречается *нордстрандит* в виде рубашек в микротрещинах (штат Колорадо). *Фторапатит* хотя распространен и в небольших количествах, но довольно широко, а в штате Вайоминг образует протяженные слабоурароносные слои. Это, по-видимому, единственное из известных месторождений фосфатов, образовавшихся в континентальных условиях. В виде рассеянных органических остатков встречается *коллофан*.

Простые карбонаты формации Грин-Ривер включают много редких или даже уникальных минеральных видов, иногда с заметным содержанием редких земель или урана. Сложные карбонатные соединения представлены карбонат-фосфатами, карбонат-сульфатами и карбонат-хлоридами. Среди них широко распространен и встречается в больших количествах *нортупит*.

Сульфаты подразделяются на две группы, первая из которых включает водные сульфаты, возникшие в зоне окисления сульфидсодержащих пород. Минералы этой группы относятся к водосодержащим сульфатам. Вторая группа представлена *баритом* и *целестином*, которые встречаются редко и спорадически. *Ангидрит* не найден. Углеводороды представлены довольно плохо определенной разновидностью органических веществ, обычно сложного состава (смеси). Все они, очевидно, нераскристаллизованны, за исключением *абелсонита*, который, вероятно, имеет сравнительно простой состав и встречается в виде макроскопических кристаллов. Силикаты являются наиболее многочисленной группой и включают глинистые минералы, *полевые шпаты*, *амфиболы*, *пироксены* и целый ряд сложных силикатов бора и титана, а также цирконосиликатов. *Цеолиты* не характерны, за исключением повсеместно развитого *анальцима*. Вместе с тем некоторые слои измененных туфов содержат большое количество *клиноптилолит-морденита*.

УСЛОВИЯ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Формация Грин-Ривер сложена обломочными породами, в том числе алевролитами и песчаниками, органогенными известняками, а также пепловыми образованиями с обширным развитием минеральных солей (преимущественно карбонатов с подчиненным количеством хлоридов и фосфатов). Они относятся к эвапоритовым и хемогенным образованиям. В процессе диагенеза перестройка ионной структуры слоистых образований привела к формированию следующих силикатов: *сирлевита*, *лейкосфенита*, *эгирина* и *лабунцовита*. Не до конца ясную, но несомненно важную роль в формировании этих минералов могли играть длительно (порядка сотен тысяч, если не миллионов лет) существовавшие воды, насыщенные кислородом и изобиловавшие животными и растительными организмами. Роль микроскопических живых организмов в концентрации рассеянных элементов прояснилась в последнее время в процессе изучения радиоактивных осадков. Такие организмы в течение длительного времени наряду с другими элементами могли аккумулировать уран, цирконий, ниобий и цинк. Экологические исследования древних озер показывают, что в процессе дальнейшего развития эти элементы через организмы, служившие пищей для более высокоорганизованных животных, накапливались, например, в тканях рыб — наиболее характерных ископаемых остатках многих пород формации Грин-Ривер. Такие биогенные концентрации рассеянных элементов и накопление азотсодержащих органических остатков в гиполимнионе способствовали образованию летучих компонентов — метана, сернистого газа и аммиака — в придонных илах и специфической минерализации формации Грин-Ривер. Показателем восстановительного режима, господствовавшего при образовании минералов формации Грин-Ривер, служит фактически полная фиксация *серы* — проявление ее сульфидных, а не сульфатных форм. Сульфаты (*гипс*, *целестин* и *сидеротил*) встречаются в крайне малых количествах как продукты современного выветривания; *барит*, однако, может быть диагенетическим. Естественно, что битуминозные сланцы, связанные с нефтью, формировались в восстановительных условиях. В ряде скважин в штатах Вайоминг и Колорадо отмечается некоторое количество аммиака и водорода. Присутствие в геологически близких образованиях Сирл-Лейк (шт. Калифорния) *полевого шпата — бадингтонита*, в молекулу которого входит NH_4, позволяет полагать существование нестабильных аммиачных соединений, в которых аммиак позднее был замещен щелочами.

Содержание отдельных аутигенных минералов и их морфология проявляют определенную изменчивость в пределах разных бассейнов Грин-Ривер, что может отражать условия седиментации или, скорее, диагенеза.

Изучение физико-химических режимов формирования карбонатных минералов и петрогенетических особенностей показало, что температуры, вероятно, не превышали 250 °С, а давления были умеренными.

Открытие боральбитового *ридмерджнерита* позволило в дальнейшем получить его синтетическим путем наряду с *биотитом* и другими силикатами, в которых алюминий замещается бором. Проводились исследования химических систем минералов формации Грин-Ривер посредством метода Сольве, в частности, в связи с образованием натриевого пепла. Так, *вегшайдерит* был известен как вегшайдерова соль еще за 50 лет до его открытия в штатах Вайоминг и Колорадо. Хотя соответствующие системы и изучались, оказалось, что ни *шортит* $Na_2Ca_2(CO_3)_3$, ни *ридмерджнерит* $NaBSi_3O_8$ не были известны до момента их находки в формации Грин-Ривер.

Ч. МИЛТОН

МИНЕРАЛОИДЫ — см. **ОПАЛ; СМОЛА И ЯНТАРЬ.**

МИНЕРАЛЫ БЕСПОЗВОНОЧНЫХ И РАСТЕНИЙ

В строении опорных частей безпозвоночных (скелета) и растений (механических, или опорных, тканей) принимают основное участие карбонаты кальция и *опал*. Наряду с этим могут присутствовать и другие минералы. В таблице приведен перечень минералов, встречающихся в скелете безпозвоночных и в опорных тканях растений.

Помимо минералов, перечисленных в таблице, установлен целый ряд аморфных твердых образований. Вполне вероятно, что в процессе дальнейших исследований будут обнаружены какие-то новые минеральные составляющие твердых частей организма беспозвоночных и растений.

Состав минералов в строении беспозвоночных и растений, по всей видимости, определяется факторами среды их обитания, в частности температурой. Чейв [1] показал *,

* *Chave K. E.* Aspects of the biogeochemistry of magnesium. 1. Calcarous marine organisms. — J. Geol 1954, 62, p. 266—283.

Минералы минерализованных беспозвоночных и растений

Минерал	Состав	Организмы
Кальцит	$CaCO_3$	Все кокколитофоры; все планктонные фораминиферы; части скелета некоторых моллюсков
Арагонит	$CaCO_3$	Все хлорофиты; все феофиты; некоторые родофиты (красные водоросли); некоторые фанерогамные; некоторые бентосные фораминиферы; все или частично склероспонгии; все гидроидные; некоторые кишечнополостные; все или частично мшанки; все или частично аплакофоры и полиплакофоры; все скафоподы; все или частично гастроподы; все или частично пелециподы; некоторые головоногие; все или частично полихеты (многощетинковые)
Mg-кальцит	$(Ca_{1-x}Mg_x)CO_3$ (x = = следы ÷ ~0,30)	Некоторые родофиты (красные водоросли); некоторые бентосные фораминиферы; все известковые губки; некоторые кишечнополостные; некоторые мшанки; все замковые брахиоподы; некоторые головоногие; все или частично полихеты (многощетинковые); все иглокожие; все остракоды; все усоногие; все ракообразные
Опал	$SiO_2 \cdot nH_2O$	Все диатомовые; все жгутиковые; некоторые фанерогамные; некоторые радиолярии; все стеклянные губки; все десмоспонгии; частично склероспонгии; частично гастроподы
Далит	$Ca_{10}(PO_4)_6(CO_3)(OH)$ (с интенсивными ионными замещениями — <1 % флюорита)	Частично пелециподы
Франколит	$Ca_{10}(PO_4)_6(CO_3)F$ (с интенсивными ионными замещениями — <1 % флюорита)	Все беззамковые брахиоподы
Целестин	$SrSO_4$	Некоторые радиолярии; части некоторых гастропод; части некоторых ракообразных
Уэдделит	$CaC_2O_4 \cdot 2H_2O$	Части некоторых гастропод
Лепидокрокит	γ-FeO(OH)	Части некоторых аплакофор и полиплакофор
Гётит	α-FeO(OH)	Часть гастропод
Магнетит	Fe_3O_4	Частично некоторые аплакофоры и полиплакофоры
Фатерит	$CaCO_3$	Некоторые туникаты (личинкохордовые)

что у многих морских беспозвоночных, в твердых частях которых накапливается магний содержащий *кальцит*, количество магния увеличивается с увеличением температуры, причем скорость накопления, по-видимому, определяется историей их развития. Так, например, у более высокоразвитых форм (остракоды и ракообразные) влияние температуры сводится к минимуму. Было установлено, что отношение *арагонита* к *кальциту* в трех группах биминеральных беспозвоночных, выделяющих карбонат (мшанки, кольчатые черви и моллюски), увеличивается с температурой.

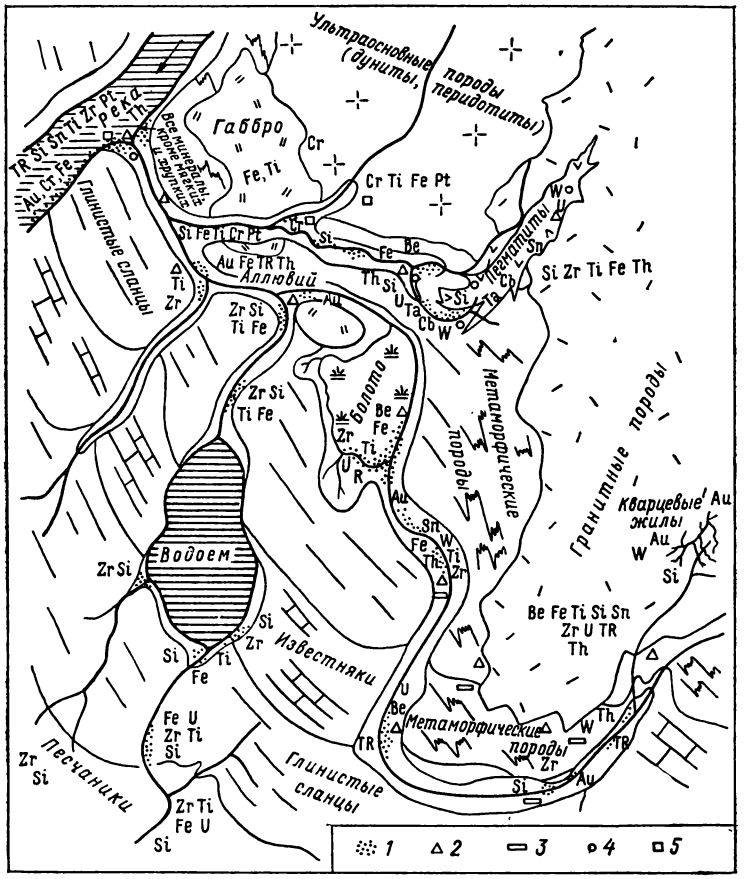
Большинство обычных минеральных фаз, из которых построены скелеты, нестабильны в условиях близповерхностного давления и температуры. Отсюда следует, что в процессе диагенеза многие окаменелости могли быть полностью разрушены или изменены. Восстановить исходный минеральный состав многих ископаемых организмов представляется затруднительным.

К. ЧЕЙВ

См. также: *Биогенные минералы; Кальцита группа; Опал; Смола и янтарь.*

МИНЕРАЛЫ И САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ЧЕРНЫХ ПЕСКОВ

Вероятно, еще в доисторические времена люди наблюдали скопления тяжелых темноцветных минералов на отмелях, в руслах водных потоков и в пустынях. Легкие минералы в этих условиях под воздействием волн, водных потоков, ветра отсеивались от более тяжелых, обычно темных или черных минеральных обломков. Эти естественные процессы приводят к концентрации минералов с различной плотностью [6]. Образовавшиеся на отдельных участках скопления тяжелых минералов (см. рисунок) могут быть названы *россыпными месторождениями*. Еще в 1742 г. в «Путешествии в Калифорнию» Шелрок писал о многочисленных залежах темноцветных минералов, открытых вдоль западного побережья Америки. Позднее было установлено, что в этих залежах вместе с другими минералами содержатся *платина*, *магнетит*, *хромит*, *гранат* и *рутил*. Особенно распространенными (почти во всех россыпях) являются такие темноцветные минералы, как *магнетит*, *ильменит* и *гематит*, потому что они очень широко распространены в зем-



Идеализированная геологическая схема распространения черных песков и источников сноса.
1 — черные пески; *2* — *гранаты*; *3* — *кианит*; *4* — рубин, сапфир, *корунд*; *5* — *алмаз*.

ной коре и относительно устойчивы при выветривании и транспортировке.

Золотоискатели в середине и конце XIX в. были хорошо знакомы с условиями накопления темноцветных минералов. Они знали, что россыпное *золото* обычно встречается в более темных песках, и все же часто избегали участки, где концентрация тяжелых минералов была высокой, потому что темноцветные минералы забивали промывальные желоба и лотки и затрудняли отделение желанных частиц *золота*. Известно, что 1 м^3 гравийного материала на некоторых участках давал более 60 кг темноцветных минералов.

Удобный термин «черные пески» употребляется многими исследователями для обозначения любых концентраций обломочных минералов, заметно темных или черных, или, другими словами, для обозначения песчаных отложений, содержащих определенные группы минералов [в русской литературе этот термин практически не употребляется]. Однако в подобных песчаных отложениях могут присутствовать многие потенциально ценные минералы не черного цвета. Таким образом, эти отложения могут дать дополнительную многоминеральную продукцию, что увеличивает потенциальную ценность залежей.

Одни исследователи ограничивают применение термина «черные пески» пляжевыми песчаными отложениями с большим содержанием черного *магнетита*, тогда как другие применяют термин по отношению к темным пескам вулканического происхождения. Представляется логичным принять становящееся все более распространенным употребление термина «черные пески» для скоплений темноцветных обломочных минералов (и встречающихся с ними более светлых минералов) в месторождениях россыпного типа (табл. 1; см. рисунок). Комбинированный термин «россыпное месторождение черных песков» является удобным и значимым, что позволяет рекомендовать его к общему употреблению.

В черных песках могут находиться самые разнообразные минералы, но наиболее распространенными здесь являются самые тяжелые и устойчивые. К тяжелым относятся минералы с плотностью от 2,85 до 22,0 г/см^3 (табл. 2). Интересно отметить, что минералы с повышенной твердостью, например легкие светлые *цирконы* и относительно тяжелые обычно темные *гранаты*, необыкновенно широко распространены в черных песках. Эти минералы могут переноситься на большие расстояния от коренных источников. Вместе с тем хрупкость многих твердых и очень твердых тяжелых минералов приводит к тому, что их скопления находятся в залежах недалеко от материнских пород. Естественно, что и тяжелые минералы с пониженной твердостью аккумулируются очень близко от своих источников. Некоторые очень тяжелые минералы, такие как *золото* и *платина*, очень устойчивы к химическому воздействию. Будучи мягкими, они все же могут переноситься на большие расстояния; ко времени отложения эти частицы, вероятно, становятся очень мелкими. *Золото*, например, может переноситься на большие расстояния

ТАБЛИЦА 1

Основные минералы черных песков и их промышленное или потенциальное значение

Минерал	Извлекаемые компоненты, имеющие промышленное (или потенциальное ?) значение	Основные районы распространения	Примечания
Алланит (*ортит*) (Ca, Ce, La)$_2$(Al, Fe, Mg)$_3$(SiO$_4$)$_3$OH с U, Th, Be	Редкие земли, радиоактивная чернь, бериллий (?)	Восточная Гренландия, Северная Италия, США (Айдахо), арктические подводные залежи	Акцессорный минерал в глубинных породах и пегматитах, метамагматических породах, вулканитах и железных рудах
Алмаз C	Абразивы и режущие материалы, драгоценные камни	Африка (Танзания, ЮАР, Зимбабве, Ангола, Намибия, Конго, Гана, Гвинея, Берег Слоновой Кости, Либерия, Сьерра-Леоне), Гайана, Индия, Индонезия, Венесуэла, СССР	Ультраосновные породы, россыпи
Анатаз (*октаэдрит*) TiO$_2$	Титан (?)	Песчаники Великобритании, Швейцарии, Франции, Шри-Ланки и Бразилии; черные пески во многих районах	Из магматических и метаморфических пород; продукт изменения других минералов титана
Бадделеит ZrO$_2$ (некоторое количество Fe и HfO$_2$)	Цирконий и гафний	Шри-Ланка, Бразилия, Швеция и Заир	Акцессорный минерал в магнетитовых пироксенитах; также с обломочными минералами
Бастнезит (Ce, La)CO$_3$F (присутствуют U, Th)	Редкие земли	СССР (Урал), золотоносные пески	Как обломочный минерал встречается редко
Берилл Be$_3$Al$_2$(SiO$_3$)$_6$	Бериллий, драгоценные камни	Шри-Ланка, Бразилия, Колумбия, ЮАР, Ирландия, СССР	Источники в гранитных породах, включая пегматиты; также как обломочный минерал
Бертрандит Be$_4$Si$_2$O$_7$(OH)$_2$	Бериллий	Чехословакия, Норвегия, США (Мэн)	Как обломочный минерал встречается редко; в пегматитах
Бетафит (U, Ca)$_2$(Nb, Ta, Ti)$_2$O$_6$(OH)	Ниобий—тантал (?)	Мадагаскар	Источник в пегматитах; также как обломочный минерал
Браннерит (U, Ca, Ce)(Ti, Fe)$_2$O$_6$	Редкие земли и торий (?)	США (Айдахо)	Исходный метамиктный минерал в обломочном материале
Брукит TiO$_2$	Титан (?)	СССР (Урал), Бразилия, США (Северная Каролина)	Жилы в гнейсах и кристаллических сланцах; в россыпях
Вольфрамит (Fe, Mn)WO$_4$	Вольфрам	Малайзия, Боливия, Нигерия	В аллювиальных отложениях образовавшихся за счет кварцевых жил
Гадолинит Be$_2$FeY$_2$Si$_2$O$_{10}$	Редкие земли	Швеция	Гранитные породы и пегматиты; как обломочный минерал
Гематит Fe$_2$O$_3$	Железо (?)	Широко распространен	В виде спекулярита (железного блеска), желваков
Гранаты — силикаты Fe, Mg, Mn, Ca, Cr, Al (присутствует Ge в Айдахо, США)	Абразивы, драгоценные камни	ЮАР, Италия, Финляндия, Шри-Ланка, Индия, Бразилия, Южная Гренландия, СССР (Урал), США (Айдахо и Аризона); широко распространен	Широко распространен в магматических и метаморфических породах; как обломочный минерал
Золото Au	Золото	Гана, Нигерия, Австралия, СССР (Урал), Бразилия, Колумбия, США (Аляска, Калифорния, Колорадо, Монтана, Вайоминг, Айдахо)	Россыпи в областях развития гранитных пород и кварцевых жил
Ильменит TeTiO$_3$ с Mg и Mn	Титан	Широко распространен; Шри-Ланка, Колумбия, Нигерия, Новая Зеландия, Австралия (Квинсленд), США	Обычно в магматических и метаморфических породах и в россыпях
Иридосмин (включая *осмирид*) Ir, Os	Металлы группы платины	Австралия (Новый Южный Уэльс), США (север Калифорнии, юг Орегона), СССР (Урал)	Встречается в виде чешуек или уплощенных зерен в аллювиальных отложениях; основные породы

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Минерал	Извлекаемые компоненты, имеющие промышленное (или потенциальное ?) значение	Основные районы распространения	Примечания
Касситерит SnO_2, иногда также Ta, Nb	Олово	Бразилия, Малайзия, Таиланд, Бирма, Австралия (Новый Южный Уэльс и Тасмания), Нигерия, Боливия, Танзания, Уганда	Граниты и пегматиты; также россыпи
Кварц SiO_2	Кремнезем, драгоценные камни	Широко распространен	Обломочные отложения, образованные за счет пород, богатых кремнеземом
Кианит (*дистен*) Al_2SiO_5	Высокоглиноземистые огнеупоры, драгоценные камни	Шри-Ланка, Бразилия, США (Виргиния, Южная Каролина)	Акцессорный минерал в гнейсах и кристаллических сланцах; обломочный минерал в пляжевых песках
Киноварь HgS	Ртуть	ФРГ (Бавария), Суринам	Редкая. Может встречаться в виде обломочного минерала вблизи пород вулканического происхождения
Колумбит (Fe, Mn)(Nb, Ta)$_2O_6$ и *танталит* (Fe, Mn)Ta_2O_6	Ниобий и тантал	США (Айдахо), Западная Австралия, Нигерия, СССР (Южный Урал), Заир, Намибия	Гравий и галька гранитов и пегматитов среди обломочных минералов
Корунд Al_2O_3	Абразивы (корунд), драгоценные камни (рубин и сапфир)	Шри-Ланка, Бирма, Зимбабве, Мадагаскар, США (Монтана), Канада (Квебек), Колумбия, Бразилия	Магматические и метаморфические породы; как обломочные минералы
Ксенотим YPO_4 и редкие земли	Иттрий (?) и редкие земли	США (Джорджия и Северная Каролина), Бразилия	Обломочные минералы, образовавшиеся за счет гранитов, пегматитов и гнейсов
Магнетит Fe_3O_4	Железо		Широко распространен в больших количествах; в виде обломочного минерала
Монацит (Ce, La, Y, Th)PO_4	Редкие земли и торий	Австралия, Индия, Тайвань, Бразилия, Колумбия, Шри-Ланка, Нигерия, Великобритания, Индонезия, США (Айдахо, Монтана, Алабама, Виргиния, Северная и Южная Каролина)	Обычно в россыпях
Палладий Pd, обычно в сплаве с Pt и Ir	Металлы группы платины	Гайана, Аляска, Колумбия, Эфиопия, СССР (Урал)	Песчаные отложения, образованные за счет ультраосновных пород
Пирохлор (Na, Ca)Nb_2O_6F и *микролит* (Na, Ca)$_2Ta_2O_6$(O, OH, F)	Ниобий—тантал (?)	Франция; возможно, и в других районах	Встречаются в гранит-пегматитах
Платина Pt с другими элементами группы платины и Fe	Металлы группы платины	СССР (Урал), ЮАР, Колумбия, США (Орегон, Калифорния, Аляска), Япония, Австралия (Новый Южный Уэльс, Тасмания), Индонезия, Новая Гвинея	Источником обломочного материала являются основные магматические породы
Полевые шпаты — силикаты K, Na, Ca, Al	Керамическое сырье	Могут накапливаться при формировании кварцевых песков	Распространены в большинстве пород и россыпей
Рутил TiO_2	Титан, драгоценные камни	Австрия, Италия, Швейцария, Франция, Норвегия, Южная Австралия, Бразилия, Индия, Сенегал, ЮАР, США	Встречается в качестве акцессорного минерала в магматических породах; обломочный минерал в пляжевых песках
Самарскит (Y, Er, Ce, U, Ca, Fe, Pb, Th)(Nb, Ta, Ti, Sn)$_2O_6$	Лантаноиды, актиноиды, ниобаты и танталаты (?)		Обычным источником обломочного материала являются гранит-пегматиты
Серебро Ag	Серебро	Иногда с золотом в золотоносных россыпях	Россыпи в областях развития гранитных пород и кварцевых жил

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 1

Минерал	Извлекаемые компоненты, имеющие промышленное (или потенциальное?) значение	Основные районы распространения	Примечания
Силлиманит Al_2SiO_5	Высокоглиноземистые огнеупоры, драгоценные камни	Шри-Ланка, Бразилия, США (Виргиния и Южная Каролина)	Акцессорный минерал в гнейсах и кристаллических сланцах; обломочный минерал в пляжевых песках
Слюды — силикаты Li, Mg, Fe, K, Na, Ca, Al	Слюдяная мелочь (?)		Широко распространены в больших количествах; обломочные минералы (не тяжелые)
Сфен (*титанит*) $CaTiSiO_5$	Титан (?)	Во многих районах	Широко распространен в качестве акцессорного минерала в магматических породах; обычный обломочный минерал
Тапиолит $FeTa_2O_6$ и *моссит* $Fe(Nb, Ta)_2O_6$	Ниобий и тантал (?)		Встречаются в виде обломочных минералов в районах развития гранит-пегматитов
Топаз $Al_2SiO_4(F, OH)_2$	Драгоценные камни	США (Калифорния, Техас), СССР (Урал), Япония, Бразилия, Шри-Ланка, Австралия, Гана	За счет высококремнистых пород
Торианит ThO_2 с U	Торий и уран (?)	Шри-Ланка, Мадагаскар	За счет гранит-пегматитов
Торит $ThSiO_4$	Торий (?)	США (Айдахо)	По структуре аналогичен *циркону*; встречается в виде обломочного минерала в областях с ториевой минерализацией
Уранинит UO_2	Уран		Встречается в виде обломочного минерала в районах развития гранит-пегматитов
Фенакит Be_2SiO_4	Бериллий (?)	Бразилия, СССР (Урал)	Напоминает *кварц*; обнаружен в районах развития гранитных пород или кристаллических сланцев
Фергусонит (Y, Er, Ce, Fe)(Nb, Ta, Ti)O_4 и *форманит* (U, Zr, Th, Ca)(Ta, Nb, Ti)O_4	Редкие земли, торий и ниобий—тантал (?)	Шри-Ланка, Свазиленд, ЮАР, Зимбабве, Западная Австралия, США (Северная Каролина)	Встречаются в виде обломочных минералов в районах развития гранитов и пегматитов
Хромит $FeCr_2O_4$, в небольших количествах Mg и Al	Хром	США (Калифорния, Орегон), Япония, Зимбабве	Перидотиты и родственные породы, серпентиниты; русловые и пляжевые россыпи
Хьельмит (*иттромикролит*) (Y, Ca)$(Ta, Nb)_2O_6(OH)$	Лантаноиды, актиноиды, ниобий и тантал (?)		Встречаются там же, где *колумбит* и *танталит*
Циркелит (Ca, Ce, Th, U)$Zr(Ti, Nb)_2O_7$ и редкие земли	Актиноиды, лантаноиды и цирконий (?)	Шри-Ланка и Бразилия	
Циркон $ZrSiO_4$ с HfO_2	Цирконий, гафний	США (Флорида, Джорджия), Австралия, Бразилия, Таиланд, Малайзия; широко распространен в виде обломочного минерала (см. *бадделеит*)	Обычный акцессорный минерал в магматических и метаморфических породах
Циртолит (*циркон*) $ZrSiO_4$ с U, Th, Y	Цирконий и редкие земли (?)	Шри-Ланка и Мадагаскар	Магматические породы, известняки и метаморфические породы
Шеелит $CaWO_4$	Вольфрам	Канада (Северо-Западные территории), Новая Зеландия	Источником обломочного материала являются кристаллические магматические породы; часто в приконтактовой зоне
Эвксенит (Y, Ca, Ce, U, Th)$(Nb, Ta, Ti)_2O_6$ и *поликраз* (близок к *эвксениту*)	Редкие земли, уран, ниобий и тантал	США (Айдахо, Монтана), Норвегия, Гренландия, Мадагаскар	Связаны с пегматитами и гранитными породами; в россыпях
Эшинит (Ce, Ca, Fe, Th)$(Ti, Nb)_2O_6$ и *приорит* (*иттроэшинит*) (Y, Er, Ca, Fe, Th)$(Ti, Nb)_2O_6$	Редкие земли, торий и ниобий (?)	СССР, Свазиленд	Нефелиновые сиениты, пегматиты и граниты; в виде обломочных минералов

ТАБЛИЦА 2

Относительная твердость (по шкале Мооса) и плотность промышленных и потенциально промышленных обломочных минералов

Плотность, г/см³	Мягкие (2—4,5)	Мягкие до твердых (3—6)	Твердые (5—6)	Твердые до очень твердых (5—7,5)	Очень твердые (6,5—7,5)	Самые твердые (8—10)
Легкие (2,00—2,85)	*Слюды* [а]		*Полевые шпаты*		*Кварц* [а] *Бертрандит*	*Берилл*
Тяжелые (2,86—5,8)	*Бастнезит* [аб]	*Циртолит* [б] *Бетафит* [ав] *Браннерит* [ав] *Ксенотим* [ав] *Торит* [ав]	*Анатаз* [а] *Сфен* [аб] *Хромит* [а] *Эшинит* [ав] *Самарскит* [ав] *Алланит* [аб] *Монацит* [ав] *Брукит* [а] *Ильменит* [а] *Циркелит* [ав] *Приорит* [ав] *Хьельмит* [ав] *Колумбит* [аг] *Микролит* [аб] *Пирохлор* [аб]	*Фергусонит* [ав] *Форманит* [ав] *Эвксенит* [ав] *Поликраз* [ав] *Кианит* *Силлиманит* *Магнетит* [а] *Гематит* [а] *Рутил* [а]	*Гадолинит* [б] *Циркон* *Бадделеит* [аг] *Гранаты* [а]	*Фенакит* *Топаз* *Корунд* *Алмаз* [а]
Очень тяжелые (5,9—7,5)		*Шеелит*	*Вольфрамит* [а]	*Касситерит* [а]		
Самые тяжелые (7,6—22,0)	*Киноварь* [а] *Серебро* *Золото* *Платина*	*Палладий*	*Уранинит* [ав]	*Тапиолит* [а] *Моссит* [а] *Танталит* [аг] *Иридосмин*	*Торианит* [ав]	

[а] Всегда или иногда черные или темноцветные, образуют черные пески в россыпных месторождениях.
[б] Может быть радиоактивным или нерадиоактивным в зависимости от присутствия или отсутствия в составе актиноидов.
[в] Обычно радиоактивен, так как актиноиды присутствуют в большом количестве.
[г] Радиоактивен только при наличии прорастаний радиоактивных минералов.

в виде пылеватых частиц, поскольку в этой форме они не подвергаются истиранию, возможно, вследствие предохраняющего воздействия окружающей воды или воздуха. Этот же фактор — тонкозернистость, — возможно, помогает и другим минералам преодолевать большие расстояния.

В состав черных песков входят также оксиды, сложные оксиды и силикаты. Важным компонентом минералов являются так называемые переходные элементы, в том числе лантаноиды (редкие земли) и актиноиды (трансурановые элементы). Все возрастающий интерес к редкоземельным элементам объясняется их физическими свойствами [3]. Изучение россыпных месторождений показывает, что в их составе насчитывается более 50 тяжелых минералов, содержащих наряду с другими элементами ниобий, тантал, иттрий, цирконий, гафний, уран, ванадий, торий, титан, золото, железо, кремнезем и редкие земли. В некоторых районах земного шара из черных песков добывают платину, хром, вольфрам, бериллий, олово и алмазы. Минералы черных песков настолько многочисленны, что перечислить их все здесь невозможно; список некоторых минералов дан в табл. 1. В одной из русских работ [2] описано более 145 разновидностей минералов россыпей; однако в их число включено много более легких и мягких минералов, чем те, которые обычно присутствуют в черных песках.

В некоторых черных песках содержатся метамиктные минералы, т. е. минералы, которые под влиянием радиоактивного излучения превратились в аморфные псевдоморфозы по первичным кристаллическим минералам (см. *Метамиктное состояние*). Частично за метамиктное состояние могут быть ответственны и метасоматические процессы. Подобные минералы с разупорядоченной кристаллической структурой обычно имеют очень сложный состав, и идентификация их крайне затруднительна; поэтому метамиктные минералы часто для простоты именуются просто «радиоактивной чернью». Основным методом идентификации некоторых метамиктных минералов черного цвета является использование порошковых рентгеновских дифрактограмм. При этом необходимо вначале восстановить первичную кристаллическую структуру путем нагревания минерального вещества. Сложные сростки радиоактивной черни и нерадиоактивных минералов и минералов с редкими землями, таких, например, как некоторые фосфаты (*монацит*, *ксенотим*), также нередки, что ставит дополнительные проблемы как в плане теоретического исследования этих минералов, так и в плане их промышленной эксплуатации.

В работах Милнера и др. [11], Гарднера [7], Кухаренко [1] и Хаттона [9] содержится наиболее полная и полезная информация по минералам черных песков. Сейчас известно более 8000 разновидностей минералов, но только около 50 из них обычно содержатся в черных песках (см. табл. 1). К имеющим потенциальную ценность относятся: а) минералы, являющиеся источниками металлов; б) драгоценные камни и другие минералы, используемые в промышленности; в) редкоземельные минералы; г) минералы, которые могут стать полезными по мере развития технологии; д) минералы, не представляющие промышленного интереса, но имеющие значение как спутники и, следовательно, индикаторы возможного присутствия ценных минералов [3].

В черных песках содержатся очень ценные металлы, включая *золото* и *платину*. В прошлом к определенным металлам из черных песков применялись определения необычный, редкий, новый, металл будущего, химически

ТАБЛИЦА 3

Свойства некоторых элементов, содержащихся в минералах черных песков

Элемент	Плотность при 20 °С, г/см³ [8]	Точка плавления, °С [8]	Содержание в кристаллических породах, г/т [10]
Бериллий Be	1,85	1284	2
Вольфрам W	19,3	3410	1
Гадолиний Gd	7,90	1312	6
Гафний Hf	13,29	2150	5
Железо Fe	7,87	1513	50 000
Золото Au	19,32	1063	0,005
Иттрий Y	6,98	1509	40
Кремний Si	2,33	1410	277 200
Лантан La	6,17	920	18
Лютеций Lu	9,84	1652	0,8
Неодим Nd	7,00	1024	24
Ниобий Nb	8,57	2468	24
Олово Sn	7,3	232	3
Палладий Pd	12,02	1552	0,01
Платина Pt	21,40	1769	0,005
Празеодим Pr	6,78	935	6
Прометей Pm	—	1035	—
Ртуть Hg	13,55	—38,87	0,5
Самарий Sm	7,54	1072	7
Серебро Ag	10,49	960,5	0,1
Скандий Sc	2,99	1539	5
Тантал Ta	16,6	2996	2
Титан Ti	4,54	1668	4 400
Торий Th	11,66	1750	10
Уран U	19,07	1132	2
Хром Cr	7,19	1875	200
Церий Ce	6,66	795	46
Цирконий Zr	6,45	1852	160

высокоактивный, неуловимый. До некоторой степени все эти определения остаются в силе, но некоторые термины могут ввести в заблуждение; так, «редкие металлы» не особенно редки в сравнении с содержанием других металлов в земной коре (табл. 3). Термин «неуловимый металл» хорош, поскольку многие металлы, содержащиеся в минералах черных песков, трудно выделить в виде чистого металла; число связанных с этим нерешенных технологических или металлургических проблем велико [8]. Заслуживают ли иные из этих металлов названия «необычных», следует еще доказать. Самое главное здесь заключается в том, что некоторые из этих металлов обеспечивают потребность в разнообразных материалах с необычными физическими, структурными и ядерными свойствами. Некоторые из этих металлов обладают свойствами, весьма желательными в космический век: легкость и прочность, вязкость и устойчивость, сопротивляемость высоким температурам, химической коррозии и воздействию радиации. Наличие у металлов таких свойств, а также использование их в связи с космическими исследованиями привели к возрастанию спроса на них.

Для промышленных целей вырабатывается более 50 основных сплавов хрома, ванадия, вольфрама, циркония, ниобия, тантала, бора, кальция и титана. Методы обработки менее употребительных металлов с использованием порошковой металлургии имеют особое значение для ядерной техники. Примером является бериллий, используемый в качестве нейтронного отражателя. Порошковая металлургия имеет очень большое значение в ракетостроении. Жаропрочные металлы хром-кобальт-никелевого класса можно использовать в температурных условиях до 815—980 °С. Другие материалы, например ниобий, тантал и вольфрам, вероятно, будут пригодными при температурах 1095—2760 °С [4].

Керамические материалы и металлокерамика в настоящее время включают карбиды, нитриды, бориды, дибориды и силициды — вещества с высокой химической стабильностью, устойчивостью к окислению (в том числе и при высоких температурах), большой прочностью и низкой плотностью. Такие материалы необходимы и развитым, и развивающимся странам, нуждающимся во все возрастающем количестве энергии и производимых товаров; они необходимы для продолжения исследования космоса и осуществления космических полетов и для быстро развивающейся электронной промышленности.

Некоторые металлы, которые были известны уже давно, но до настоящего времени почти не находили применения, начинают играть все большую роль, и в будущем их значение будет возрастать. К таким металлам, получаемым из минералов черных песков, относятся цирконий, гафний, ниобий, тантал, иттрий и хром. Все они могут быть получены в промышленных количествах из черных песков в виде сопутствующих или побочных продуктов.

Карбиды и дибориды ниобия, тантала и циркония дают материалы, применяемые при высоких температурах. Новые области применения найдены для циркониевых сплавов, устойчивых к окислению и коррозии, для сварных циркониевых трубок, для ниобий-танталовых сплавов в самолетостроении, космических аппаратах, электронике и химической промышленности, для сплавов ниобия и других металлов, обладающих повышенной ковкостью, для сплавов тантала, устойчивых к коррозии, и т. д. Даже металлы с плохими структурными характеристиками используются, например, в качестве полупроводников.

Большое значение для будущего имеет то обстоятельство, что содержание в земной коре некоторых из вошедших в употребление в последнее время металлов весьма

велико (см. табл. 3). Это, вероятно, приведет к расширению исследований по поискам новых областей применения этих металлов. Это будут, видимо, и абразивные материалы, и драгоценные камни, и благородные металлы, которые могут извлекаться из некоторых черных песков. К другим факторам, которые могут в будущем повлиять на освоение месторождений черных песков, относятся разработка технологии, позволяющей извлекать рассеянные минералы из низкосортных руд, и ограничения, налагаемые на поверхностные горные работы законами по охране окружающей среды. В некоторых случаях подземная разработка россыпных месторождений может разрешить экологические проблемы нарушения земной поверхности и стоимости ее восстановления [12].

В целом же основная минеральная продукция все еще добывается из россыпей [3, 5, 6]. Золотоносные россыпи имели во все времена наибольшее значение как источник *золота*, хотя этот источник, по-видимому, близок к истощению. *Алмазы*, добываемые как из наземных, так и подводных россыпей, обеспечивают основной объем мировых потребностей. Главный источник олова на Земле, *касситерит*, также добывается из наземных и подводных россыпей, расположенных главным образом на территории Малайзии и в Малаккском проливе. В последние годы было показано, что морские россыпи, простирающиеся от Андаманского моря (западнее Таиланда и южнее Бирмы) к югу и юго-востоку в Яванское море, являются очень многообещающими. Для разработки таких месторождений успешно применяются драги и гидравлические помпы [12].

Титан в форме *рутила* TiO_2 и *ильменита* $FeTiO_3$, а также *монацит* (Ce, La, Y, Th)PO_4 и *циркон* $ZrSiO_4$ в промышленных масштабах встречаются в широко распространенных пляжевых черных песках. Это же относится и к титансодержащим минералам железа. Добыча *платины* из россыпей месторождений, ведшаяся ранее в больших масштабах, в настоящее время, по-видимому, снижается.

К. СЕВЕДЖ

См. также: *Абразивные материалы; Алмаз; Геммология; Гранаты; Метамиктное состояние; Минеральные ресурсы; Порядок — беспорядок; Псевдоморфизм; Россыпные месторождения; Рутила группа; Самородные элементы и сплавы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Кухаренко А. А.* Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 318 с.
2. *Трушкова Н. Н., Кухаренко А. А* Атлас минералов россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 436 с.
3. *Brobst D. A., Pratt W. P., ed.* United States mineral resourdes, U. S. Geol. Survey Prof. Paper 820, 1973. 722 p.
4. *Clark F.* Advanced techniques in powder metallurgy. An AEC monograph prepared under direction of Am. Soc. for Metals. New York, Rowman and Littlefield, 1963. 180 p.
5. *Council* on international economic policy. Special report — critical imported materials (mineral commodities). Washington, D. C., U. S. Government printing office, 1974. 49 p. Commodi ty analysis (Appendix). 61 p.
6. *Daily A. F.* Placer mining. — In: Mining engineering handbook. Vol. 2. New York, Society of mining engineers, AIME, 1973, p. 17—151 to 17—180.
7. *Gardner D. E.* Black-sand, heavy-mineral deposits ot eastern Australia — Australian Bur. Min. Res. Geol. Geophys. Bull., 1955, 28, 103 p.
8. *Hampel C. A. e. a.* Rare metals handbook, 2nd ed. New York, Reinhold, 1961. 715 p.
9. *Hutton C. O.* Studies of heavy detrital minerals. — Geol. Soc. Am. Bull., 1950, 61, p. 635—710.
10. *Mason B.* Principles of geochemistry, 2nd ed. New York, Wiley, 1958.
11. *Milner H. B. e. a.* Diagnostic properties of sedimentary rock minerals. — In: Sedimentary petrography. Vol. 2, 4th rev. ed. London, George, Allen and Unwin, 1962, p. 15—207.
12. *Popov G.* Placer deposits in the working of mineral deposits. Moscow, Mir (in English), 1971, p. 567—597.
13. *US Bureau* of Mines. Commodity data summaries (to 1974). Washington, Bureau of Mines and Geological Survey, US Department ot the Interior, 1975. 193 p.

МИНЕРАЛЫ КОСТЕЙ — см. **БИОГЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ (МИНЕРАЛЫ В ОРГАНИЗМЕ ЧЕЛОВЕКА И ПОЗВОНОЧНЫХ).**

МИНЕРАЛЫ МЕТЕОРИТОВ

В метеоритах обнаружено около 100 различных минералов, причем более 60 из них были описаны начиная с 1960 г., в том числе 15 минералов в 1966—1967 гг., остальные были определены уже к середине XIX в., включая те немногочисленные из них, которые были известны еще с античных времен.

Такие бурные успехи современных исследований в этой области связаны с развитием и возможностями рентгеновских дифрактометрических методов и метода *электронно-зондового микроанализа*, которые позволяют получать совершенно точные характеристики структуры и химического состава по минеральным зернам размером всего лишь несколько микрометров. В результате все открытия начиная с первой половины нашего столетия были сделаны по акцессорным минералам, которые обычно встречаются в малых количествах или в виде следов. Хотя некоторые из таких минералов первоначально были обнаружены только в каком-то одном метеорите, эти единичные находки, как правило, оставались таковыми недолго. При исследовании малых фаз новых метеоритов происходит постепенное пополнение списка новых минералов, и отдельные из них в конце концов становятся характерными акцессорными минералами некоторых типов метеоритов.

Минералы, найденные в метеоритах, приведены ниже (звездочкой отмечены минералы, не установленные в земных породах).

ЭЛЕМЕНТЫ И СПЛАВЫ

Аваруит $FeNi_3$
Алмаз C
*Баррингерит** $(Fe, Ni)_2P$
Графит C
Камасит (Fe, Ni)
Карбины C (группа полиморфных модификаций углерода с тройными связями)
*Карлсбергит** CrN
Когенит $(Fe, Ni)_3C$
*Лонсдейлит** C
Медь Cu
Муассанит SiC (требует дополнительного изучения; возможно вторичное загрязнение карбидом при обработке образцов метеоритов)
*Осборнит** TiN
*Перриит** $(Ni, Fe)_2Si$
Сера S
*Тетратэнит** FeNi (сплав 1 : 1)
*Тэнит** (Fe, Ni)
*Хаксонит** $Fe_{23}C_6$
Чаоит C
*Шрейбервит** $(Fe, Ni)_3P$

СУЛЬФИДЫ

Алабандин (Mn, Fe)S
*Брецинаит** Cr_3S_4
Валлериит $4(Fe_3Cu)S \cdot 3(Mg, Al)(OH)_2$
*Гентнерит** $Cu_8Fe_3Cr_{11}S_8$
Джерфишерит $K_6(Cu, Fe, Ni)_{23}S_{26}Cl$
*Добреелит** $FeCr_2S_4$
Кубанит $CuFe_2S_3$
Макинавит FeS_{1-x}
*Нинингерит** (Mg, Fe)S
*Ольдгамит** CaS
Пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$
Пирит FeS_2
Пирротин $Fe_{1-x}S$
Сфалерит (Zn, Fe)S
Троилит FeS
Халькопирит $CuFeS_2$
*Хайдеит** $(Fe, Cr)_{1-x}(Ti, Fe)_2S_4$
Хизлевудит Ni_3S_2

ОКСИДЫ

Бадделеит ZrO_2
Герцинит $(Fe, Mg)Al_2O_4$
Гибонит $CaAl_{12}O_{19}$
Ильменит $FeTiO_3$
Кварц SiO_2
Корунд Al_2O_3
Кристобалит SiO_2
Магнетит Fe_3O_4 (возможно, частично *треворит* $NiFe_2O_4$)
Перовскит $CaTiO_3$
Рутил TiO_2
*Синоит** Si_2N_2O
Тридимит SiO_2 (включает «шпигованные» разновидности с малым содержанием Na и Al)
Хромит $FeCr_2O_4$ (включает магнезиальную разновидность)
Шпинель $MgAl_2O_4$

ОКСАЛАТЫ

Уэвеллит $CaC_2O_4 \cdot H_2O$

ГАЛОИДЫ

*Лавренсит** (Fe, Ni)Cl_2

КАРБОНАТЫ

Доломит $CaMg(CO_3)_2$
Кальцит $CaCO_3$
Магневит (Mg, Fe)CO_3

СУЛЬФАТЫ

Блёдит $Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$
Эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$

ФОСФАТЫ

*Брайенит** $Na_2CaMg(PO_4)_2$
*Бухвальдит** $NaCaPO_4$
Витлокит $Ca_3(PO_4)_2$ (во всех случаях оказалось, что вместо меррилита присутствует *витлокит*)
Графтонит $(Fe, Mn)_3[PO_4]_2$
*Панетит** $(Ca, Na)_2(Mg, Fe)_2(PO_4)_2$
Саркопсид $(Fe, Mn)_3(PO_4)_2$
*Стенфилдит** $Ca_4(Mg, Fe)_5(PO_4)_6$
*Фаррингтонит** $Mg_3(PO_4)_2$
Хлорапатит $Ca_5(PO_4)_3Cl$

СИЛИКАТЫ

Авгит $Ca(Mg, Fe, Al)(SiO_3)_2$
Андрадит $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$
Волластонит $CaSiO_3$
Геленит $Ca_2Al_2SiO_7$
Гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$
Диопсид $Ca(Mg, Fe)(SiO_3)_2$ (включает хромдиопсид)
Железистый *шамозит* $Fe_6Mg_3[(Si_4O_{10})(OH)_8]_2$
Калиевый *полевой шпат* $(K, Na)AlSi_3O_8$
Кордиерит $(Mg, Fe)_2Al_3Si_5AlO_{18}$
*Криновит** $NaMg_2CrSi_3O_{10}$
Кронстедтит $(Fe_3^{2+}Fe^{3+})(SiFe^{3+}O_5)(OH)_4$
*Меджерит** $Mg_3(Mg, Si)Si_3O_{12}$
Мелилит $Ca_2(Mg, Al)(Si, Al)_2O_7$
*Меррихьюит** $(K, Na)_2Fe_5Si_{12}O_{30}$
Монтмориллонит $(Na, Ca)(Al, Mg)_6Si_{12}O_{30}(OH)_6 \times \times nH_2O$
Нефелин $NaAlSiO_4$
Оливин $(Mg, Fe)_2SiO_4$
Пижонит $(Ca, Mg, Fe)SiO_3$
Плагиоклаз $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$ (богатый натрием *плагиоклаз* встречается в высоком и в низком структурном состоянии)
*Рёддерит** $(K, Na)_2Mg_5Si_{12}O_{30}$ (включает глиноземистую разновидность)
Рёнит $CaMg_2TiAl_2SiO_{10}$
*Рингвудит** $(Mg, Fe)_2SiO_4$
Рихтерит $Na_2CaMg_5Si_8O_{22}F_2$
Санидин $KAlSi_3O_8$ (найден в структурном состоянии высокого санидина)
Серпентин $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$
Содалит $Na_4ClSi_3Al_3O_{12}$
Фассаит $Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$
Циркон $ZrSiO_4$
Энстатит-гиперстен $(Mg, Fe)SiO_3$ (присутствуют ромбические и моноклинные модификации; в углистых хондритах некоторые *энстатиты* могут быть высокоглиноземистыми)
*Юриит** $NaCr(SiO_3)_2$
*Ягиит** $(Na, K)_3Mg_4(Mg, Fe, Ti, Al)_8(Si, Al)_{24}O_{60}$.

ГЛАВНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Из примерно 3000 известных ныне метеоритов подавляющая часть (95 %) подразделяется на три типа: 1) обычные хондриты; 2) железные и 3) железокаменные. Вследствие этого наиболее распространенными и типичными минералами метеоритов считаются те, которые найдены в метеоритах этих трех типов, а именно: *оливины*, *пироксены*, *плагиоклазы*, металлы, *троилит*, *шрейберзит* и *графит*.

О л и в и н. Главным компонентом всех обычных хондритов, исключая энстатитовые хондриты (фото 12), является *оливин*. Это единственный силикатный минерал в железокаменных метеоритах — палласитах (фото 13). *Оливин* встречается в качестве главного или малого компонента в некоторых типах ахондритов и *углистых* хондритов и часто присутствует в следовых количествах в октаэдритовых железных метеоритах.

По составу оливин варьирует от чистого *форстерита* Fo_{100} до Fo_{31}, однако наиболее часто встречаются составы в диапазоне Fo_{85}—Fo_{68}. Этот интервал составов характерен для обычных хондритов — самой крупной обособленной группы среди указанных типов метеоритов. Наиболее магнезиальные и наиболее железистые разновидности *оливина* присутствуют только в небольшом числе ахондритов.

П и р о к с е н ы. Это — главный составной компонент хондритов (фото 14), железокаменных метеоритов, называемых мезосидеритами, а также большинства ахондритов. В следовых количествах встречается в некоторых октаэдритовых железных метеоритах.

Пироксены метеоритов подразделяются на следующие семь типов:

1) низкокальциевые (орторомбические) $(Mg, Fe)SiO_3$;
2) низкокальциевые (моноклинные) $(Mg, Fe)SiO_3$;
3) *пижонит* $(Ca, Mg, Fe)SiO_3$,
4) *диопсид* $Ca(Mg, Fe)(SiO_3)_2$;
5) *авгит* $Ca(Mg, Fe, Al)(SiO_3)_2$;

6) *юриит* $NaCr(SiO_3)_2$;
7) *фассаит* $Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$.

Среди *пироксенов* в хондритах преобладают пироксены первого и второго типов, которые варьируют по составу от чистого энстатита En_{100} до En_{75}. В этих метеоритах содержание CaO в пироксенах обычно низкое (2 мол. % и менее). Хотя в некоторых хондритах присутствуют только ромбические *пироксены*, в большинстве случаев наряду с ними встречаются в небольшом количестве и моноклинные. В некоторых хондритах найдены только моноклинные *пироксены*.

В мезосидеритах и некоторых ахондритах *пироксены* первого типа обычно более железистые и колеблются в диапазоне En_{79}—En_{50} с содержанием CaO около 5 мол. %. Ряд мезосидеритов и ахондритов включают, кроме того, *пижонит* (третий тип) с примерным содержанием CaO 10 мол. %, а количество MgO меняется в интервале составов от En_{50} до En_{28}.

Диопсид в качестве главного компонента установлен только в двух ахондритах, в других же встречается крайне редко. В некоторых железных метеоритах он обнаружен в следовых количествах и обычно представлен ярко-зеленым *хромдиопсидом*, содержащим до 1 вес. % Cr_2O_3 и большое количество MgO (*диопсид* Di_{95} и более высокомагнезиальные разновидности). *Авгит* найден только в одном-единственном хондрите, тогда как *юриит* (хромсодержащий аналог *акмита*) встречен в виде следов в двух железных метеоритах. *Фассаит* установлен в малых количествах в метеоритах третьего типа — углистых хондритах.

Плагиоклазы. Присутствуют в небольших количествах в большинстве каменных метеоритов и встречается в качестве малого компонента в силикатных включениях в некоторых железных и мезосидеритовых метеоритах. Отмечаются два довольно узких диапазона составов: в хондритах, энстатитовых хондритах и железных метеоритах состав *плагиоклазов* меняется от *альбита* до *олигоклаза*, в остальных типах ахондритов и мезосидеритов — от *битовнита* до *анортита*. Детальные исследования плагиоклазов в метеоритах немногочисленны, но вместе с тем было установлено, что в некоторых хондритах *плагиоклаз* представлен высокотемпературной разновидностью с разупорядоченной структурой. Более того, во многих хондритах обнаружено в небольшом количестве непрозрачное стекловидное вещество, которое отвечает девитрифицированному *плагиоклазу*.

В некоторых хондритах и железных метеоритах присутствует в небольших количествах *маскелинит* — плагиоклазовое стекло. Его возникновение связывают с ударным воздействием при столкновении метеорных тел в космосе. В условиях низких температур и отсутствия воды процессы девитрификации шли замедленно.

Железоникелевые сплавы. Железоникелевые металлические сплавы встречаются во всех метеоритах, за исключением первого типа — углистых хондритов и небольшого числа ахондритов. Естественно, что эти металлы являются составной частью железных и железокаменных метеоритов (фото 13 и 15); в каменных метеоритах они могут встречаться либо только в следовых количествах (<1 %), либо как главный компонент (25 %).

Металлы находятся обычно в виде двух сосуществующих фаз: *камасита* (альфа-фаза железа) с объемноцентрированной кубической структурой и *тэнита* (гамма-фаза железа) с гранецентрированной кубической структурой. *Камасит* состоит примерно из 94 % железа, 5 % никеля и менее 1 % приходится на кобальт, углерод, фосфор и др. *Тэнит* содержит около 35—73 % железа, 27—65 % никеля в зависимости от типа метеорита.

В хондритах и октаэдритовых железных матеоритах (фото 15) совместно встречаются *камасит* и *тэнит*. В железных метеоритах с валовым содержанием никеля менее 5 вес. % (гексаэдриты и бедные никелем атакситы) металлическая фаза целиком представлена *камаситом*. В богатых никелем атакситах (с валовым содержанием никеля более 25 вес. %) металлическая фаза представлена *тэнитом*. Причины такого сосуществования этих двух фаз хорошо видны при рассмотрении фазовой диаграммы Fe—Ni и обсуждаются на ряде конкретных примеров в конце настоящей статьи.

Чрезвычайно тонкое срастание *камасита* и *тэнита* называется *плесситом* (см. фото 15).

Троилит. Обнаружен в небольших количествах почти во всех метеоритах. Отношение в нем железа к сере равно 1 : 1, этим он отличается от очень близкого земного минерала — *пирротина*, в котором наблюдается дефицит закисного железа. В метеоритном *троилите* содержится очень мало примесей, обычно менее 0,5 вес. % таких элементов, как никель и кобальт.

Шрейберзит. Представляет собой сплав железа и никеля с фосфором в пропорции 3 : 1, содержит фосфор и потому относится к фосфидам. Он найден во всех железных метеоритах (см. фото 15), многих железокаменных и хондритовых метеоритах. *Шрейберзит* всегда присутствует только в следовых количествах. В железных метеоритах он встречается в двух формах: в виде отчетливых массивных нодулей или каемок, обрамляющих нодули *троилита*, или в виде плоских пластинок в пределах металлической фазы. В последнем случае он называется рабдитом. Содержание никеля относительно железа в *шрейберзите* варьирует от 12 до 38 мол. %.

Графит. Широко распространенный акцессорный минерал многих железных метеоритов, в которых он встречается в виде пластинок или нодулей, часто образующих тонкие срастания с *троилитом*. В каменных метеоритах он присутствует крайне редко — в одном из типов ахондритов и хондритов (энстатитовые хондриты).

В ряде железных метеоритов в пределах массивных графитовых нодулей найдены мелкие кубические «кристаллы» *графита*. Некоторые исследователи считают, что они могут представлять собой псевдоморфозы *графита* по *алмазу*.

В углистых хондритах *графит* как таковой, по-видимому, не встречается, а присутствуют одна разновидность или более группы полиморфных модификаций углерода — так называемые карбины.

Алмазы обнаружены в небольшом числе железных метеоритов и в одном типе ахондритов. Они, по-видимому, сформировались под действием механических ударных сил либо во внеземной обстановке, либо при падении на Землю. По всей вероятности, их кристаллизация происходила в неравновесных условиях при высоком гидростатическом давлении.

Прочие акцессорные минералы. В сравнительно небольшом числе железных метеоритов встречен в малых количествах *когенит*. Изредка в некоторых железных метеоритах присутствует *лавренсит* — минерал, совершенно нестабильный в нормальных атмосферных условиях. На воздухе он быстро гидратируется с образованием оксида железа и соляной кислоты, которая в свою очередь реагирует с металлами метеоритов. Таким образом, *лавренсит*, вероятно, распространен более широко, чем принято думать. О быстрой коррозии ряда железных, каменных и железокаменных матеоритов часто можно судить по присутствию мельчайших зерен акцессорного *лавренсита*, которые обнаруживаются с трудом.

ХАРАКТЕРНЫЕ ВТОРОСТЕПЕННЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы группы шпинели. *Шпинель* была найдена в следовых количествах только в четырех хондритах. Она обнаружена в нескольких метеоритах типов II и III углистых хондритов и, вероятно, может присутствовать во всех метеоритах. *Магнетит* (иногда,

возможно, *треворит*) — акцессорный минерал метеоритов типа I углистых хондритов и второстепенный минерал в метеоритах типа II углистых хондритов. *Хромит* — весьма распространенный следовый минерал во всех обычных и ряде углистых хондритов, встречается также в некоторых железных метеоритах, имеющих включения силикатов. В отличие от земного, *хромит* метеоритов имеет состав, очень близкий к идеальному $FeCr_2O_4$. В одном случае, однако, в железном метеорите в нодуле *графита* был обнаружен магнезиальный *хромит*.

Фосфаты. Присутствуют в качестве обычных акцессориев в каменных, железокаменных и железных метеоритах. Во всех случаях они представлены в форме ортофосфатов. Водных или гидроксидных фосфатов не обнаружено, за исключением находок *вивианита* $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8\,H_2O$ в нескольких железных метеоритах в виде тонких пленок на *саркопсиде* и *графтоните*. В данном случае они являются продуктами наземного выветривания первичных метеоритных фосфатов.

Из фосфатов, приведенных в таблице, только *витлокит* относится к числу довольно часто встречающихся минералов.

МИНЕРАЛЫ, СВЯЗАННЫЕ С ОСОБЫМИ ТИПАМИ МЕТЕОРИТОВ

Углистые хондриты. Они не составляют крупного класса метеоритов, поэтому нехарактерные в общем для метеоритов минералы, связанные с ними, не являются широко распространенными, если брать метеориты в целом. Вместе с тем сами углистые хондриты в силу своего специфического минерального состава занимают особое место среди всех других метеоритов, и исследование их послужило отправным моментом при разработке теорий происхождения и развития метеоритов и планет. Присутствующий в углистых хондритах углерод рассматривался выше.

В углистых хондритах типа I и II содержится много фаз *слоистых силикатов*, которые в литературе известны под общим названием *серпентинов*. Вследствие чрезвычайно малого размера зерен (менее 100 нм) рентгеновскими дифрактометрическими методами не удается разделить разные фазы, однако повышение разрешающей способности методов электронной микроскопии и электронной дифрактометрии позволило провести предварительную идентификацию некоторых минералов группы *глин* и *серпентина*. Среди них выявлены *шамозит* (вероятнее всего, неглиноземистый железистый *шамозит*), *кронстедтит*, *монтмориллонит* и одна полиморфная модификация или более минералов группы *серпентина*.

Углистые хондриты в целом содержат от < 1 до > 20 вес. % H_2O по валовому химическому анализу, тогда как все другие метеориты — безводные, если исключить возможное присутствие следовых количеств воды. Наиболее богатые водой углистые хондриты содержат второстепенные или следовые количества водных фаз, таких как *гипс*, *эпсомит* и *блёдит*. *Слоистые силикаты*, рассматривавшиеся выше, тоже, разумеется, относятся к водным силикатам. В метеоритах другого типа все эти водные минералы отсутствуют. Далее, в углистых хондритах типа I и II присутствуют единственные из известных в метеоритах карбонатные минералы: *доломит*, *магнезит* и *кальцит*. Они встречаются только в следовых количествах.

Органические соединения, обнаруженные в углистых хондритах, в строгом смысле не являются минералами, хотя традиционно при общей характеристике метеоритов они рассматриваются наряду с минералами. Как и в случае природного земного органического вещества низкой — умеренной плотности, возникает проблема диагностики отдельных молекулярных видов и их распространенности. В процессе выделения и дистилляции первичные молекулы могут легко разрушиться, и при этом образуются новые молекулы. Более того, присущая большинству углистых хондритов пористость способствует быстрому загрязнению многочисленными видами органических молекул, находящихся в почве, пыли и (или) просто на руках людей, соприкасающихся с образцами.

При анализе органического вещества в углистых хондритах установлены разнообразные алканы (в диапазоне C_{15}—C_{30}), а также ароматические углеводороды. Кроме того, были обнаружены азотные соединения, в том числе более 30 рацемических аминокислот. До настоящего времени ни для одного органического соединения из метеоритов не было установлено однозначных свидетельств оптической активности. Небиогенная природа всех этих органических соединений не вызывает сомнения у исследователей.

Энстатитовые хондриты и энстатитовые ахондриты. Энстатитовые хондриты составляют лишь незначительную часть большой группы обычных хондритов. Аналогичным образом энстатитовые ахондриты составляют небольшую долю от известных ныне ахондритов. Тем не менее они представляют интерес из-за находок в них специфических минералов.

Энстатитовые хондриты сложены преимущественно *энстатитом*, фактически лишенным FeO (En_{100}), *диопсидом* (Di_{100}) и *камаситом*. В небольшом количестве встречается *плагиоклаз* (*олигоклаз*) и *троилит*. *Оливин* обычно отсутствует, хотя изредка устанавливается в следовых количествах.

Энстатитовые ахондриты сложены главным образом *энстатитом* (En_{100}) при небольшом содержании *олигоклава*, *форстерита* или *диопсида*, металлов и *троилита*. Только в этих метеоритах обнаружены в следовых количествах такие редко встречающиеся минералы, как *ольдгамит*, *добреелит*, *алабандин*, *осборнит*, *перриит* и *синоит*. Присутствие сульфидов кальция и хрома, а также единственно известных нитридов и силицидов, наряду с содержанием до 1,6 % Si, растворенного в *камасите*, свидетельствует о высоковосстановительных химических условиях, в которых формировались метеориты, принадлежащие этим группам.

ПРОЧИЕ МИНЕРАЛЫ

Остальные минералы, приведенные в таблице, которые не обсуждались здесь, встречаются крайне редко, обычно известны единичные их находки. Некоторые из них нуждаются в дополнительном изучении на предмет их важности.

Э. ОЛСЕН

См. также: *Плагиоклавы; Пироксены; Электронно-зондовый микроанализ.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Keil K.* Meteorite composition. Wedepohl K. ed. — Handbook of geochemistry, 1969, 1, p. 87—115.

2. *McCall G. J.* Meteorites and their origins. New York, Wiley, 1973. 352 p.

3. *Wasson J. T.* Meteorites. New York, Springer-Verlag, 1974. 316 p.

Ramdohr P. The opaque minerals in stony meteorites. Berlin, 1973. 245 p.

МИНЕРАЛЫ ОПТИЧЕСКИ ОДНООСНЫЕ И ДВУОСНЫЕ

Свет взаимодействует с веществом по-разному. Луч света, направленный на непрозрачное, т. е. имеющее металлический блеск, вещество, полностью отражается

(см. *Рудная микроскопия*). Свет, падающий на относительно прозрачные вещества — газ, жидкость или твердое тело — претерпевает отражение, преломление и поглощение (см. *Окраска минералов*).

ПОКАЗАТЕЛЬ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

Скорость света v при прохождении через вещество меньше его скорости в вакууме ($c = 3 \cdot 10^{10}$ см/с). Показатель преломления n вещества определяется как отношение скорости света в вакууме к его скорости в веществе $n = c/v$. Большинство минералов характеризуются показателями преломления в диапазоне 1,4—2,5 (см. *Показатель преломления*). Изотропные вещества (см. *Изотропия*), включающие газы, большинство жидкостей и стекла, а также минералы кубической сингонии (см. *Симметрия*), имеют один показатель преломления (табл. 1). Некоторые минералы с изменчивым химическим составом характеризуются меняющимися показателями преломления.

ТАБЛИЦА 1

Изотропные минералы

Минерал	Показатель преломления	Минерал	Показатель преломления
Флюорит	1,433—1,435	*Периклаз*	1,735—1,745
Опал	1,435—1,460	*Спессартин* *	1,799
Содалит	1,483—1,487	*Альмандин* *	1,830
Анальцим	1,479—1,493	*Уваровит* *	1,863
Лейцит	1,508—1,511	*Андрадит* *	1,887
Галит	1,544	*Лимонит*	2,0—2,1
Пироп *	1,713	*Алмаз*	2,4195
Шпинель	1,719	*Сфалерит*	2,37—2,50
Гроссуляр *	1,734		

* Показатель преломления крайнего члена ряда группы *граната*.

АНИЗОТРОПИЯ ОПТИЧЕСКАЯ

К оптически анизотропным относятся минералы, в которых при прохождении через них света наблюдается явление двупреломления (см. *Анизотропия*). Явление двупреломления наиболее отчетливо можно наблюдать в спайном ромбоэдре кальцита. Если через такую выколку рассматривать печатный текст, то видны две одинаковые строки — одна под другой. Эти два изображения кажутся находящимися внутри ромбоэдра, следовательно, свет, проходящий через кальцит, имеет меньшую скорость, чем в воздухе. Тот факт, что эти изображения находятся на разной глубине, указывает на различные скорости лучей, с которыми связаны эти изображения. Эти два луча, помимо того, являются поляризованными; при повороте над ромбоэдром кальцита поляризующей пластинки из пластика того типа, что используют в светозащитных очках, в ней исчезает то одно, то другое изображение.

Одно изображение кажется находящимся непосредственно над печатным текстом, а другое оказывается смещенным относительно его. По мере вращения ромбоэдра второе изображение поворачивается вокруг первого. Луч, создающий первое изображение, называется обыкновенным, поскольку его движение подчиняется закону преломления Снеллиуса ($n = \sin i/\sin r$, где n — показатель преломления, i — угол падения, r — угол отражения). Луч света, с которым связано второе изображение, не подчиняется этому закону, и этот луч называется необыкновенным.

Все кристаллы, за исключением относящихся к кубической сингонии, оптически анизотропны, но немногие из них имеют более сильное двупреломление, чем кальцит, а в большинстве минералов это явление выражено гораздо слабее. Анизотропные минералы по оптическим свойствам подразделяются на два класса (см. *Оптическая минералогия*).

ОДНООСНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы, кристаллизующиеся в гексагональной, тригональной или тетрагональной сингонии, являются оптически одноосными, и их оптическая ось совпадает с кристаллографической осью — *c* (см. *Кристаллография морфологическая*). Луч света, проходящий параллельно оптической оси, называется обыкновенным, и колебания его распространяются таким образом, как если бы минерал был изотропным в этом направлении. Показатель преломления, связанный с колебаниями вдоль обыкновенного луча, обозначается символом n_o. Свет, проходящий перпендикулярно к оптической оси, расщепляется на два плоскополяризованных луча. Оба эти луча обыкновенные, но имеют различные скорости, вследствие чего соответствующие показатели преломления обозначаются как n_o и n_e. Если n_e больше чем n_o, минералы относят к оптически положительным, а если n_e меньше n_o, — к оптически отрицательным (табл. 2). От различия между n_o и n_e зависит сила двупреломления одноосного минерала.

ТАБЛИЦА 2

Оптически одноосные минералы

Минерал	n_o	n_e
Оптически положительные минералы		
Лед	1,30907	1,31052
Кварц	1,544	1,553
Брусит	1,559—1,590	1,580—1,600
Шеелит	1,9208	1,9375
Циркон	1,920—1,960	1,967—2,015
Касситерит	1,990—2,010	2,091—2,100
Рутил	2,605—2,616	2,890—2,903
Оптически отрицательные минералы		
*Гидротальк*ит	1,511—1,531	1,495—1,529
Апофиллит	1,537—1,545	1,537—1,544
Вермикулит	1,545—1,583	1,525—1,564
Гидромусковит	1,56—1,60	1,53—1,57
Берилл	1,568—1,602	1,563—1,594
Флогопит	1,557—1,637	1,530—1,590
Парагонит	1,594—1,609	1,564—1,580
Даллит (*апатит*)	1,603—1,628	1,598—1,619
Глауконит	1,61—1,65	1,56—1,61
Фторапатит	1,633—1,650	1,629—1,646
Эльбаит (*турмалин*)	1,635—1,658	1,615—1,633
Биотит	1,605—1,696	1,565—1,625
Гидроксилапатит	1,643—1,658	1,637—1,654
Дравит (*турмалин*)	1,631—1,658	1,610—1,633
Кальцит	1,658	1,486
Стильпномелан	1,576—1,745	1,543—1,634
Шерл (*турмалин*)	1,658—1,698	1,633—1,675
Доломит	1,679	1,500
Магнезит	1,700	1,509
Анкерит	1,690—1,750	1,510—1,548
Везувиан	1,702—1,752	1,698—1,746
Корунд	1,767—1,772	1,759—1,762
Родохрозит	1,816	1,597
Сидерит	1,875	1,633
Анатаз	2,561	2,488
Ильменит	~2,7	
Гематит	3,15—3,22	2,87—2,94

ТАБЛИЦА 3

Оптически положительные двуосные минералы

Минерал	n_m	n_p	n_g
Клиноптилолит	1,480	1,478	1,481
Морденит	1,475—1,485	1,472—1,483	1,477—1,487
Натролит	1,476—1,486	1,473—1,483	1,485—1,496
Гейландит	1,487—1,505	1,487—1,505	1,488—1,512
Филлипсит	1,484—1,509	1,483—1,504	1,486—1,514
Вайракит	1,500	1,498	1,502
Гипс	1,522—1,526	1,519—1,521	1,529—1,531
Альбит	1,531—1,537	1,527—1,533	1,538—1,543
Олигоклаз	1,537—1,541	1,533—1,537	1,543—1,547
Кордиерит	1,524—1,574	1,522—1,560	1,527—1,578
Уэвеллит	1,553	1,489	1,649
Андезин	1,548—1,558	1,544—1,555	1,551—1,563
Лабрадор	1,558—1,569	1,555—1,565	1,563—1,574
Диккит	1,560—1,566	1,558—1,564	1,563—1,571
Битовнит	1,569—1,572	1,565—1,567	1,574—1,577
Гиббсит	1,568—1,580	1,568—1,580	1,587—1,600
Ангидрит	1,576	1,570	1,614
Клинохлор	1,56—1,60	1,56—1,59	1,57—1,60
Цельзиан	1,593—1,583	1,587—1,579	1,600—1,588
Амезит	1,59—1,62	1,59—1,60	1,61—1,62
Пектолит	1,604—1,615	1,595—1,610	1,632—1,645
Топаз	1,609—1,631	1,606—1,630	1,616—1,638
Бирюза	1,62	1,61	1,65
Целестин	1,623—1,624	1,621—1,622	1,630—1,633
Хондроит	1,602—1,655	1,592—1,643	1,619—1,675
Пренит	1,615—1,647	1,610—1,637	1,632—1,673
Антофиллит	1,602—1,672	1,588—1,663	1,613—1,683
Гумит	1,619—1,653	1,607—1,643	1,639—1,675
Барит	1,636—1,639	1,634—1,637	1,646—1,649
Паргасит	1,62—1,66	1,61—1,66	1,63—1,67
Жедрит	1,622—1,676	1,610—1,667	1,632—1,684
Бёмит	1,65—1,66	1,64—1,65	1,65—1,67
Силлиманит	1,654—1,670	1,653—1,661	1,669—1,684
Куммингтонит	1,640—1,676	1,628—1,658	1,652—1,692
Форстерит	1,651—1,673	1,635—1,653	1,670—1,690
Энстатит	1,655—1,669	1,654—1,664	1,665—1,675
Сподумен	1,655—1,670	1,648—1,663	1,662—1,679
Жадеит	1,659—1,674	1,654—1,665	1,667—1,688
Роговая обманка	1,618—1,714	1,610—1,700	1,630—1,730
Клиногумит	1,636—1,709	1,623—1,702	1,651—1,728
Лавсонит	1,672—1,676	1,665	1,684—1,686
Диопсид	1,672—1,681	1,664—1,672	1,694—1,702
Клиноэнстатит	1,654—1,706	1,651—1,705	1,660—1,726
Омфацит	1,670—1,700	1,662—1,691	1,688—1,718
Пижонит	1,684—1,722	1,682—1,722	1,705—1,751
Цоизит	1,688—1,711	1,685—1,707	1,697—1,725
Рибекит	1,690—1,712	1,690—1,702	1,702—1,719
Авгит	1,672—1,741	1,671—1,735	1,703—1,761
Диаспор	1,705—1,725	1,682—1,706	1,730—1,752
Пумпеллиит	1,675—1,754	1,674—1,748	1,688—1,764
Клиноцоизит	1,707—1,725	1,703—1,715	1,709—1,734
Астрофиллит	1,703—1,746	1,678—1,740	1,733—1,765
Эгирин-авгит	1,742—1,710	1,722—1,700	1,758—1,730
Геденбергит	1,730—1,736	1,722—1,728	1,750—1,757
Хризоберилл	1,734—1,749	1,732—1,747	1,741—1,758
Ставролит	1,740—1,754	1,736—1,747	1,745—1,762
Алланит	1,700—1,815	1,690—1,791	1,706—1,828
Пьемонтит	1,730—1,807	1,725—1,794	1,750—1,832
Монацит	1,777—1,801	1,774—1,800	1,828—1,851
Титанит	1,870—2,034	1,840—1,950	1,943—2,110
Сера	2,038	1,958	2,245
Вольфрамит	2,22—2,40	2,17—2,31	2,30—2,46
Брукит	2,584	2,583	2,700

ТАБЛИЦА 4

Оптически отрицательные двуосные минералы

Минерал	n_m	n_p	n_g
Нитрон	1,425	1,405	1,440
Бура	1,469	1,447	1,472
Трона	1,492	1,412—1,418	1,540—1,543
Натриевая селитра	1,504—1,506	1,332—1,335	1,504—1,506
Ломонтит	1,512—1,522	1,502—1,514	1,514—1,525
Микроклин	1,518—1,519	1,514—1,516	1,521—1,522
Ортоклаз	1,522—1,524	1,518—1,520	1,522—1,525
Санидин	1,522—1,529	1,518—1,524	1,522—1,530
Анортоклаз	1,529—1,532	1,524—1,526	1,530—1,534
Альбит	1,532—1,533	1,528—1,534	1,538—1,542
Олигоклаз	1,541—1,548	1,537—1,544	1,547—1,551
Монтмориллонит	1,50—1,59	1,48—1,57	1,50—1,60
Хризотил	1,530—1,564	1,529—1,559	1,537—1,567
Кордиерит	1,524—1,574	1,522—1,560	1,527—1,578
Лизардит		1,538—1,554	1,546—1,560
Вермикулит	1,545—1,583	1,525—1,564	1,545—1,583
Каолинит	1,559—1,569	1,553—1,565	1,560—1,570
Лепидолит	1,551—1,585	1,525—1,548	1,554—1,587
Антигорит	1,55—1,59	1,54—1,58	1,55—1,59
Битовнит	1,572—1,580	1,567—1,573	1,577—1,585
Анортит	1,580—1,585	1,573—1,577	1,585—1,590
Тальк	1,575—1,594	1,538—1,550	1,565—1,600
Пирофиллит	1,586—1,589	1,534—1,556	1,596—1,601
Иллит	1,57—1,61	1,54—1,67	1,57—1,61
Мусковит	1,582—1,610	1,552—1,574	1,587—1,610
Флогопит	1,557—1,637	1,530—1,590	1,558—1,637
Парагонит	1,594—1,609	1,564—1,680	1,600—1,609
Тремолит	1,612—1,629	1,600—1,616	1,626—1,640
Маргарит	1,625—1,648	1,595—1,638	1,627—1,650
Антофиллит	1,602—1,672	1,588—1,663	1,613—1,683
Глаукофан	1,612—1,663	1,594—1,647	1,618—1,663
Андалузит	1,633—1,644	1,629—1,640	1,638—1,650
Волластонит	1,627—1,659	1,615—1,646	1,629—1,662
Нимит	1,647	1,637	1,648
Жедрит	1,622—1,676	1,610—1,667	1,632—1,684
Биотит	1,605—1,696	1,565—1,625	1,605—1,696
Холмквистит	1,642—1,660	1,622—1,642	1,646—1,666
Актинолит	1,629—1,680	1,616—1,669	1,640—1,688
Шамозит	1,64—1,67	1,64—1,66	1,65—1,67
Стильпномелан	1,576—1,745	1,543—1,634	1,576—1,745
Монтичеллит	1,646—1,674	1,639—1,663	1,653—1,680
Стронцианит	1,664	1,516	1,666
Магнезиоарфведсонит	1,652—1,677	1,638—1,672	1,654—1,684
Роговая обманка	1,618—1,714	1,610—1,700	1,630—1,730
Эденит-ферроэденит	1,618—1,714	1,615—1,705	1,632—1,730
Витерит	1,676	1,529	1,677
Арагонит	1,680	1,530	1,685
Куммингтонит	1,676—1,684	1,658—1,664	1,692—1,700
Аксинит	1,677—1,701	1,672—1,693	1,681—1,704
Арфведсонит	1,677—1,710	1,672—1,700	1,684—1,715
Рибекит	1,690—1,712	1,690—1,702	1,702—1,719
Гиперстен	1,695—1,722	1,686—1,710	1,699—1,725
Керсутит	1,69—1,74	1,67—1,69	1,70—1,77
Кианит	1,720—1,725	1,712—1,718	1,727—1,734
Хлоритоид	1,719—1,734	1,713—1,730	1,723—1,740
Эпидот	1,725—1,784	1,715—1,751	1,734—1,797
Азурит	1,754—1,758	1,730	1,835—1,838
Алланит	1,700—1,815	1,690—1,791	1,706—1,828
Эгирин	1,820—1,742	1,776—1,722	1,836—1,758
Тефроит	1,81	1,77	1,82
Фаялит	1,848—1,869	1,806—1,827	1,858—1,879
Малахит	1,875	1,655	1,909
Церуссит	2,074	1,803	2,076
Лепидокрокит	2,20	1,94	2,51
Гётит	2,393—2,409	2,260—2,275	2,398—2,515

Свет, распространяющийся в любом другом направлении, кроме параллельного и перпендикулярного к оптической оси, разбивается на два луча, один из которых обыкновенный с показателем преломления n_o, а другой — необыкновенный с показателем преломления n_e'. Значение последнего промежуточное между n_e и n_o.

ОПТИЧЕСКИ ДВУОСНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Минералы, кристаллизующиеся в ромбической, моноклинной или триклинной сингонии, являются оптически двуосными. Двуосные минералы имеют три показателя преломления, характеризующие направления распространения трех взаимно перпендикулярных лучей X, Y и Z (см. *Оптическая ориентировка*). Свет, проходящий параллельно каждому из этих трех направлений, распадается на два плоскополяризованных луча, при этом оба они обыкновенные. Для света, распространяющегося параллельно Y, один луч имеет высший (n_g), а другой низший (n_p) показатели преломления (иногда они обозначаются n_Z и n_X). Различие между n_g и n_p сказывается на силе двупреломления двуосных минералов.

Свет, проходящий перпендикулярно к Y, т. е. параллельно плоскости XZ, распадается на два луча, один из которых характеризуется средним показателем преломления n_m, отвечающим направлению Y, а другой — промежуточным показателем, соответствующим плоскости XZ. Из всех направлений, перпендикулярных к Y, для двух направлений значения обоих показателей преломления одинаковы. Свет, проходящий в одном из указанных направлений, ведет себя как в изотропной среде. Эти два направления являются оптическими осями. Свет, распространяющийся в любом другом направлении, отличном от этих трех главных (оптических) осей, распадается на два плоскополяризованных луча; оба они необыкновенные и характеризуются показателями преломления $n_{g'}$ и $n_{p'}$.

Если значение n_m ближе к n_p, чем к n_g, то минерал относят к положительным двуосным (табл. 3). Если n_m ближе к n_g, чем к n_o, минерал является отрицательным двуосным (табл. 4). Поскольку оптические свойства минералов могут существенно меняться в зависимости от длины волны света, оптический знак может быть различен при разных длинах волн (см. *Дисперсия оптическая*).

Показатели преломления минерала определяются иммерсионным методом путем постепенного подбора для минерала, истертого в порошок, соответствующей ему жидкости с известным показателем преломления. Показатель преломления драгоценных камней определяется с помощью рефрактометра.

К. ФРЕЙ

См. также: *Анизотропия; Дисперсия оптическая; Изотропия; Кристаллография морфологическая; Оптическая минералогия; Симметрия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kerr P. F.* Optical mineralogy, 4th ed. New York, McGraw-Hill, 1977. 492 p.

2. *Phillips W. R.* Mineral optics: principles and techniques. San Francisco, Freeman, 1971. 249 p.

3. *Shelley D.* Manual of optical mineralogy. Amsterdam, Elsevier, 1975. 239 p.

Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М., Недра. 462 с.

МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Гранитные пегматиты обычно ассоциируют с крупными гранитными штоками, массивами и батолитами (например, в Новой Англии, в Южной Дакоте, США, а также в штате Минас-Жерайс в Бразилии). Пегматиты сложены *полевыми шпатами*, *кварцем* и *мусковитом* с локальными скоплениями таких акцессорных минералов, как *берилл*, *сподумен*, *турмалин*, *колумбит—танталит*, *трифилин—литиофилит*, *амблигонит*, и небольшим количеством сульфидов и арсенидов. Хотя их валовый состав отражает состав исходных гранитных пород, наблюдаются и существенные отличия. В пегматитах обычно проявляется дефицит Ti^{4+} по сравнению с гранитами, а в акцессорных фазах отношение Mn/Fe значительно выше и попадает в диапазон 0,10—0,95. Наиболее характерны отношения Mn/Fe = 0,20÷0,40. Кроме того, встречаются локальные концентрации малых элементов: Li^+, Fe^{2+}, B^{3+}, P^{5+}, Nb^{5+} и Ta^{5+}. Аналогично гранитам, пегматиты по сравнению с ультраосновными породами обеднены Cr^{3+}, Co^{2+}, Ni^{2+} и Zn^{2+}.

Присутствующие в минералах пегматитов ионы Mn^{2+}, Mn^{3+}, Fe^{2+} и Fe^{3+}, а также пара ионов с промежуточной валентностью Fe^{2+}—Fe^{3+} являются наиболее важными хромофорами в минералах. Магний — наиболее распространенный из малых элементов в большинстве пегматитов, но обогащенные им разновидности минералов встречаются редко. Из слюд чаще всего присутствует *мусковит*, хотя в некоторых пегматитах отмечается большое количество *биотита*, особенно если в них мало B^{3+} и P^{5+}. Резко выделяются высокощелочные агпаитовые пегматиты, которые связаны с массивами нефелиновых сиенитов. В этих пегматитах содержится много Zr, Ti, Ni и TR. Акцессорные минералы представлены *анальцимом*, *содалитом*, *арфведсонитом*, *эгирином*, *биотитом* и длинным рядом комплексных соединений ниобо-, титано- и цирконосиликатов. В щелочных пегматитах практически не встречаются выделения *берилла*, *трифилина*, *амблигонита* и *турмалина*. Детальное описание щелочных пегматитов приводится на примере Ловозерского массива Власовым и др. [1966 г.] и в классической работе Брёггера [Brögger W. C., 1890 г.] по Южной Норвегии.

СТРУКТУРА И ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Необычное строение пегматитов может вызвать удивление при первом знакомстве с ними. Обычно пегматиты образуют согласные контакты с вмещающими их породами — кристаллическими сланцами и амфиболитами, хотя окружающие граниты могут быть частично «погружены» в них. Размеры тел пегматитов варьируют от нескольких сантиметров до десятков метров и более. Типичные формы их проявления — линзы, овальные и эллипсоидные тела, дайки и жилы. Иногда они имеют причудливые очертания, напоминающие разнообразные предметы: зонты, воронки, луковицы и т. д.

Наиболее ярко выраженная особенность пегматитов — присутствие огромных кристаллов, размеры которых меняются от нескольких сантиметров до единиц метров. Характерны локальные выделения необычных ионов, типа встречающихся в *берилле* — $Al_2[Be_3Si_6O_{18}]$, в *трифилине—литиофилите* — $Li(Fe, Mn)^{2+}[PO_4]$, в *колумбите—танталите* — $(Fe, Mn)^{2+}[(Nb, Ta)_2O_6]$, в *гафноне* — $(Hf, Zr)[SiO_4]$. Обычные гранитные пегматиты имеют однородный химический и минеральный состав и довольно равномерное распределение минералов по всему объему породы. Представляющие промышленный интерес комплексы обычно представлены *кварц-плагиоклаз-сподуменовыми* или *кварц-плагиоклаз-лепидолитовыми* ассоциациями.

Более ценными являются сложные гранитные пегматиты, часто с резко выраженной зональностью состава и структуры. В пегматитах обычно выделяются узкая краевая зона, или зона закалки, зона вмещающих пород, одна или более промежуточных зон и центральная зона — ядро или несколько ядер. Хотя зональность часто симметрична по отношению к вертикальной оси, особенно в пегма-

титовых телах сфероидной формы, ядро обычно несколько смещено по направлению к висячему контакту жилы, что отражает конечную стадию кристаллизации из богатого водой флюида. Промежуточные и центральные зоны в большинстве пегматитов занимают их главный объем. К ранним фазам кристаллизации относятся *плагиоклаз* и *кварц*, затем идут ассоциации — *плагиоклаз—кварц—слюда*, грубозернистые *пертит—плагиоклаз—кварц* и снова *кварц*, который составляет основной объем ядра. Акцессорные минералы — *сподумен*, *берилл*, *трифилин*, *амблигонит* и *колумбит* — кристаллизуются на контакте переходной и центральной зон. Ниже приведен перечень акцессорных минералов, встречающихся в пегматитах, который можно легко удвоить, если включить в него продукты регрессивного изменения этих минералов (перспективные минералы помечены звездочкой). Фторалюминаты обычно в пегматитах встречаются редко, они найдены в огромных количествах лишь в пегматитах района Ивигтут, Гренландия.

КАРБОНАТЫ

*Кальцит** $CaCO_3$
*Сидерит** $FeCO_3$
Бастневит $CeFCO_3$
Синхизит $CaCeF(CO_3)_2$

БОРАТЫ

Еремеевит $Al_6B_5O_{15}(OH)_3$
Родицит $CsAl_4[Be_4B_{11}O_{26}(OH)_2]$

ФОСФАТЫ

Берлинит $Al[PO_4]$
Литиофосфатит $Li_3[PO_4]$
*Бериллонит** $Na[BePO_4]$
*Харлбутит** $Ca[BePO_4]_2$
*Трифилин—литиофилит** $Li(Fe, Mn)[PO_4]$
*Гетеровит—пурпурит** $(Fe, Mn)[PO_4]_2$
*Графтонит—беусит** $Ca(Fe, Mn)_2[PO_4]_2$
Саркопсид $(Fe, Mn)_3[PO_4]_2$
*Уиллиит** $Na_2Fe_2Al[PO_4]_3$
*Аллюодит** $(Na, Ca)_{<2}(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+})_3[PO_4]_3$
*Арроядит—диккинсонит** $KNa_4Ca(Fe, Mn)_{14}Al(OH, F)_2[PO_4]_{12}$
Филловит $Na_2Ca(Mn, Fe)_7(PO_4)_6$
*Грифит** $(Mn, Li, Na)_6CaFeAl_2F_2[PO_4]_6$
Витлокит $Ca_9MgH[PO_4]_7$
*Монацит** $Ce[PO_4]$
Ксенотим $Y[PO_4]$
*Гердерит—гидроксилгердерит** $Ca[Be(F, OH)(PO_4)]$
*Амблигонит—монтебразит** $LiAl(F, OH)[PO_4]$
*Цвизелит—триплит** $(Fe, Mn)_2F[PO_4]$
Вольфеит—триплондит $(Fe, Mn)_2(OH)[PO_4]$
*Скорцалит—лавулит** $(Fe, Mg)Al_2(OH)_2[PO_4]_2$
*Рокбриджеит—фронделит** $(Fe, Mn)Fe_4(OH)_5[PO_4]_3$
Бразилианит $NaAl_3(OH)_4[PO_4]_2$
*Фторапатит—гидроксилапатит** $(Ca, Mn)_5(F, OH)[PO_4]_3$
*Чилдренит—эосфорит** $(Fe, Mn)Al(OH)_2(H_2O)[PO_4]$
Моринит $Ca_2Na[Al_2F_4(OH)(H_2O)_2PO_4]_2$

ЭЛЕМЕНТЫ

*Висмут** Bi

СУЛЬФИДЫ, АРСЕНИДЫ

*Пирит** FeS_2
*Лёллингит** $FeAs_2$
*Сфалерит** ZnS
*Пирротин** $Fe_{1-x}S$
Висмутин Bi_2S_3

ГАЛОГЕНИДЫ

Флюорит CaF_2
*Криолит** $Na_3[AlF_6]$
Томсенолит $NaCa[AlF_6]\cdot H_2O$
Хиолит $Na_5[Al_3F_{14}]$
Веберит $Na[MgAlF_7]$

ОКСИДЫ, ПРОСТЫЕ И СЛОЖНЫЕ

Ганит $AlZnO_4$
*Хризоберилл** Al_2BeO_4
Гематит Fe_2O_3
*Пирохлор—микролит** $Ca_2(Nb, Ta)_2O_6(O, F)$
Вестгренит $Bi(Ta, Nb)_2O_6(OH)$
Сукулаит $Sn_2Ta_2O_7$
*Касситерит** SnO_2
Тапиолит $(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$
*Колумбит—танталит** $(Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$
Самарскит $(Y, U)(Nb, Fe)_2(O, OH)_6$
Эшинит $(Ce, Th, Ca)(Ti, Nb, Ta)_2O_6$
Фергусонит—форманит $Y(Nb, Ta)O_4$
Бисмутотанталит $Bi(Ta, Nb)O_4$
Симпсонит $Al_4Ta_3O_{13}(OH)$
Торианит ThO_2
*Уранинит** UO_2

СИЛИКАТЫ

*Фенакит** $[Be_2SiO_4]$
*Эвкриптит** $Li[AlSiO_4]$
*Спессартин—альмандин** $(Mn, Fe)_3Al_2[SiO_4]_3$
*Циркон** $Zr[SiO_4]$
*Торит** $Th[SiO_4]$
Гафнон $Hf[SiO_4]$
Эвклаз $Al[Be(OH)(SiO_4)]$
*Топаз** $Al_2(F, OH)_2[SiO_4]$
*Гадолинит** $Y_2Fe[BeOSiO_4]_2$
Тортвейтит $Sc_2[Si_2O_7]$
*Таленит** $Y_2[Si_2O_7]$
Бертрандит $Be_4(OH)_2[Si_2O_7]$
Чевкинит $(Ce, La)_2Ti_2O_4[Si_2O_7]$
*Алланит** $(Ca, Ce)_2(Fe^{2+}, Fe^{3+})Al_2O(OH)[SiO_4][Si_2O_7]$
*Берилл** $Al_2[Be_3Si_6O_{18}]$
Баццит $Sc_2[Be_3Si_6O_{18}]$
Индиалит $Mg_2[Al_4Si_5O_{18}]$
*Турмалина группа** $Na(Fe, Al, Li)_3Al_6(OH)_4[BO_3]_3[Si_6O_{18}]$
Миларит $KCa_2Al[Be_2Si_{12}O_{30}]\cdot H_2O$
*Сподумен** $LiAl[Si_2O_6]$
Холмквистит $Li_2(Mg, Fe)_3Al_2(OH)_2[Si_8O_{22}]$
Бавенит $Ca_4(OH)_2[Al_2Be_2Si_9O_{26}]$
*Циннвальдит** $KLiFeAlF_2[AlSi_3O_{10}]$
*Лепидолит** $KLi_2AlF_2[Si_4O_{10}]$
Битиит $CaLiAl_2(OH)_2[AlBeSi_2O_{10}]$
*Бикитаит** $Li[AlSi_2O_5]\cdot H_2O$
*Петалит** $Li[AlSi_4O_{10}]$
*Поллуцит** $Cs[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$

Вопрос о генезисе пегматитовых минералов до сих пор остается дискуссионным. Джанс и Бернхэм [4] экспериментально показали, что расплав пегматитов Гардинг при давлении 5000 бар и температуре 650 °С насыщается на 11,2 вес. % водой. При кристаллизации безводных фаз (*кварц* и *полевые шпаты*) из гранита, содержащего 1,0 вес. % воды, после кристаллизации около 90 % расплава начинается отделение богатого водой флюида. Если в твердые фазы входит 0,5 вес. % воды (что соответствует 11 % *мусковита* от общего объема твердой фазы), то насыщение происходит после того, как сформировалось 95 % твердой фазы.

Появление богатой водой фракции в ходе консолидации пегматитов позволяет глубже понять такие процессы, как замещение ранее образовавшихся безводных фаз, концентрация необычных, но относительно растворимых комплексов (например, танталатов, фторалюминатов и бериллосиликатов) и парагенезис драгоценных минералов. Однако необходимо подчеркнуть, что минеральный и химический состав пегматитов варьирует в широких пределах и что в некоторых пегматитах отмечаются явления асси-

миляции вмещающих пород, метаморфизма и обменные реакции в твердом состоянии. Вместе с тем большинство пегматитов развивались из магматического флюида в условиях довольно замкнутых систем.

ЗОНАЛЬНОСТЬ СОСТАВА

Значительную часть объема пегматитов составляют *кварц, полевые шпаты* и *мусковит*. Богатые литием *слюды* наряду с многими гигантскими кристаллами акцессорных минералов кристаллизуются на участках между переходной и центральными зонами. Грубозернистый пластинчатый *альбит* (разновидность — *клевеландит*) образуется на поздней стадии в карманах или при парагенетических замещениях. *Клевеландит* здесь формирует матрицу, в которой отчетливо видны кристаллы — розовые ювелирные разновидности *турмалина, берилла* и *сподумена*, известные соответственно под названиями *рубеллита, морганита* и *кунцита* (см. *Геммология*). Розоватая окраска этих кристаллов, вероятно, связана с присутствием Mn^{3+}, который в октаэдрической позиции замещает Al^{3+}. Ювелирные рубеллиты отличаются от гораздо более широко распространенных черных *турмалинов* (*шерлов*) составом, который близок к *эльбаиту*, — $Na(Li, Al)_3Al_6(OH)_4 \times \times [BO_3]_3[Si_6O_{18}]$, тогда как *шерл* имеет формулу $Na(Fe, Mn, Mg)_3^{2+}Al_6^{VI}(OH)_4[BO_3]_3[Si_6O_{18}]$. *Шерл* часто встречается в больших количествах в пегматитах в пределах нескольких зон и является самым распространенным борсодержащим минералом. По-видимому, в процессе кристаллизации *шерлы* селективно обогащаются железом, что приводит в некоторых пегматитовых комплексах к высоким отношениям Mn/Fe в образующихся позднее акцессорных минералах.

ПРОЦЕССЫ ЗАМЕЩЕНИЯ, КОТЕКТИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ЖИЛЫ

Богатые водой флюиды в процессе аккумуляции щелочей, щелочных земель и малых элементов могут реагировать с ранее образованными кристаллами и замещать либо целые участки пегматитов, либо отдельные минералы. Натриево-кальциевый метасоматоз ранее образованных минералов — распространенный процесс, который выражается в появлении альбитизированного *микроклин-пертита* с «шахматной» структурой; обогащенные натрием фосфаты замещают разновидности, богатые литием, апатитизированные литиево-железистые фосфаты и т. д. Хорошо документируется общая коррозия ранее сформированных кристаллов: пористые железо-марганцевые оксиды развиваются по *трифилину, каолинит* по *сподумену* и *полевым шпатам, кукеит* и *лепидолит* по ювелирным минералам карманов — *турмалину* и *сподумену*, *бертрандит* $Be_4(OH)_2[Si_2O_7]$ по *берциллу*. Отмечается и другой тип замещения: *альбит* + *мусковит* по *топазу* и *сподумену*. Фосфатные минералы нередко подвергаются частичному замещению минералами ряда *сидерит—родохровит*, что указывает на возрастание активности CO_2 во время образования и концентрации обогащенного водой флюида. Концентрация менее распространенных щелочей и щелочных земель Cs^+, Rb^+, Ba^{2+} и Sr^{2+} в этих флюидах увеличивается, что часто ведет к образованию друз экзотических минералов за счет ранее сформированных минералов Na^+ и Ca^{2+}. Концентрация таких редких элементов, вероятно, происходила в довольно «заторможенных» локальных условиях.

Пластинчатые, «шахматные» структуры и структуры твердых растворов, характерные для двух или более минеральных видов разного состава, образуются иначе. К ним относятся *полевой шпат—кварц, трифилин—пирротин, трифилин—графтонит, графтонит—саркопсид, арроядит—альбит, апатит—альбит, трифилин—альбит* и *трифилин—спессартин*. Образцы с четко очерченными кристаллическими формами преобладающей фазы обычны, хотя их легко и пропустить. Указанные примеры относятся к котектической кристаллизации. Составы и структуры двух фаз настолько резко различаются, что это делает маловероятным процесс несмешивания твердых растворов из кристалла-хозяина. Ранее считалось, что такие котектические пары как силикат—фосфат, фосфат—силикат и фосфат—сульфид являются показателями процессов замещения, но кристаллохимические данные не позволяют принять такой механизм образования.

Типичные минералы гидротермальных жил включают *кварц, топаз, берилл, амблигонит—монтебразит, апатит, гердерит—гидроксилгердерит* $CaBe(F, OH)[PO_4]$, *чилдренит—эосфорит* $(Fe, Mn)Al(OH)_2(H_2O)[PO_4]$, *файрфилдит* $Ca_2Mn(H_2O)_2[PO_4]_2$, *бразилианит* $NaAl_3(OH)_4[PO_4]_2$, *гояцит* $SrAl_3(OH)_6[PO_4]_2[PO_3OH]$ и др. Такие минералы формировались при проникновении обогащенного водой флюида в поперечные трещины, секущие пегматиты.

Некоторые акцессорные минералы могут подвергаться продолжительным и сложным регрессивным процессам, включая многократные обменные реакции, перестройки равновесного состояния и перекристаллизации в условиях постепенного и часто прерывистого изменения состава остаточного водного флюида. Так, из первичного *уранинита* в ходе таких процессов могут сформироваться до десятка различных минералов. Изучению этих поздних минеральных образований уделялось достаточно много внимания; за недостатком места невозможно даже просто перечислить огромное количество формирующихся при этом фаз. В качестве примера можно остановиться на фосфатах — сложных и разнообразных по форме проявления соединениях.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ КОНТРОЛЬ СОСТАВА ПЕГМАТИТОВ И ИХ МИНЕРАЛОГИИ

Хотя составы акцессорных фаз разных пегматитов могут широко варьировать в пределах конкретного региона, при сопоставлении составов пегматитов из различных регионов выявляются некоторые закономерности. Так, пегматиты штата Колорадо характеризуются присутствием минеральных ассоциаций, обогащенных фтором, содержащимся во фторалюминатах, *флюорите* и *триплите*. В отсутствие их отмечаются литийсодержащие фосфаты. В пегматитах района Блэк-Хилс повсеместно распространены литиево-железистые фосфаты. Парагенезисы ювелирных минералов карманов отсутствуют. Обычно проявляется натриевое и кальциевое метасоматическое изменение первичных фаз. В Новой Англии пегматиты часто в большом количестве содержат акцессорные фосфатные фазы — трифилит—литиофилит, но продукты натриевого и кальциевого метасоматоза отсутствуют. Здесь же в пегматитах, богатых Mn, часто встречаются ювелирные разновидности минералов карманов: рубеллитовый *турмалин* и пурпурный *апатит*. В пегматитах Северной Каролины фосфатные минералы сравнительно редки, но отмечаются оксидные комплексы редких земель и уран-ториевые. Редкоземельные оксидные комплексы, кроме того, характерны для пегматитов Южной Норвегии, где развит экзотический силикат скандия — *тортвейтит* $Sc_2[Si_2O_7]$. В пегматитах Центральной Швеции местами в изобилии развиты *алланит (ортит)* и *таленит* $Y[Si_2O_7]$. Пегматиты Мадагаскара примечательны содержащимися в них редкоземельными минералами и богатыми бериллием и бором ювелирными разновидностями минералов карманов.

Эти различия подтверждают точку зрения о том, что в большинстве случаев на состав пегматитов мало влияют вмещающие их породы и что развитие системы происходило в закрытых условиях. Состав и распространенность акцессорных фаз, вероятно, в большей степени отражают геохимию материнских гранитных пород.

ПЕРВИЧНЫЕ И ВТОРИЧНЫЕ ФОСФАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПЕГМАТИТОВ

Парагенетические соотношения между первичными и вторичными фосфатными минералами необыкновенно сложны; в пегматитах установлено не менее 140 их разновидностей. Большинство из них встречаются лишь в самых незначительных количествах, и для выяснения их химизма требуется тонкий анализ кристаллической структуры. Сильно гидратированные основные фосфаты первой переходной серии представляют особый интерес, поскольку последовательность их кристаллизации повторяется в многочисленных месторождениях новакулита, в железных шляпах и зонах окисления окружающих фосфатсодержащих железных руд, а также в месторождениях осадочного генезиса, в частности богатых железом и алюминием. Изучение последовательности выделения ассоциаций минералов в пегматитах помогает понять кристаллохимические особенности процессов, приводящих к образованию аналогичных ассоциаций в осадочных породах и месторождениях низкотемпературного типа. Характерной особенностью структуры фосфатов является плотнейшая упаковка многоядерных «пучков» (кластеров), изучение которой позволяет лучше понять модели комплексообразования в растворах, соотношения между структурой и окраской минералов и другие их физические свойства. Для многих структур рассматриваемых минералов характерны связи типа Fe^{3+}—OH—Fe^{3+}, Fe^{3+}—O—P^{5+} и Fe^{3+}—O—Fe^{+3}; фосфаты практически нерастворимы, и тонкокристаллическое вещество, из которого они состоят, не удается синтезировать в лабораторных условиях.

Краткий обзор встречающихся в пегматитах фосфатов можно найти в работе Мура [6]. Общая кристаллохимическая формула для большинства фаз может быть представлена в следующем виде:

$$M^{2+}_{r_1}M^{3+}_{r_2}(OH)_{\bar{2}r_1+3(r_2-z)}(H_2O)_n(PO_4)^{3-}_z \cdot qH_2O,$$

$$2r_1 + 3r_2 = 3z,$$

где M — катионы в октаэдрической координации; n — молекулы воды, непосредственно связанные с этими катионами; q — молекулы воды выше сферы октаэдрической координации.

За малым исключением, группировки октаэдров (кластеры) можно представить в виде общей формулы: $M_r\Phi_s$, где r — число октаэдров в кластере, Φ — ионы октаэдрического окружения. Эта формула связана с приведенным выше соотношением следующим образом: $r = r_1 + r_2$; $s = 2r_1 + 3r_2 + n + z$. Основными катионами в центрах октаэдров являются Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{3+}, Fe^{3+}, Al^{3+} и Mg^{2+}. В других фосфатах в качестве катионов встречаются щелочные и щелочноземельные элементы, но и в них имеет место такая же плотная упаковка кластеров, состоящих из октаэдрических групп.

Геохимия фосфатных минералов подчиняется довольно отчетливо установленной закономерности, проявленной в пределах каждой пегматитовой провинции. Так, в пегматитах Блэк-Хилс отмечается большое количество *трифилина*, который подвергается последовательному ряду метасоматических замещений:

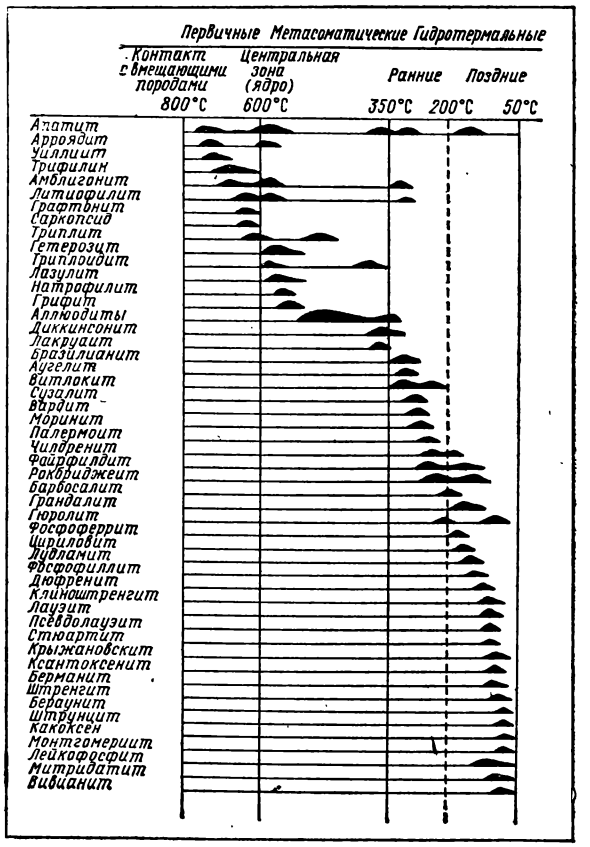
$$\underset{\text{трифилин}}{Li(Fe, Mn)^{2+}[PO_4]} \rightarrow \underset{\text{феррисиклерит}}{Li_{1-x}Mn^{2+}_{1-x}Fe^{3+}_x[PO_4]} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underset{\text{гетеровит}}{(Fe, Mn)^{3+}[PO_4]} \rightarrow$$

$$\rightarrow Na_{1+x}Ca_{1-x}Mn^{2+}\underset{\text{аллюодит}}{(Fe, Mn)^{2+}_{2-x}Fe^{3+}_x[PO_4]_3} \rightarrow$$

$$\rightarrow \underset{\text{гидроксилапатит}}{Ca_5(OH)[PO_4]_3}.$$

Это можно интерпретировать как постепенное удаление щелочных металлов с сопутствующим окислением переходных металлов, в результате чего образуются упорядоченные псевдоморфозы *гетеровита*, а затем наступает натриевый метасоматоз с частичным восстановлением металлов при взаимодействии с обогащенным водой остаточным расплавом и в итоге — кальциевый метасоматоз, в ходе которого переходные металлы полностью удаляются из кристалла.



Парагенетические ассоциации фосфатных минералов в пегматитах.

Штриховая линия указывает верхний предел стабильности водного окружения.

В некоторых пегматитовых провинциях, например в Блэк-Хилс (Южная Дакота), Пала (юг Калифорнии), Новая Англия, Мангуалди (Португалия), Варутреск (Швеция), Бавария (ФРГ), Минае-Жерайс и Параиба (Бразилия), в изобилии документируются акцессорные фосфатные минералы.

Все фосфаты можно подразделить по парагенетическим ассоциациям следующим образом.

А. Первичные фосфаты.

I тип. Идиоморфные или гипидиоморфные выделения первичных фаз. Достигающие 6 м огромные кристаллы минералов, кристаллизующиеся на границе промежуточной и центральной зон. Безводные разновидности представлены *трифилином—литиофилитом*, *графтонитом—беуситом*, *уиллиитом*, а фторгидроксидные соединения — *амблигонитом—монтебразитом*, *арроядитом*, *апатитом* и *цвизелитом—триплитом*. Известно 15 минеральных видов.

II тип. Ксеноморфные выделения первичных фаз. Продукты метасоматического замещения более ранних гигантских кристаллов минералов I типа. Минеральные виды представлены *аллюодитом*, *натрофилитом*, *скор-*

цалитом—лазулитом, *вульфеитом—триплондитом* и *гетерозитом—пурпуритом*. Известно 10 минеральных видов.

Б. Вторичные фосфаты.

I тип. Лигандные соединения, продукты выщелачивания, окисление ряда металлов. Свыше 30 видов встречаются в форме мелких кристаллов в открытых полостях первичных фосфатов и продуктах их метасоматического замещения.

II тип. Лигандные соединения, без окисления металлов.

1. Производные первичных фосфатов переходных металлов. Известно 6 видов, которые непосредственно замещают ранее образованный *трифилит*.

2. Минералы гидротермальных жил и прожилков, возникшие из *амблигонита*, *берилла*, *трифилина* и др. Известно более 30 видов. Встречаются спорадически в качестве минералов поздней стадии. В крупных гидротермальных жилах и полостях встречаются ювелирные разновидности кристаллов *апатита*, *бразилианита* и *гердерита*.

Дальнейшее изучение этих своеобразных минералов, несомненно, будет способствовать лучшему пониманию свойств остаточного богатого водой флюида, вариаций температуры этого флюида со временем, содержаний в нем металлов и концентрации протона, а также фугитивности кислорода.

Парагенетические ассоциации фосфатов в пегматитах представлены на рисунке.

П. МУР

См. также: *Жильные минералы; Породообразующие минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cameron E. N. e. a.* Pegmatite investigations, 1942—1945, New England. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 225, 1954. 352 p.
2. *Fersman A. E.* Zur Geochemie der Granitpegmatite. — Miner. Petrograph. Mitt., 1931, 41, p. 200—213.
3. *Jans R. H.* The genesis of pegmatites. Ocurrence and origin of giant crystals. — Am. Mineralogist, 1953, 38, p. 563—598.
4. *Jans R. H., Burnham C. W.* Experimental studies of pegmatite genesis. I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. — Econom. Geol., 1969, 64, p. 843—864.
5. *Landes K. K.* Origin and classification of pegmatites. — Am. Mineralogist, 1933, 18, p. 33—56, 95—103.
6. *Moore P. B.* Pegmatite phosphates: Descriptive mineralogy and crystal chemistry. — Mineral. Rec., 1973, 4, p. 103—130.

Атлас минералов и руд редких элементов/Под ред. А. И. Гинзбурга. М., Недра, 1977, 264 с.

МИНЕРАЛЫ ПЕЩЕР

Пещеры представляют собой свободное пространство в недрах Земли с идеальными условиями для низкотемпературного минералообразования. Вне переходной зоны вблизи входа температура остается постоянной и почти не отличается от среднегодовой температуры местности. Пещерные условия можно охарактеризовать как влажные, умеренно щелочные и окислительные; pH воды колеблется от 7 до 8, Eh — от +0,4 до +0,6 В. Движущаяся вода вторгается в пещеры в виде подземных ручьев, вертикальных потоков из открытых трещин и в виде просачивающихся вод, проникающих сквозь мелкие трещины с земной поверхности. Пещеры могут действовать как ловушки для диоксида углерода, потому что они обычно хорошо вентилируются. Измеренное давление CO_2 в пещерах составляет от $10^{-2,2}$ до $10^{-2,9}$ бар, а на поверхности $10^{-3,5}$ бар.

Минерализующими растворами в пещерах являются просачивающиеся и текучие воды. Пещерная вода представляет собой слабоминерализованный низкотемпературный раствор, содержащий главным образом ионы Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, HCO_3^{-}, SO_4^{2-} и Cl^{-}. Натрий и хлорид обычно являются второстепенными составляющими. Минералы, которые могут образовываться в пещерах, ограничены тем самым фазами, содержащими эти шесть компонентов. Основное значение имеют карбонаты и сульфаты. В отдельных случаях в пещеры проникают рудообразующие растворы, геотермальные воды или воды с каким-либо другим экзотическим составом. В таких пещерах образуются другие минералы, так что полный список всех минералов, наблюдавшихся в пещерах, составляет 80—90 видов [6]. Содержание настоящей статьи ограничивается теми минералами, которые образуются из обычных карбонатных подземных вод или же в результате органических процессов в пещерах.

КАРБОНАТЫ

Карбонаты кальция и магния, которые встречаются в пещерах, перечислены в табл. 1. В большинстве случаев пещерный $CaCO_3$ представлен низкомагнезиальным *кальцитом*. *Арагонит* — высокобарическая полиморфная модификация $CaCO_3$ — также относится к распространенным минералам. Его наиболее заметной формой является антодит — пучок радиально-лучистых субидиоморфных кристаллов. *Арагонит* также встречается в слезниках и натечных образованиях, где часто переслаивается с *кальцитом*. Другие карбонатные минералы редки.

Доломит редко встречается в пещерных отложениях, даже когда пещеры находятся в доломитах или когда просачивающиеся растворы исключительно богаты магнием. Трейлкилл [7] описал местонахождение *доломита* в Карлсбадских пещерах, где минерал присутствует в виде тонкой настенной корочки, и утверждал, что доломит образуется из *арагонита* при воздействии высокомагнезиальных растворов. Кристаллический *доломит* встречается в виде оболочек на скаленоэдрическом *кальците* в Джуэл-Кейв и некоторых других пещерах в горах Блэк-Хилс (штат Южная Дакота, США).

Водные карбонаты магния, вместе с *гунтитом* и иногда *кальцитом* и *арагонитом*, встречаются в виде белой пастообразной массы, которая при наличии влаги напоминает деревенский сыр. Такая форма известна под названием лунного молока (moonmilk). Есть данные, что в некоторых случаях лунное молоко имеет биологическое происхождение и его образование протекало при участии бактерий. Лунное молоко встречается также в виде скоплений рыхлого белого порошка в верхней части пещерных отложений. Оно представляет собой, по-видимому, богатый магнием осадок испарившегося раствора [2]. Другие водные карбонаты магния, такие как *артинит*, *лансфордит*, и *дипингеит*, в пещерных отложениях не отмечены. При сборе большинства изученных образцов не было проявлено достаточной предосторожности, чтобы предотвратить потерю воды и сохранить низкотемпературные формы. При усовершенствованной методике сбора эти водные карбонаты магния, а также водные карбонаты кальция вероятно, были обнаружены.

Модель осаждения в пещерах *кальцита* и *арагонита*, предложенная Холландом и др. [4], была подтверждена в большинстве более поздних работ. В дождевой воде давление диоксида углерода примерно соответствует таковому в атмосфере. В почве, где эта вода становится инфильтрационной и насыщается дополнительным CO_2, высвободившимся за счет органических процессов, давление может

ТАБЛИЦА 1

Карбонатные минералы, обычно встречающиеся в известняковых пещерах

Минерал	Состав	Сингония и пространственная группа	Обычные формы
Арагонит	$CaCO_3$	Ромб., *Pmcn*	Игольчатые кристаллы, слезники *
Кальцит	$CaCO_3$	Триг., $R\bar{3}c$	Слезники, натечные образования, переотложенные формы
Доломит	$CaCO_3 \cdot MgCO_3$	Триг., $R\bar{3}$	Редкий продукт химического выветривания
Гунтит	$CaCO_3 \cdot 3MgCO_3$	Триг., *R*32	Лунное молоко (ноздреватые агрегаты)
Гидромагнезит	$4MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 4H_2O$	Ромб., $C222_1$	Лунное молоко
Магнезит	$MgCO_3$	Триг., $R\bar{3}c$	То же
Несквегонит	$MgCO_3 \cdot 3H_2O$	Мон., $P2_1/n$	»

* Слезник (dripstone) — термин, используемый для обозначения минеральных агрегатов, образовавшихся в пещерах из капающей воды. — *Прим. ред. пер.*

достигать 0,1 бар или больше. Детали этого процесса сложны, поскольку он определяется типом почвы, ее мощностью и степенью насыщенности влагой, типом растительного покрова и временем года. Большинство реакций между кислой почвенной водой и известняком или доломитом протекает в основном на контакте почвенного покрова и карбонатных пород. При равновесии водного раствора с *кальцитом* содержание в нем растворенного $CaCO_3$ может достигать 400—500 г/т. Во время дальнейшего движения водных растворов вниз по трещинкам в карбонатных породах реакция почти не идет, поскольку раствор насыщен CO_2. Когда же вода попадает в пещеру, просачиваясь через ее потолок, то из-за разницы давлений CO_2 в растворе и в пещере происходит выделение CO_2 и выпадение карбонатных минералов *.

При низкой скорости осаждения достигается лишь небольшое пересыщение раствора CO_2; в этих условиях выделяется только *кальцит*. Если же скорость удаления CO_2 будет больше скорости осаждения *кальцита* или если образование зародышей кристаллов *кальцита* подавляется (например, присутствием в воде Mg^{2+}, Sr^{2+} или SO_4^{2-}), может быть достигнута степень пересыщения, необходимая для осаждения метастабильного в обычных условиях *арагонита* [1].

Рост кристаллов *кальцита* в условиях пещеры, по-видимому, происходит очень медленно, причем необходимо сохранение постоянных условий в течение продолжительного времени. Наиболее крупные и совершенные кристаллы обычно находятся в пещерах, не имеющих входа. В пещерах, которые подвержены сезонным изменениям температуры или влажности либо периодически подвергаются затоплению, выделения минералов представлены мелкими кристаллами (часто с песком, илом и другим кластическим материалом на границе между отдельными зернами минералов).

Ось *c* в *кальците* является направлением наиболее быстрого роста. Этим часто контролируется форма выделений минералов в пещерах. Соломовидные сталактиты ** могут представлять собой мозаику единичных кристаллов, оптические оси которых ориентированы вдоль оси сталактита. Более крупные сталактиты могут состоять из двух частей. Внутренняя часть, окружающая центральный канал, сложена кристаллами с ориентацией оси *c* вдоль оси сталактита. Основная же масса сталактита состоит из клинообразных зерен *кальцита*, в которых ось направлена перпендикулярно к удлинению сталактита [5].

Форма выделений минералов в пещерах (спелеотемов) является результатом взаимодействия кристаллизационной силы минералов и гидравлического давления воды. Выделения минералов в пещерах являются одними из наиболее привлекательных объектов в мире минералов и поэтому приобрели множество названий. Несколько упрощенная классификация различных форм выделений минералов приводится в табл. 2. Минеральные агрегаты пещер очень детально описаны в недавно опубликованной монографии Хилла [3].

СУЛЬФАТЫ

Установленные в пещерных отложениях сульфаты перечислены в табл. 3. Как и ожидалось, в их состав входят Ca^{2+}, Mg^{2+} и Na^+ — обычные катионы подземных вод. Наиболее распространенным является *гипс*; он встречается во многих пещерах Аппалачей, Центральных равнин и Юго-Запада США. Из перечисленных в табл. 3 минералов только *гипс* слаборастворим в воде, для выделения и сохранения других минералов требуются очень сухие пещеры. При номинальной температуре грунта 10 °С и относительно высокой влажности стабильным сульфатом магния является *эпсомит*. Есть данные, что критическое давление водяного пара для превращения *эпсомита* в *гексагидрит* лежит в пределах изменения условий в пещере, так что переход минеральной формы из *эпсомита* в *гексагидрит* и обратно может происходить со сменой сезонов. И *эпсомит* и *мирабилит* широко распространены в пещерах. Двойные соли найдены только в системе пещер Флинт-Маммот, штат Кентукки. Безводные сульфаты *барит* и *целестин* встречаются редко — в виде аутигенных кристаллов в обломочных осадках на дне пещер. *Целестин* наблюдался в виде корочек на стенах пещер.

Перенос и отложение сульфатов в пещерах, по-видимому, сводятся к растворению вещества в просачивающихся водах и последующему их отложению при испарении раствора. Сульфаты присутствуют в подземных водах в низких концентрациях, причем они более растворимы в воде, чем карбонаты. Известны сульфаты на выделениях

* Удаление CO_2 приводит к увеличению щелочности раствора, что способствует выделению карбонатов. — *Прим. ред. пер.*

** Соломовидные сталактиты имеют внутри полый канал, диаметр которого равен диаметру капли воды. — *Прим. ред. пер.*

ТАБЛИЦА 2

Распространенные формы вторичных отложений в пещерах (спелеотемов)

Форма	Размеры	Примечания
	Слезники и натечные образования (субаэральные, контролируются потоком раствора)	
Сталактит	От сантиметров до метров	Свисает. Раствор проходит по центральному каналу. Образуется в результате падения капель с потолка
Сталагмит	От сантиметров до десятков метров	Столбчатый или конусовидный. Слоистая текстура. Канала нет. Образуется в результате падения капель на дно пещеры
Завеса	От сантиметров до метров	В виде покрова, свисающего со стен пещеры. Канала нет. Образуется падающей и просачивающейся с потолка или выступов стен водой
Натек	От единиц до десятков метров	Слоистая залежь, образованная плоскостным потоком воды
	Переотложенные формы (субаэральные, контролируются ростом кристаллов)	
Щиток	От 10 см до 5 м	Дисковидное образование. Срединная трещина действует в роли канала. Образуется в результате потока воды под давлением. *Кальцит*
Геликтит	От 1 до 20 см	Изогнутая сталактитоподобная форма. Центральный канал. *Кальцит* и иногда *арагонит*
Гроздьевидное образование (ботриоид)	Несколько сантиметров	Капле-, шишко- или коралловидное образование. Выступает со стен. Слоистая текстура. Канала нет. *Кальцит* или *арагонит*
Антодит	От 1 до 20 см	Расходящиеся лучами игольчатые кристаллы. Субидиоморфные до идиоморфных кристаллы, иногда дендритовые агрегаты. *Арагонит*
Пещерный цветок	От 1 до 50 см	Искривленные пучки пластинчатых или волокнистых кристаллов. В форме цветка. *Гипс*, эпсомит или *мирабилит*
Лунное молоко	—	Рыхлый порошок или влажная пастообразная масса. *Кальцит*, *арагонит* или водные карбонаты
	Субаквальные формы	
Травертиновый нарост, римстоун	От единиц до десятков метров	Естественные дамбы из травертина в пещерных потоках и водоемах. Главным образом *кальцит*
Конкреция	От миллиметров до сантиметров	Неприкрепленная форма. Концентрически-слоистая текстура. Главным образом *кальцит*. Называется также пещерным жемчугом
Облицовка	От сантиметров до многих метров	Сплошное покрытие дна водоемов и целых пещер кристаллами, осажденными из стоячей воды. Наиболее распространенным является скаленоэдрический *кальцит*

ТАБЛИЦА 3

Сульфатные минералы, обычно встречающиеся в известняковых пещерах

Минерал	Состав	Сингония и пространственная группа	Обычные формы
Барит	$BaSO_4$	Ромб., *Pnma*	Аутигенный, в пещерных грунтах
Целестин	$SrSO_4$	Ромб., *Pnma*	Аутигенный, в пещерных грунтах, настенные корочки
Тенардит	Na_2SO_4	Ромб., *Fddd*	Продукт разложения *мирабилита*
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	Мон., *A2/a*	Корки, массивные кристаллы, пещерные цветы
Эпсомит	$MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Ромб., $P2_12_12_1$	Сталактиты, пещерные цветы, выцветы
Гексагидрит	$MgSO_4 \cdot 6H_2O$	Мон., *C2/c*	Выцветы
Мирабилит	$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	Мон., $P2_1/a$	Сталактиты, пещерные цветы
Блёдит	$MgSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 4H_2O$	Мон., $P2_1/a$	Корки
«Лабильная соль»	$CaSO_4 \cdot 2Na_2SO_4 \cdot 2H_2O$	Не известны	Второстепенный компонент в мирабилитовых сталактитах

кальцита, но смешанные сульфатно-карбонатные ассоциации не наблюдались.

Трудным вопросом является источник иона сульфата в растворах. В разных местах были установлены следующие механизмы мобилизации сульфата:

1) растворение и перенос просачивающимися подземными водами соленосных отложений, входящих в состав осадочного комплекса;

2) гидратация *ангидрита*, встречающегося в карбонатных породах;

3) окисление сульфидов, главным образом пирита, локально распространенного в кавернозных известняках;

4) окисление сульфидов, содержащихся в любом горизонте стратиграфического разреза, и перенос сульфат-иона в пещеру просачивающимися водами.

Окислению сульфидов может способствовать деятельность ферробактерий и тиобактерий, а именно *Thiobacillus thiooxidans* и *Ferrobacillus ferrooxidans*. Железо из сульфата рассеивается в виде нерастворимого гидроксида железа, а сульфат может переноситься в виде серной кислоты. Характер протекания реакции серной кислоты с известняками зависит от давления диоксида углерода. Увеличение концентрации CO_2 может остановить реакцию, и, следовательно, растворы, содержащие сульфат-ион, могут довольно долго мигрировать в известняках, не вступая с ними в реакцию. Через открытые входы и провалы диоксид углерода удаляется из пещер, что приводит к реакции с осаждением сульфата путем замещения *кальцита гипсом*.

Гипс и другие сульфаты являются моноклинными, и габитус их кристаллов приводит к другим, чем у карбонатов, минеральным агрегатам в пещерах. Сульфатсодержащие растворы просачиваются медленно, и объем их невелик. Поэтому на форму отложений влияют преимущественно силы роста; гидравлический контроль проявляется редко. Сталактиты из *гипса* встречаются обычно в виде очень пористых масс. Сталактиты из *эпсомита* и *мирабилита* часто водяно-прозрачны и напоминают сосульки. Наиболее обычной формой всех сульфатов являются настенные корки, сложенные зернистыми агрегатами. *Гипс* встречается также в виде длинных пластинчатых кристаллов, которые могут достигать в длину 1 м и более, но он может образовывать и тонкие волокна поперечным сечением 1 мм. Пластины и иглы гипса обычно сдвойникованы, причем наиболее обычны двойники типа «ласточкин хвост». *Гипс*, *эпсомит* и *мирабилит* встречаются в виде скоплений кристаллов, искривленных подобно цветочным лепесткам и известных как пещерные (гипсовые) цветы.

ДРУГИЕ МИНЕРАЛЫ

Среди галогенидов в пещерных отложениях установлен *галит*, который был встречен в пещере Мулламуланг в Западной Австралии в форме изогнутых лепестков и сталактитов.

Кварц встречается в виде кристаллических корок в некоторых пещерах, подвергшихся затоплению гидротермальными растворами, а иногда как аутигенный минерал в пещерных отложениях. В высокоширотных и высокогорных пещерах встречается вечный *лед*, который следует рассматривать в качестве минерала пещер. Наиболее распространенными среди оксидов являются гидроксиды железа и марганца. Сталактиты из *лимонита* встречаются наряду с небольшими корочками *лимонита* и *гётита*. Возрастание щелочности при попадании поверхностных растворов в известняк является причиной окисления Mn^{2+}, присутствующего в небольших количествах в растворах. В результате этого в ложе многих пещерных потоков выпадают скрытокристаллические и плохо охарактеризованные черные пленки. Изучение этих пленок показывает, что они, по-видимому, обогащены Ca и Ba, так что их можно было бы идентифицировать как *тодорокит*, *псиломелан* или *голландит*, однако степень окристаллизованности минералов этих пленок настолько плоха, что они рентгеноаморфны, вследствие чего их кристаллическая структура не установлена.

Нитраты, как *нитрокальцит*, так и калиевая или натриевая селитра, встречаются в грунте сухих пещер, где они часто бывают в смеси с растворимыми в воде сульфатами. Добыча пещерной калиевой селитры для производства пороха была важной отраслью в войну 1812 г. и во время Гражданской войны. Несмотря на приводимые доводы в пользу органического источника (гуано) и бактериологического накопления азота, механизм образования этих минералов остается неясным.

Гуано, продукт выделений летучих мышей и птиц, использующих пещеры для укрытия и гнездования в тропических областях, является источником органических веществ для сложных процессов минерализации. В гуано под действием воды и мочи кристаллизуется ряд органических минералов. Насыщенные растворы, просачиваясь сквозь гуано, реагируют с подстилающими породами, что приводит к образованию сложной ассоциации фосфатов кальция, магния и аммония. Эти растворы могут также реагировать с глинистыми минералами обломочных пород с образованием ряда сложных алюмофосфатов. Некоторые из этих минералов перечислены в табл. 4. Детального изучения минералогии гуано почти не проводилось. Лучше

ТАБЛИЦА 4

Фосфаты и связанные с ними органические минералы, встречающиеся в пещерах

Минерал	Состав	Сингония и пространственная группа
Витлокит	$Ca_3(PO_4)_2$	Триг., $R\bar{3}c$
Монетит	$CaHPO_4$	Трикл., $P\bar{1}$
Брушит	$CaHPO_4 \cdot 2H_2O$	Мон., $I2/a$
Гидроксилапатит	$Ca_5(PO_4)_3(OH)$	Гекс., $C6_3/m$
Ньюбериит	$MgHPO_4 \cdot 3H_2O$	Ромб., $Pbca$
Струвит	$NH_4MgPO_4 \cdot 6H_2O$	Ромб., $Pm2_1n$
Фосфаммит	$(NH_4)_2HPO_4$	Мон. (?)
Бифосфаммит	$NH_4H_2PO_4$	Тетр., $I\bar{4}2d$
Крандаллит	$CaAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$	Триг.
Таранакит	$3(K, Na, NH_4, Ca)_2O \cdot 5(Al, Fe)_2O_3 \cdot 7P_2O_5 \cdot 43H_2O$	Триг.
Уэдделит	$CaC_2O_4 \cdot 2H_2O$	Тетр., $I4/m$
Мочевина	$CO(NH_2)_2$	Тетр., $P42_1m$
Урикит	—	—
Гуанин	$C_5H_3(NH_2)N_4O$	—

других изучены пещеры Западной Австралии, отложения гуано в пещерах о. Мона (Пуэрто-Рико) и в пещере Пиг-Хоул (шт. Виргиния).

У. Б. УАЙТ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Gürl R. L.* The aragonite—calcite problem. — Bull. Nat. Speleol. Soc., 1962, 24, p. 57—73.

2. *Fischbeck R., Müller G.* Monohydrocalcite, hydromagnesite, nesquehonite, dolomit, aragonite and calcite in speleothems of the Frankische Schweiz, Western Germany. — Contr. Mineralogy Petrology, 1971, 33, p. 87—92.

3. *Hill C. A.* Cave minerals. Huntsville, Alabama, National Speleological Society, 1976. 137 p.

4. *Holland H. D. e. a.* On some aspects of the chemical evolution of cave waters. — J. Geol., 1964, 72, p. 36—67.

5. *Moore G. W.* The growth of stalactites. — Bull. Natl. Speleol. Soc., 1962, 24, p. 95—106.

6. *Moore G. W.* Checklist of cave materials. — Natl. Speleol. Soc. News, 1970, 28, p. 9—10.

7. *Thrailkill J.* Dolomite cave deposits from Carlsbad caverns. — J. Sed. Petrology, 1968, 38, p. 141—145.

МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: КЛАССИФИКАЦИЯ

Редкость и неравномерность распределения рудных месторождений, их крайне малые размеры и резко отличающийся состав в сравнении со всей совокупностью горных пород заставляют сделать вывод о том, что их возникновение связано с целой цепью специфических геологических процессов. Изучение таких месторождений по всему земному шару за последние 150 лет позволило, однако, получить такую разнообразную информацию о них, что многие геологи-рудники стали классифицировать их по генетическому принципу, другие же выбрали для их классификации описательные характеристики.

Первая генетическая классификация, завоевавшая широкое признание, была разработана В. Линдгреном в в 1906 г., последняя ее авторская редакция относится к 1933 г. В процессе пересмотра представлений о генезисе руд классификация Линдгрена неоднократно подвергалась критике сторонниками в основном двух направлений. К первому относятся геологи, которые ставили под сомнение фундаментальную идею Линдгрена о том, что значительная часть из известных ныне рудных месторождений земного шара сформировалась под действием процессов, непосредственно связанных с кристаллизацией магм.

Противники главной идеи Линдгрена о том, что рудные месторождения, в образовании которых не участвовали поверхностные или близповерхностные процессы, имеют в основном магматическое происхождение, предполагали разные возможные способы рудоотложения: от взаимодействия вулканических газов с морской водой до предположения, что рудные компоненты путем диффузии через твердые породы могли накапливаться под действием давления или градиентов концентрации. Но ни один из этих или каких-либо других предполагаемых механизмов не вызвал к жизни появления единой схемы классификации, которая сохранила бы свое значение и поныне.

Вторая группа критиков Линдгрена в целом принимает основные постулаты его концепции, но считает, что современные достижения рудной геологии требуют определенной ее модификации. Вероятно, практически общепризнанное расхождение со схемой Линдгрена — это возражение против того, что он придает слишком большое значение глубине зоны рудообразования, считая ее самым важным фактором, определяющим химическую активность гидротермальных растворов. Все высокотемпературные месторождения по системе Линдгрена рассматриваются как образовавшиеся на большой глубине (этот ее недостаток признавал и сам автор). Однако, по представлениям Баддингтона [см. 4], многие месторождения, минералы которых служат строгими критериями формирования при высоких температурах, судя по геологическим данным, образовались совсем на небольших глубинах.

Г. Шмитт (см. [Noble, 1955, p. 169]), Ридж [4, 5] и Парк и Мак-Дормид [1] внесли ряд изменений в классификацию Линдгрена.

Впоследствии важное значение многих изменений в классификации Линдгрена было показано в работах Кеннеди, в которых рассмотрены соотношения между давлением, объемом и температурой в водной фазе. Он показал, что в режиме температур и давлений, при которых предположительно формируются гипотермальные месторождения, рудные флюиды, хотя и находятся в газообразном состоянии (будучи при температурах выше критической температуры воды), подвергаются столь сильному сжатию, что становятся достаточно плотными (около 1/2 плотности воды при 25 °С), чтобы переносить минеральные ионы руд и пород в истинных растворах. Таким образом, рудообразование из флюидов в диапазоне температур непосредственно выше или ниже критических должно было бы дать сходные минеральные ассоциации и структуры.

В Европе за последние 25 лет получили признание две классификации рудных месторождений, разработанные Шнейдерхёном и Ниггли *. Шнейдерхён выделяет следующие четыре главных типа месторождений: 1) интрузивные и расплавно-магматические, в целом соответствующие магматическим месторождениям Линдгрена, исключая пегматиты; 2) пневматолитовые, включающие пегматиты и месторождения, сформировавшиеся при температурах выше критической температуры рудного флюида; 3) гидротермальные, которые подразделяются на разные типы в основном по минеральному составу, но с учетом глубины образования («гипабиссальные» и «субвулканические»), а также содержания разных минеральных ассоциаций (мезотермальные и эпитермальные); 4) эксгаляционные, которые в общем случае отвечают категории, определяемой действием газовых эманаций. В данной классификации в отличие от системы Линдгрена совсем не охвачены экзогенные месторождения. Пожалуй, самое слабое место классификации Шнейдерхёна — это предположение о том, что основным ключом к расшифровке условий формирования месторождений является их минеральный состав.

Ассоциация сурьма — самородная ртуть по имеющимся на настоящий момент данным всегда образуется в условиях низких давлений и низких температур, тогда как ассоциация золото—серебро может возникать в диапазоне от гипотермальных до лептотермальных и от ксенотермальных до эпитермальных условий; тем самым использование последней ассоциации в целях классификации практически не дает возможности определить генетически положение какого-либо месторождения в шкале интенсивности глубинного режима. Добавление таких терминов, как «мезотермальное», лишь отчасти проясняет генетическую принадлежность месторождения, но не решает всей проблемы. С другой стороны, классификация Линдгрена позволяет увязать любую минеральную ассоциацию с одной из выделенных категорий, если только рассматриваемые минералы сформировались в соответствующем диапазоне температуры и давления.

Классификация Ниггли — единственная среди общепризнанных, которая позволяет надлежащим образом увязать большинство факторов, определяющих условия

* В последние десятилетия в СССР классификации минеральных месторождений разрабатывались И. Г. Магакьяном, А. Г. Бетехтиным, В. И. Смирновым. Наиболее полно она дана в монографиях В. И. Смирнова. — *Прим. ред. пер.*

и конечные продукты процессов рудогенеза. В его классификации учитываются следующие моменты:

1) местоположение источника рудоносных растворов (глубинный плутонический, плутонический, субвулканический, вулканический);

2) местоположение рудных минералов в зависимости от: а) положения в земной коре на определенной глубине от поверхности земли — абиссальные, гипабиссальные, близповерхностные, субаквальные, аэральные (субаэральные); б) расстояния от места зарождения в магматической камере — интрамагматические, перимагматические, апомагматические, криптомагматические, телемагматические и в) от характера вмещающих пород и продуктов их изменения — возможны самые дробные подразделения;

3) физико-химическое состояние рудных флюидов (ортомагматические, пегматитовые, пневматолитовые, гидротермальные, эксгаляционные);

4) температура в главный период минерализации (высокая, умеренная, низкая, или соответственно греческие приставки ката, мезо и эпи).

Существует единодушное мнение, что в настоящее время еще не разработана идеальная классификация экономически важных месторождений полезных ископаемых. Широкое исцользование, хотя и с некоторыми оговорками, классификации Линдгрена позволяет рассматривать ее в качестве отправного момента, который дал толчок развитию основных идей о систематизации рудных месторождений Северной Америки. Вполне очевидно, что она, однако, может быть существенно улучшена. Преобладание в данном объеме пород руд, сформировавшихся в разных по интенсивности режимах (наиболее показательны в этом отношении месторождения Бьютт, Магма, Поранда, Аберфойл и Оруро), является достоверным свидетельством того, что интенсивность минерализации определялась более важными факторами, чем глубина от поверхности земли. Температура флюида и ограничивающее давление играют бо́льшую роль, чем истинная глубина, но, по-видимому, еще большее значение имеют такие параметры, как pH и скорость его изменения в гидротермальных растворах, давление кислорода p_{O_2} и концентрация O^{2-} (p_O) и OH^- (p_{OH}) в металлических и исходных силикатных рудных расплавах, а также Eh (окислительно-восстановительный потенциал). Ни один из четырех последних параметров в современных классификациях не принимается в расчет, и, что важнее, пока не предложено более или менее надежных методов оценки этих характеристик рудного флюида по имеющимся рудным месторождениям. Поэтому усовершенствование классификации возможно лишь после того, как в результате полевых и лабораторных исследований будет создана основа для дальнейшего развития теории рудогенеза, которая и определит точное место этих переменных параметров с последующим учетом их в классификации.

Дж. РИДЖ

См. также: *Жильные минералы; Минералы и металлы черных песков; Минералы пегматитов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Россыпные месторождения; Рудные минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Парк Ч. Ф., Мак-Дормид Р. А.* Рудные месторождения. М., Мир, 1966. 544 с.

2. *Bateman A. M.* Economic mineral deposits, 2nd ed. New York, Wiley, 1950. 916 p.

3. *Lindgren W.* Mineral deposits, 4th ed. New York, McGraw-Hill, 1933. 930 p.

4. *Ridge J. D.* Selected bibliographies of hydrothermal and magmatic ore deposits. — Geol. Soc. Am. Mem., 1958, 75. 199 p.

5. *Ridge J. D.* Annotated bibliographies of mineral deposits in Western Hemisphere. — Geol. Soc. Am. Mem., 1972, 131, p. 673—678.

Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982. 664 с.

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ И НАПОЛНИТЕЛИ

Наполнители — это тонкодисперсные материалы, добавляемые к какому-либо веществу с целью использования или улучшения его физических свойств или снижения расхода более дорогих или редких материалов. Наполнители не растворяют соединение вещества-хозяина и не реагируют с ним. Если конечному продукту необходимо придать определенный цвет, как это обычно и бывает, то требуются наполнители высокой белизны. Таким образом, наполнители также выступают как красящие вещества и в промышленности обычно называются пигментами или красителями [2, 9]. Здесь мы определяем пигменты как тонкодисперсные материалы, добавляемые к продукту исключительно с целью придания ему цвета, оттенка или непрозрачности. Следовательно, с этих позиций пигмент является одноцелевым наполнителем, служащим только для окрашивания.

В отдельных отраслях промышленности для наполнителей существует специальная терминология. Например, бумажная промышленность, являющаяся главным потребителем наполнителей, называет их наполнителями или покрытиями в зависимости от того, распределяются ли наполнители среди волокон бумажного листа или же используются в качестве поверхностного слоя. При производстве красителей наполнители применяют для образования красящей пленки и с целью экономии более дорогих пигментов, в этом случае они называются заполнителями. В промышленности по производству пестицидов и удобрений используются химическая инертность и абсорбирующие свойства некоторых наполнителей для переноса химических соединений. Этот тип наполнителей называют носителями. Такого рода комбинация носитель—химикат в свою очередь разводится при употреблении наполнителями, известными под названием разбавители.

Хотя многие материалы используются как наполнители и пигменты, здесь рассматриваются только те из них, которые получают непосредственно из пород, минералов, руд или из газа и нефти. Большинство естественных минеральных пигментов и наполнителей получаются просто путем тонкого помола природных соединений, некоторые из них иногда подвергаются обжигу. Изготовление цветных красителей завершается их смешиванием с белыми пигментами до получения требуемых оттенков.

Некоторые пигменты образуются в ходе химической обработки металлических руд. Сажу, используемую в качестве пигмента и наполнителя, получают из газа и нефти при их неполном сгорании или другими методами.

Добыча пигментов была одной из самых ранних отраслей горнодобывающей промышленности у первобытного человека и в Америке широко практиковалась индейцами. Наиболее примечательными среди минеральных пигментов являются землистые краски (охры), которые состоят из гидроксидов железа. Другими, более экзотическими минеральными пигментами, употреблявшимися в древности, являются ультрамарин из ляпис-лазури (*лазурита*), зеленая земля из выветрелых базальтовых туфов и очень неустойчивый синий пигмент из *азурита*. Существует мнение [8], что именно изменение окраски этого пигмента со временем могло быть причиной наблюдаемого теперь зеленого цвета небес в некоторых картинах старых итальянских мастеров.

Большинство пигментов в настоящее время производится синтетически из руд или металлов или же получается в качестве побочных продуктов в промышленных процессах.

Единственным природным минеральным пигментом, добываемым в настоящее время в существенных количествах, являются оксиды железа. Однако и синтетические оксиды железа приобретают всю большую ценность вследствие того, что их окраска и размер частиц легко контролируются в процессе синтеза.

ЖЕЛЕЗООКСИДНЫЕ ПИГМЕНТЫ

К главным железооксидным пигментам относятся охра, сиена и умбра. Составы этих пигментов варьируют в широких пределах, однако в основном они состоят из *лимонита* и *гематита*. В смеси с ними используют различные количества оксидов марганца, глины, а для получения пигмента Вандейк коричневый используют органические вещества в форме гуматов. В табл. 1 приведены источники получения в США и торговые наименования природных железооксидных пигментов.

Содержащий слюду оксид железа не применяется как краска, а является пигментом специального назначения, используемым для изготовления антикоррозионного покрытия. Главный его источник находится в Австрии; хотя такой пигмент обычно редко используется в Соединенных Штатах, некоторое его количество ввозится из Австрии.

Большинство месторождений железооксидных пигментов в США имеет небольшие размеры. Самую крупную продукцию дает рудник в округе Маркетт (штат Мичиган), где эти пигменты являются попутным продуктом при добыче железа. Ежегодно здесь добывается более 25 000 т *гематита* для изготовления пигмента, краски и для нужд химической промышленности. Другими производителями железооксидных пигментов являются небольшие горнорудные предприятия, главным образом в штатах Джорджия, Виргиния и Пенсильвания. В месторождениях этих штатов полезный продукт сложен лимонитовыми и охристыми веществами, которые выщелочены из пиритсодержащих осадочных пород и переотложены грунтовыми водами по трещинам или в виде остаточных отложений. Одно время из этих месторождений добывалось небольшое количество железа, однако сейчас они разрабатываются только на пигмент.

Рынок природных железооксидных пигментов. Большинство железооксидных пигментов производят сейчас синтетическим путем или получают в качестве побочных продуктов химической промышленности. Синтетические пигменты имеют преимущество перед минеральными в значительно большей стойкости цвета и постоянстве состава и, следовательно, являются их сильными конкурентами.

В 1979 г. в США было продано около 140 000 т железооксидных пигментов, оцененных в 94,2 млн. дол. Из этого общего количества естественных минеральных пигментов было около 67 000 т. Потребность в синтетических оксидах железа возрастает отчасти вследствие того, что они используются не только как пигменты, но и для производства ферритов, применяемых в вычислительной и электронной технике.

Поиски и полевые испытания. Почти любые охристые почвы, жилы или интенсивно окрашенные красные, желтые или коричневые осадочные породы потенциально могут быть железооксидными пигментами. Значительная часть этих отложений перемещена с глиной и имеет другие посторонние примеси, что ухудшает, естественно, их окрашивающие свойства. Простым эмпирическим тестом красящей способности пигмента служит размельчение материала в ступке и смешивание его с 10—20-кратным по массе количеством пудры ZnO. Сравнивая эту смесь с приготовленным аналогичным образом техническим пигментом, устанавливают его красящую способность. Разбавление с ZnO называется «разбеливанием» пигмента и производится до получения желаемого оттенка. Другой тест заключается в определении влияния размера частиц на цвет пигмента. Каждый пигмент имеет оптималь-

ТАБЛИЦА 1

Цвета природных железооксидных пигментов и их источники [2]

Цвет	Торговое наименование	Главные источники в мире	Источники в США	Примечания
Желтый и желтовато-коричневый	Желтая охра, римская охра, китайский желтый	Южная Африка, Франция	Картерсвилль (Джорджия); Генри (Виргиния), восток Пенсильвании	Устойчивый, непрозрачный
Красный и красновато-коричневый	Персидский красный, испанский красный	о. Ормуз, (Персидский залив), Испания	Железный рудник Мазер (округ Маркетт, Мичиган)	То же
Коричневый	Сырая умбра (названная по району Умбрия, Италия)	Кипр	Импортируется	Устойчивый; сырая умбра обжигается для удаления органического материала, окисления железа до Fe_2O_3 и производства жженой умбры
Темно-коричневый	Сырая умбра	Кипр	Импортируется	То же
Темно-желтовато-коричневый	Сырая сиена	Сиена (Италия)	Импортируется (охры из Джорджии иногда называются сиеной)	Прозрачный, поэтому может использоваться для окрашивания материи; сырая сиена обжигается для получения жженой сиены
Яркий красновато-коричневый	Жженая сиена	То же	То же	То же
Коричневато-черный	Вандейк коричневый			Содержит гуматы; блекнет до серого на ярком свету

ный размер частиц, близкий к 1 мкм; при меньшем их размере рассеяние света вызывает потерю некоторых собственных оттенков окраски. С другой стороны, размер частиц свыше 2 мкм приводит к образованию грубоокрашенных пленок. Тесты важны также для определения таких свойств пигментов, как маслоемкость, кроющая способность (укрывистость) и красящая способность, что описано Зигелем [12].

РАСПРОСТРАНЕННЫЕ ПИГМЕНТЫ, ИЗГОТОВЛЯЕМЫЕ ИЗ ДРУГИХ ПРИРОДНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Сфалерит, *ильменит* и *рутил*, а также ископаемое топливо употребляются в качестве исходного материала в производстве соответственно ZnO, TiO_2 и сажи. Все они представляют собой наиболее широко распространенные пигменты.

Цинковые пигменты. Основными цинковыми соединениями, используемыми в качестве пигментов, являются оксид цинка, хлорид цинка, сульфат цинка, освинцованный оксид цинка и литопон — продукт совместного осаждения сульфида цинка и сульфата бария. С увеличением потребления с 1960 г. оксида цинка резко возросла его добыча (а также сульфата цинка) из *сфалерита*. Другие цинковые соединения производят большей частью из мелкокусковатого и пластинчатого цинка и получают в качестве побочных продуктов.

Потребление в Америке одного только оксида цинка составило около 187 000 т в 1979 г., что соответствует почти 45 % общего производства цинка американскими плавильными печами. Оксид цинка используется главным образом при производстве изделий из белой резины, например некоторых частей автомобильных покрышек. Другой важной областью применения служит производство краски и светочувствительной копировальной бумаги.

Диоксид титана. Является очень важным пигментом. Он изготавливается из *ильменита*, *рутила* или из титановых шлаков — остатков после плавления *ильменита*. Весь идущий на пигмент диоксид титана после химического извлечения из минеральных концентратов подвергается перекристаллизации с образованием *рутила* или *анатаза* или смеси этих двух синтетических минералов. Оба имеют чрезвычайно высокий показатель преломления, отсюда их очень высокая отражательная способность и непрозрачность, или кроющая способность. Следовательно, они представляют особую ценность в качестве белой краски или как покрытие при производстве бумаги.

Извлечение диоксида титана для получения пигментов является главной областью применения титановых руд в США. В 1979 г. из ильменитовых концентратов было произведено около 660 000 т синтетических рутиловых и анатазовых пигментов, что составляет около 75 % общей добычи титана в США. Главными потребителями пигментов были отрасли производства красок (47 %), бумаги (22 %) и пластических масс (12 %); остальное (9 %) использовалось при производстве резины, покрытий для пола, текстильной продукции, чернил и керамики, а часть пигмента также шла на экспорт.

Сажа. Это почти чистый в частицах микрометрового размера углерод, получаемый из природного газа или жидкой нефти при их неполном сгорании или путем термического разложения в тщательно контролируемых условиях, которые предопределяют размер, структуру и физические свойства частиц. Несмотря на то что сажа является главным черным пигментом, используемым в производстве чернил и краски, основное ее количество используется в качестве активного наполнителя в шинной резине. В среднем автомобильная шина содержит около 3 кг сажи. При изготовлении пластических масс прежде использовали небольшое количество сажи для их окраски. Затем было установлено, что большее содержание сажи сильно повышает сопротивляемость полиэтилена старению под действием света. Сейчас до 50 % сажи добавляется в этих целях в полиэтиленовые кабельные покрытия, что представляет собой еще один пример одновременного использования вещества как пигмента и как наполнителя.

Существует прямое соотношение между масштабом производства резины и потреблением сажи. Производство сажи в Америке в 1975 г. составляло 3,6 млн. т. В их производстве было использовано около 735 млн. $м^3$ природного газа и 1940 млн. л жидких углеводородов. Этот процесс, использующий природный газ для производства «черных отходов», имеет эффективность всего 1—5 %. Однако по мере того, как растет цена на природный газ, внедряются более экономичные способы производства сажи.

Другие пигменты. Наибольшие количества черных пигментов изготавливаются из *графита*, *магнетита* и углистых сланцев. *Графит* и *магнетит* используются в красках специального назначения. *Графит* вследствие своей инертности используется как добавка в красках, применяемых для защиты металлов от коррозии. *Магнетит* — один из немногих минералов, которые размалываются до черной пудры, является важным черным пигментом для специального употребления.

МИНЕРАЛЬНЫЕ НАПОЛНИТЕЛИ

Почти любая порода, измельченная до пудры, может выполнять определенные функции наполнителей; однако некоторые породы и минералы в особенности хорошо удовлетворяют всем строгим требованиям к физическим свойствам наполнителей. Главными материалами-наполнителями являются каолин, известняк, диатомит, *тальк*, *асбесты*, *слюда*, *барит*, фуллерова земля (преимущественно *монтмориллонит*), *пирофиллит* и *волластонит*. Более 9 млн. т этих материалов используется ежегодно в США. Многие имеют специфические свойства (такие, как волокнистое строение *асбеста*), которые делают их в ряде случаев незаменимыми. Однако другие наполнители, такие как *каолинит*, *тальк* и *пирофиллит*, имеют близкие свойства и в некоторых случаях могут заменять друг друга. Их использование в значительной мере зависит от доступности, стоимости, транспортировки, добычи и обогащения (см. *Глины, минералы глин*).

В табл. 2 (в основном данные Камминса [3]) приведены некоторые свойства главных наполнителей, получаемых из минералов и пород.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ НАПОЛНИТЕЛЕЙ И ТРЕБОВАНИЯ К НИМ

Каждая отрасль промышленности, применяющая минеральные наполнители, имеет к ним свои специфические требования. Здесь приведены самые общие сведения о применении наполнителей в промышленности. Более специальная информация дана в работах [9, 11].

В табл. 3 перечислены отрасли, которые являются преимущественными потребителями главных минеральных наполнителей.

Асфальт, или битуминозные составы. Наполнители используются в асфальтовых составах, идущих на покрытие дорог, крыш, стенок резервуаров, изготовление черепицы, прокладок в соединениях, банок для электрических батарей и многих других изделий, для повышения вязкости, точки плавления, сопротивления механическому воздействию, твердости или сопротивления выветриванию. Во многих изделиях наполнитель составляет около 50 %, а в некоторых из них, например в асфальтовой черепице, он является главным компонентом. В асфальтовых материалах частицы наполнителя образуют спутанно-волокнистый каркас, который обеспечивает высокую вязкость и крепость. Следовательно

ТАБЛИЦА 2

Некоторые свойства главных минеральных наполнителей (по Камминс [3])

Наполнитель	Теоретический химический состав	Относительная плотность	Объемная плотность, кг/м³	Твердость (шкала Мооса)	Показатель преломления	Реакция (pH)	Абсорбция масла, см³/100 г	Характеристика частиц
Асбест (хризотил)	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$	2,5—2,6	160—640	2,5—4,0	1,51—1,55	8,5—10,3	40—90	Легко разделяемые тонкие волокна
Барит	$BaSO_4$	4,3—4,6	1280—1600	2,5—3,5	1,64	7	6—10	В общем изометричные; самый тяжелый из всех главных наполнителей
Бентонит (*монтмориллонит*)	$(Na, Ca)_{0,33}(Al, Mg)_2 \times Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	2,3—2,8	800—960	1,5+	1,55—1,56	6,2—9,0	20—30	Пористые микроагрегаты, неправильные формы; в основном пластинчатые структуры
Сажа	Твердый углерод, 85—96 %	1,7—1,8	160—240	—	—	6—6,8	30—90	Квазиграфитовые частицы С размером 50—5000 Å
Диатомит	$SiO_2 \cdot nH_2O$	2,0—2,35	100—320	4,5—6,0	1,42—1,49	6—8,5	100—300	Уникальная диатомовая структура; микро- и ультрамикропористость
Фуллерова земля (*монтмориллонит*)	$(Na, Ca)_{0,33}(Al, Mg)_2 \times Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$	2,2—2,6	440—620	4	1,50	7,5—8,2	30	Явно изометричные; под электронным микроскопом волокнистые, удлиненные
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2,3	400—640	1,5—2,0	1,52	6,5—7	17—25	Неправильные, грубоизометричные
Каолинит	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	2,6	320—640	2,0—2,5	1,56—1,58	4,5—7	25—50	Тонкие плоские гексагональные пластинки размером 0,05—2 мкм и их пачки
Известняк (*кальцит*)	$CaCO_3$	2,7	640—960	3	1,63—1,66	7,8—8,5	12—30	Различного размера частицы; в основном ромбы
Слюда (мусковит)	$KAl_2Si_3O_{10}(OH)_2$	2,7—3,0	190—240	2,0—3,0	1,59±	7,4—9,4	25—50	Пластиноподобные частицы
Перлит	Как риолит	2,5—2,6	60—320	5,0	1,48—1,49	9	50—275	Вытянутые «стекловатые» пузырчатые частицы и обломки
Портландцемент	Существенно кальциевые силикаты	2,9—3,15	1450—1600	5,6	1,72±	11,0—12,6	20	Различные ровные, округленные, угловатые и хлопьевидные частицы
Пемза	Силикаты, как в риолите	2,2—2,63	640—800	5—6	1,49—1,50	7—9	30—40	Пузырчатые
Пирофиллит	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	2,8—2,9	400—480	1—2	1,57—1,59	6—8	40—70	Мельчайшие сланцеватые пластинки или чешуйки и кристаллические частички
Породная пыль	Различный	2,6—3,3	800—1600	4—6,5	Варьирует	Обычно 7	20—40	Различные
Кремнезем кристаллический	SiO_2	2,60—2,65	800—1280	6,5—7,0	1,53—1,54	6—7	20—50	Различного размера угловатые и изометричные частицы
Сланец	Смесь силикатных минералов	2,7—2,8	640—1280	4—6	—	6—8	20—25	Плоские, клиновидные или сферические зерна
Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	2,6—3,0	420—640	1—1,5	1,57—1,59	8,1—9,0	20—50	Пластинчатые, сланцеватые или микроволокнистые
Вермикулит	$(Mg, Fe^{2+}, Al)_3(Al, Si)_4 \times O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$	2,2—2,7	100—160; высшего качества 320	1,5	1,56	Практически нейтральная	—	Пластинчатая структура или скопления пластинок
Волластонит	$CaSiO_3$	2,9—3,1	480—1540	4,5—5	1,6—1,65	10	20—26	Игольчатые

ТАБЛИЦА 3

Распределение промышленных наполнителей по областям применения

(*М* — главный потребитель; *т* — побочное использование; *р* — используется как пигмент)

Наполнитель	Области применения									Использование наполнителей в общем товарном производстве, % (приблизительно)	Примечания
	Краска	Резина	Бумага	Удобрения	Пестициды	Пластмассы	Кровельные материалы	Настильные материалы	Другие области использования		
Асбест						*т*	*т*	*М*	*т*	25	Как наполнители берутся главным образом «мягкие» и «короткие» сорта
Барит	*М*	*М*	*т*					*т*	*т*	5	Около 80 % годового производства в мире используется в тяжелых глинистых растворах при бурении
Бентонит и другие глины, исключая *каолинит* и фуллерову землю					*М*				*т*	1	Второстепенный наполнитель; главным образом как разбавитель в инсектицидах
Сажа	*р*	*т*	*р*			*т*, *р*				95	Великолепный усиливающий наполнитель в резине; также как пигмент
Диатомит	*т*		*т*	*т*	*т*	*т*			*т*	20	Для наполнителей используется в необработанном или размолотом виде, также прокаливается. Большие запасы. Важное применение в фильтрах
Фуллерова земля					*М*				*т*	10	Важные тиксотропные и адсорбирующие свойства, используется большей частью для изготовления широкого ассортимента соединений, для подстилок животным, в глинистых растворах при бурении, как обесцвечивающий реагент
Гипс	*т*		*т*			*т*				<5	Второстепенный минеральный наполнитель; используется сырой или обжигается
Каолинит	*т*	*М*	*М*	*т*	*т*	*т*			*М*	65	Наиболее важный минеральный наполнитель; главный наполнитель бумаги; важный наполнитель резины
Известняк	*М*	*М*	*т*			*М*		*М*	*М*	5	Самый дешевый наполнитель; имеет низкую маслоемкость и хороший цвет; основной наполнитель для мастик, замазок и составных смесей для обивочного картона; важный наполнитель
Слюда измельченная (включая серицитовые сланцы)	*М*	*М*	*т*		*т*	*т*	*М*		*т*	60	Слюда в виде скрапа, включая *флогопит* и *биотит* (большие запасы в слюдяных и серицитовых сланцах)
Перлит	*т*					*т*			*т*	1	Второстепенный наполнитель; главным образом в штукатурке и цементе, также используется для фильтров
Пирофиллит	*М*	*т*			*т*		*т*		*т*	65	Применение и свойства подобны таковым *талька*
Кремнезем измельченный	*М*	*т*			*т*	*т*			*т*	<1	Как заполнитель в палубной краске; используются его высокие истирающие свойства

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛ. 3

Наполнитель	Области применения										Примечания
	Краска	Резина	Бумага	Удобрения	Пестициды	Пластмассы	Кровельные материалы	Настильные материалы	Другие области использования	Использование наполнителей в общем товарном производстве, % (приблизительно)	
Тальк	*M*	*m*	*M*	*m*	*m*	*m*	*M*	*m*	*m*	40	Некоторые смеси содержат много *тремолита*, *антофиллита* или *серпентина*; важный наполнитель
Волластонит	*M*					*M*		*m*		25	Используется главным образом в керамике; важный минеральный наполнитель последних лет

для асфальтовых материалов волокнистая или пластинчатая форма частиц является более важным свойством наполнителя, чем цвет и однородность.

Краска. Наполнители, используемые в красках, известны как заполнители, так как они включают более дорогие пигменты в виде суспензии и после высыхания образуют красящую пленку, в которой распределен пигмент. Отсюда желательными свойствами минеральных наполнителей являются пластинчатая или волокнистая форма частиц, однородность и исключительная тонкозернистость, высокая отражательная способность и низкая маслоемкость. Последнее свойство особенно важно, так как в большинстве красок в качестве растворителя используются масло и смолы. Отсюда может быть использовано больше заполнителя на определенный объем масла при меньшем времени высыхания, если масло не абсорбируется минеральными частицами. Выбором соответствующего заполнителя обеспечиваются следующие желательные качества красок: устойчивость образованной пленки, ее эластичность, сопротивление выветриванию, однородность, укрывистость, а также низкая общая стоимость краски вследствие расходования меньшего количества исходного пигмента. В общем случае используется смесь заполнителей для получения необходимых свойств краски. С расширением использования латексных красок на основе воды особое внимание уделяется щелочности наполнителя с целью повышения устойчивости краски к действию коррозии. Большинство наполнителей являются нейтральными, однако некоторые, например *волластонит*, дают щелочные суспензии. Щелочные свойства красок полезны, в частности, для предотвращения ржавления закрашиваемых головок гвоздей и уменьшения ржавления металлических банок для краски. Щелочные суспензии предпочтительны и в случае применения пигментов, вступающих в нежелательные реакции в кислой среде. Для заполнителей красок исключительно важна однородная тонкозернистость, так как грубые частицы видны в тонких пленках краски. Для большинства практических нужд наполнители должны проходить сито 325 меш, однако при использовании в красках в качестве заполнителей они размалываются до микрометровых размеров; интенсивно разрабатывается техника еще более тонкого помола частиц.

Пластики. Производство пластмассовых плиток для пола долго было главной областью потребления асбеста и других наполнителей. Поскольку промышленность пластических масс быстро развивается и осваивает новые материалы, в использование вовлекаются многие другие виды минеральных наполнителей. В этой связи быстро расширяется потребление *талька*, *волластонита* и других наполнителей вследствие их прочности, теплостой кости, высокого электросопротивления, а также белизны. Для повышения устойчивости полиэтилена к воздействию солнечного света используется сажа, хотя первоначально она добавлялась лишь как пигмент. Желательно, чтобы наполнители пластических масс обеспечивали следующие их свойства: цвет, прочность, электросопротивление и теплостойкость, повышение точки плавления, жесткость, уменьшение хрупкости и низкую сжимаемость. Многие изделия из пластмасс содержат около 50 % наполнителей, присутствие которых определяет большинство физических свойств этих материалов.

Резина. Резиновая промышленность является главным потребителем наполнителей, действующих как активные наполнители, которые повышают сопротивление разрыву и истиранию, увеличивают жесткость, теплоотдачу и электрическое сопротивление, усиливают интенсивность цвета. Было проведено много исследований для определения действительной роли частиц наполнителя в резине, так как количество и размер зерен и вид наполнителя существенно влияют на физические свойства резины. Наполнитель в изделии значит много больше, чем просто заполнитель пространства в веществе. Требования к размеру частиц наполнителей резины заключаются в том, чтобы почти 100 % их проходило через сито 325 меш. Песчанистые частицы нежелательны, так как имеют тенденцию вызывать истирание и излишний износ режущего и штампующего оборудования. Относительное содержание наполнителей зависит от желаемых свойств конечного резинового продукта. Обычно содержание их колеблется в широких пределах, иногда достигая более 50 %. Для изделий белой резины важен цвет, поэтому как наполнители используются *барит*, оксид цинка и двуокись титана вместе с *каолином*. *Барит* также используется для увеличения плотности резины, применяющейся в изготовлении резиновых молотков. Сажа служит основным активным пигментом, используемым резиновой промышленностью. *Каолин* также представляет собой важный наполнитель резины, обеспечивающий ее высокую твердость и сопротивление истиранию. С наполнителем из очень тонкозернистого каолина («твердая глина») получают твердую резину, из более грубозернистого каолина («мягкая глина») — мягкую резину.

Бумага. Другим крупным потребителем наполнителей является бумажная промышленность, использующая их двояким образом. Во-первых, как собственно наполнитель, который, будучи смешан со связующими агентами, заполняет пустоты между вспененной целлюлозной и текстильными волокнами. Во-вторых, в качестве

поверхностного покрытия, для которого желательны такие свойства, как белизна, непрозрачность и блеск. Для покрытия пигменты и минеральные наполнители часто используются в комбинации: например, обожженный с добавлением флюса диатомит и TiO_2. В этом сочетании диатомит является пигментной добавкой. *Каолин* несомненно представляет собой главный минерал, используемый для покрытия и нагрузки бумаги.

Пестициды*. Минеральные наполнители применяются как разбавители и носители для инсектицидов и фунгицидов. В связи с тем что ядовитые вещества не могут наноситься эффективно в концентрированной форме, они должны быть разбавлены жидкостями или пылевидными порошками, чтобы обеспечить надлежащее распределение и такую концентрацию, которая не оказала бы вредного воздействия на собственно хозяина (подвергающегося обеззараживанию), но разрушила бы вредоносные организмы.

Токсические химикаты сперва смешиваются с минеральной пудрой — носителем до такой концентрации, при которой их перевозка, складирование и обращение с ними перед использованием на полях не вызывают большой сложности. Минеральные наполнители, подходящие для использования в качестве носителей, такие как диатомит, фуллерова земля и некоторые *глины*, обладают высокой абсорбционной способностью. Они должны обладать способностью диспергировать в жидкостях с тем, чтобы их можно было разбрызгивать, и должны быть инертны и совместимы с используемым токсическим веществом. Важные свойства — тонкозернистость и мягкость, позволяющие избежать забивания и излишнего изнашивания сопла распылителя.

Смесь пестицида с носителем обычно в дальнейшем разбавляется, чтобы было возможно применение воздушной и наземной техники. Наполнитель, используемый для этой операции, известен под названием разбавитель. Он должен быть тонкозернистым и иметь низкую избирающую способность, но не быть сильным сорбентом, как носитель. Хороший носитель для пестицидов также участвует в размельчении в процессе приготовления некоторых пестицидов и создает условия для растворения. Получающееся в результате пылевидное вещество должно свободно течь, но быть способным прилипать к поверхности растений, чтобы обеспечить максимальное воздействие на вредоносные организмы.

Интересной особенностью разбавителей и носителей является то, что некоторые минеральные пылевидные материалы убивают определенных насекомых и их личинки даже при отсутствии ядовитых химикатов. Очевидно, минеральная пыль засоряет системы пищеварения и дыхания.

Другое применение. Многие минеральные наполнители используются как носители и разбавители также в удобрениях и по тем же соображениям, что и в пестицидах, и, кроме того, в связующих веществах (клеях), уплотненных цементах и во многих других продуктах, каждый из которых требует особых физических свойств наполнителя.

К. БРАУН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andrews R. W.* Wollastonite. London, Institute of Geological Sciencies, 1970. 114 p.

2. *Brown C. E.* United States mineral resources: Pigments and fillers — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1973, 820, p. 527—535.

3. *Cummins A. B.* Mineral fillers. — In: Industrial Minerals and Rocks, 3rd ed. New York, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 1960, p. 567—584.

4 *Hancock K. R.* Mineral Pigments. — In: Industrial Minerals and Rocks, 4th ed. New York, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 1975, p. 335—357.

5. *Industrial* Minerals. Talc — mineral with a multitude of uses. (London). — Indus. Minerals, 1968, 5, February, p. 9—16.

6. *Koilonitsch V., Kliff E. F., Kleine C. H.* Functional pigments. Pt. 1. (London). — Indus. Minerals, 1970, N 38, November, p. 35—40.

7. *Kollonitsch V., Kliff E. F., Kleine C. H.* Functional pigments. Pt. 2. (London). — Indus. Minerals, 1970, N 39, December, p. 46—51.

8. *Ladoo R. B., Myers W. M.* Nonmetallic Minerals, 2nd ed. New York, McGraw—Hill, 1951. 605 p.

9. *Patton Temple C., ed.* Pigment Handbook. Vol. 1. Properties and Economics. New Yotk Wiley, 1973. 987 p.

10. *Schreck A. E., ed.* Metals, minerals and fuels, 1975 Minerals Yearbook. Washington. U. S. Bureau of Mines Minerals Yearbook. Vol. 1, 1977. 1550 p.

11. *Severinghaus Nelson, Jr.* Fillers, filters and absorbents. — In: Indus. Minerals and Rocks, 4th ed. New York, American Inst. of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 1975, p. 235—249.

12. *Siegel A.* Mineral Pigments. — In: Industrial Minerals and Rocks, 3rd ed. New York, American Institute of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 1960, p. 585—593.

* Пестициды — химические средства борьбы с микроорганизмами, растениями, животными. Инсектициды и фунгициды уничтожают вредных насекомых (и их яйца и личинки) и вредоносные грибы. Применяются в сельском хозяйстве. — *Прим. ред. пер.*

МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ

МИНЕРАЛЫ В ИСТОРИИ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА

Минералы играли огромную роль на протяжении всей истории человеческой деятельности. В классификации историков и антропологов отдельные стадии цивилизации связываются с использованием различных минеральных веществ: каменный век медный век, бронзовый век, железный век, или век металлов. Даже в современной терминологии — атомный век и ядерный век — ощущается преемственность понятий, напоминающая нам о существовании урана и тория. Каждая ступень цивилизации отвечает определенному уровню развития человеческой деятельности с точки зрения преобразования, обработки и практического использования минеральных ресурсов.

Первоначальные жизненные потребности человека в минеральных ресурсах удовлетворялись применением кремня и обсидиана и таких самородных металлов, как *золото* и *медь*. Эти первые шаги в использовании природных богатств исторически привели к одному из крупнейших достижений в области технического прогресса и культуры: к умению извлекать металлы из минеральных залежей. Первым металлом, добытым из руд, была медь. По историческим документам хорошо устанавливается начало возникновения и развитие металлургии железа. В древней металлургии (до н. э.) использовались золото, серебро, медь, железо, свинец и ртуть.

Круг используемых горючих материалов сохранялся практически неизменным до начала промышленной революции. С глубины веков до начала XIX в., пока бурное развитие промышленности не потребовало применения высококалорийного топлива, дерево оставалось главным источником горючего материала. В свою очередь основная доля потребления горючих ископаемых в мире с 1880 по 1950 г. приходилась на уголь, на смену которому в настоящее время пришли нефть и природный газ.

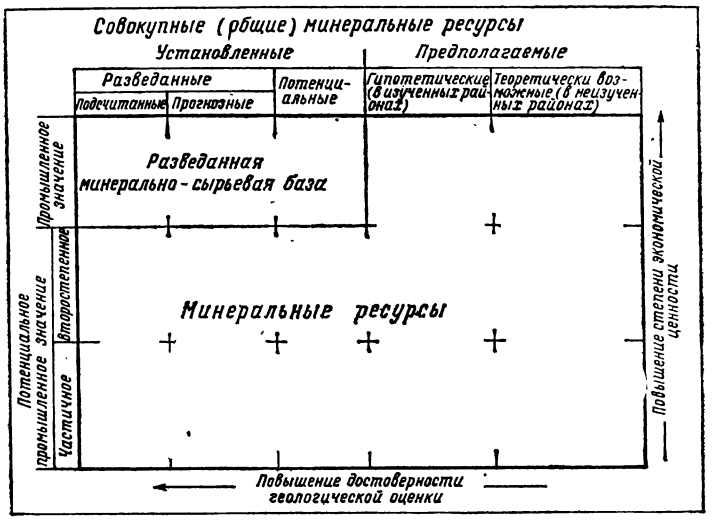


Рис. 1. Классификация минеральных запасов и ресурсов.

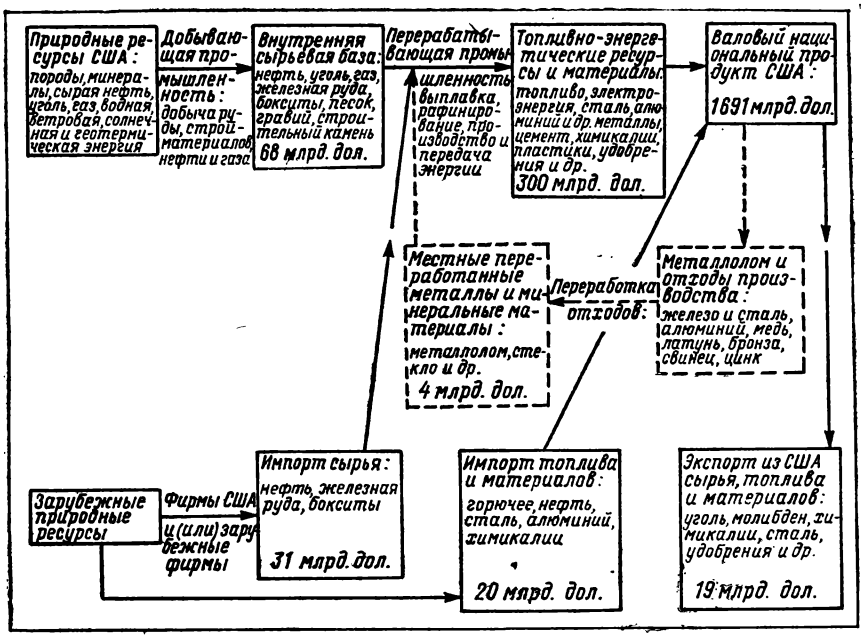


Рис. 2. Минеральные ресурсы в национальной экономике США (в ценностном выражении).

Экономические показатели (в миллиардах долларов)	1971	1972	1973	1974	1975	1976
Внутренняя минерально-сырьевая база:						
первичное сырье	31	32	37	55	63	68
вторичное сырье	2	2	4	4	3	4
Импорт:						
сырье	4	4	7	20	21	31
топливо и материалы	6	10	12	22	19	20
Внутренние топливно-энергетические ресурсы и материалы	145	170	200	255	265	300
Валовый национальный продукт	1063	1171	1306	1415	1516	1691
Экспорт:						
минеральное сырье, топливо и материалы	7	8	11	18	18	19

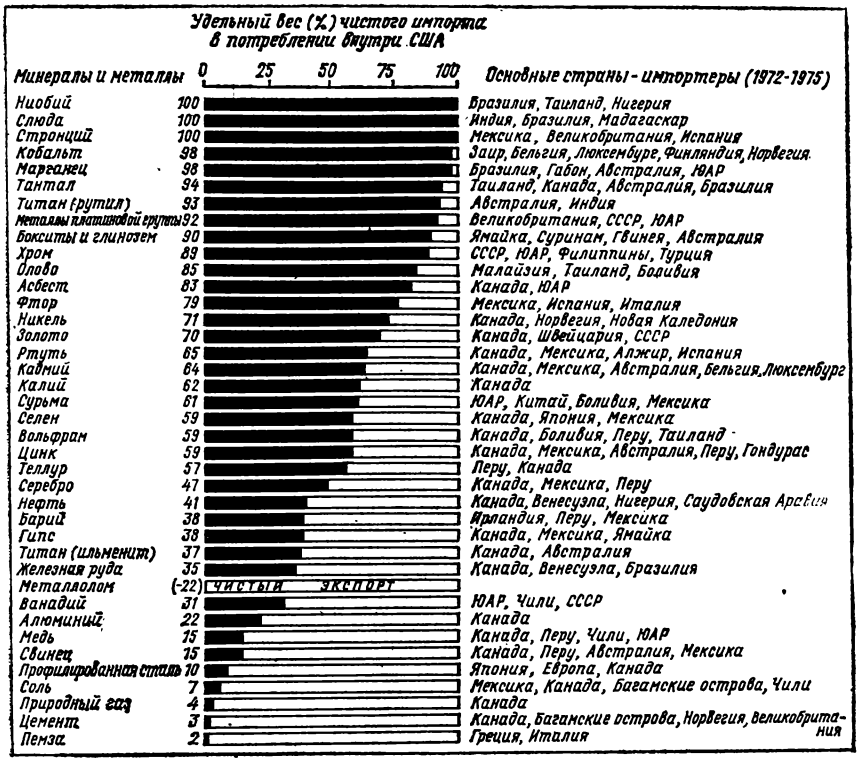


Рис. 3. Удельный вес отдельных видов импортируемого минерального сырья в потреблении внутри США (данные на 1976 г.).

Наряду с дальнейшим совершенствованием технологических методов добычи и обработки минерального сырья неуклонно возрастали потребности в нем. Потребление каменного материала и самородных металлов доисторическим человеком для изготовления орудий труда, оружия и предметов домашней утвари было совсем незначительным по сравнению с потребностями в использовании минеральных ресурсов у народов древних средиземноморских культур. Впоследствии промышленная революция привела к неимоверному расширению потребностей в минеральном сырье. За последние полстолетия было израсходовано больше сырья, чем за всю предыдущую историю человечества. Расход минерального сырья связан в основном со сферой деятельности сравнительного узкого круга промышленных стран, где живет небольшая часть населения земного шара.

РАЗВИТИЕ ГОРНОДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Оно шло параллельно с фундаментальными изменениями структуры мировой экономики. До промышленной революции разработка недр носила небольшие масштабы. Промышленная революция в европейских странах привела к существенному возрастанию потребностей в широком ассортименте минерального сырья. Однако спрос не удовлетворялся внутренними и региональными источниками полезных ископаемых.

Деятельность большинства горнорудных и нефтяных компаний первоначально не выходила за рамки собственной страны. Но в первые десятилетия XX в. происходило объединение некоторых из этих компаний в международные — по мере открытия и разработки месторождений полезных ископаемых за рубежом. Большинство крупных горнорудных и нефтяных компаний США в настоящее время ведут работы или связаны с ними в горнорудной промышленности за рубежом, например в Австралии, Канаде, странах Африки, Азии и Южной Америки. Процессу быстрой интернационализации горнодобывающей промышленности способствовал ряд факторов, в том числе: развитие промышленности и расширение национальной экономической базы в отдельных странах; истощение высококачественных легкодоступных для добычи руд во многих странах-потребителях; благоприятные условия капиталовложений в горнодобывающей промышленности в ряде зарубежных стран; дальнейшее совершенствование способов перевозок, в значительной мере способствовавших росту международной торговли.

Развитие горнорудной промышленности во многих странах и увеличение объема ее продукции в международной торговле способствовали двум важным моментам. Крупные страны-импортеры получили необходимое сырье для создания многоотраслевой промышленной базы. Страны-экспортеры помимо дохода приобрели технологию добычи и обработки руды, которые послужили толчком для дальнейшего развития их экономики.

Структура мировой горнодобывающей промышленности в последние десятилетия претерпела существенные изменения на почве того, что многие страны-экспортеры переосмыслили свою роль в глобальной системе поставщиков минерального сырья. Эти переоценки были вызваны такими факторами, как периодические колебания спроса и цен на отдельные виды минерального сырья и т. д.

ЗАПАСЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

В ближайшем будущем человечеству не угрожает перспектива полного истощения основных запасов минерального сырья. Огромные его потенциальные запасы

Мировые запасы отдельных видов сырья по странам

Виды сырья	Мировые запасы *, млн. т	США, % от мировых запасов	Другие страны, % от мировых запасов
Бокситы	15 750	<0,5	Австралия (32), Гвинея (23), Ямайка (6), прочие (>38,5)
Железо	88 000	2	Бразилия (15), Канада (12), Австралия (10), прочие (61)
Кобальт (металл)	2,5	—	Заир (28), Новая Каледония и Австралия (27), Замбия (14), прочие (31)
Марганец	5 530	—	ЮАР (37), Австралия (6), Габон (4), прочие (53)
Медь	390	21	Чили (16), Канада (9), Перу (7), Замбия (7), прочие (40)
Молибден (металл)	5	73	Чили (16), Канада (9), прочие (2)
Никель (металл)	44	<0,5	Новая Каледония (31), Канада (16), Куба (9), прочие (>43,5)
Металлы группы платины	0,0193	<0,5	ЮАР (65), СССР (32), прочие (>2,5)
Ртуть	0,183	8	Испания (38), Югославия (9), Италия (8), прочие (37)
Олово (металл)	10	<0,5	Индонезия (24), Таиланд (12), Боливия (10), Малазия (8), прочие (>45,5)
Уран (U_3O_8)	0,00109	28	ЮАР (22), Канада (20), Австралия (12), прочие (18)
Хромит	1 730	—	ЮАР (65), Зимбабве (32), прочие (3)
Цинк (металл)	119	23	Канада (26), Австралия (7), прочие (44)
Калийные соли (в пересчете на K_2O)	81 000	<0,5	Канада (83), ФРГ (4), прочие (>12,5)
Сера	2 030	12	Ближний Восток (30), Канада (20), прочие (38)
Фосфатные породы	12 700	21	Марокко (29), Западная Сахара (12), Австралия (11), прочие (27)
Нефть, л	Около $1 \cdot 10^{14}$	6	Саудовская Аравия (21), СССР (13), Кувейт (10), Иран (10), прочие (40)
Природный газ, млн. м³	61 700	11	СССР (30), Нидерланды (3), прочие (56)

* Та часть установленных минеральных ресурсов, полезные компоненты которых можно и экономически целесообразно добывать и использовать в качестве топлива, сырья и материалов.

сосредоточены в доступном для разработки приповерхностном слое Земли. По оценкам, 1 км³ пород среднекорового состава содержит 250 млн. т алюминия, свыше 125 млн. т железа, 250 тыс. т цинка и 150 тыс. т меди. Однако в настоящее время при имеющихся минеральных залежах еще не наступил момент для добычи полезных ископаемых из обычных коровых пород. Степень концентрации полезных компонентов контролируется их относительной распространенностью в земной коре и комплексом действующих физико-химических процессов. Целесообразность промышленной разработки разведанных месторождений определяется такими факторами, как уровень развития экономики и технический прогресс. Новые достижения в области техники открыли возможности извлечения полезного компонента из истощенных руд. Так, например, средняя сортность руды в США изменилась от содержания рудного компонента 3 % в 1880 до 0,6 % в 1970 г. Разработка таких разубоженных месторождений показывает, что понятие «запасы минерального сырья» не является какой-то застывшей категорией. Технический прогресс, ведущий к снижению затрат на добычу, или экономические факторы, способствующие поднятию цен на определенный вид минерального сырья, позволяют отнести минеральные ресурсы, ранее считавшиеся непромышленными, к категории промышленных.

Прогнозные оценки запасов некоторых видов ископаемого горючего, особенно нефти и природного газа, не столь оптимистичны. США обладает крупными запасами угля и горючих сланцев, известны месторождения асфальтовых песков. Помимо того, разработаны технологические приемы переработки этого сырья в искусственные горючие материалы. Однако мировые ресурсы минерального топлива ограниченны и, по сути, невозобновляемы.

При оценке совокупных (валовых) запасов минерального сырья следует разграничивать понятия «общие ресурсы» и «установленные на настоящий момент запасы полезных ископаемых». Согласно определению, принятому в США, под минеральными ресурсами понимают природные скопления минеральных образований, твердых, жидких или газообразных, которые могут быть как установленными, так и предполагаемыми и могут служить промышленным источником минерального сырья. В минерально-сырьевую базу входит достоверно установленная часть общих минеральных ресурсов, промышленная добыча которых возможна и экономически целесообразна. На рис. 1 показано соотношение между понятиями ресурсы и запасы.

США располагают обширной минерально-сырьевой базой и значительными запасами многих видов минерального сырья. Роль минерально-сырьевой базы в национальной экономике США иллюстрируется рис. 2, а запасы основных видов сырья в США в сопоставлении с мировыми представлены в таблице. На рис. 3 и 4 показаны соответственно удельный вес импорта в потреблении внутри страны

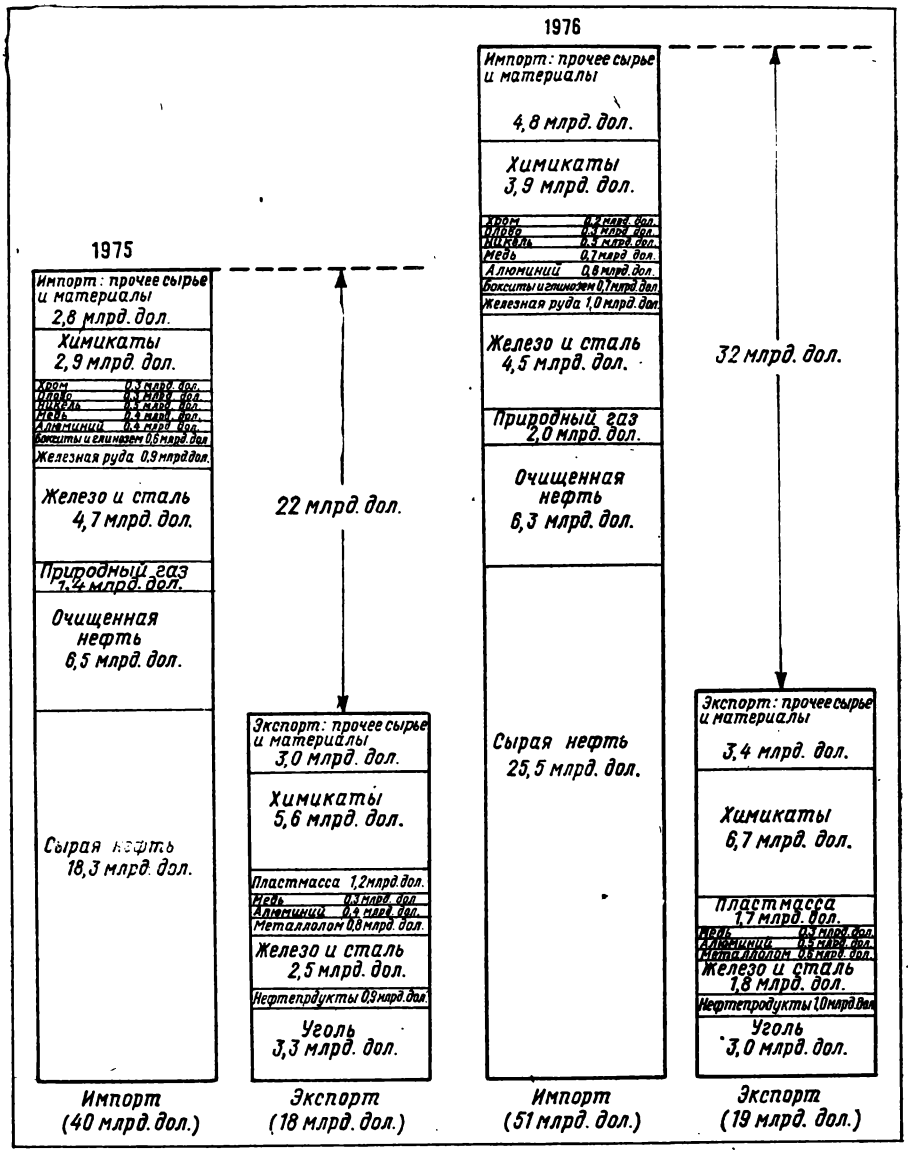


Рис. 4. Структура импорта и экспорта минерального сырья и материалов в США на период 1975—1976 гг.

и структура импорта и экспорта отдельных видов сырья на период 1975—1976 гг.

Настоящая статья отражает лишь точку зрения авторов по данному вопросу и не должна рассматриваться в качестве официально принятой версии.

Т. ЛЕНГТОН, Ф. ЯСНОВСКИ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Brooks D. B.* Minerals: an expanding or a dwindling resource. Mineral Bulletin MR 134, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Canada, 1973.

2. *Flawn P. T.* Mineral resources. New York, Rand McNally, 1966. 406 p.

3. *International* Labour Office. Yearbook of Labour Statistics, 1974. Geneva, 1974.

4. *National* Academy of Sciences — National Research Council, Committee on Resources and Man. — Resources and Man, 1969, 259 p.

5. *United* Nations. Yearbook of National Accounts Statistics, 1973, 3 vol. New York, 1975.

6. *U. S. Department* of the Interior, Annual Report of the Secretary of the Interior Under the Mining and Minerals Policy Act of 1970, annual.

7. *U. S. Department* of the Interior, Bureau of Mines, Commodity Data Summaries, 1975, January 1975, 193 p.

8. *U. S. Department* of the Interior, Minerals Yearbook, Annual 3 vols.

9. *U. S. Department* of the Interior, 1975. Minerals in the U. S. Economy: Ten-Year Supply-Demand Profiles for Mineral and Fuel Commodities.
10. *Warren K.* Mineral resources. New York, Halsted, 1973. 335 p.

МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ

Минеральные соли — это осадочные минералы, кристаллизующиеся в ходе испарения из природных водных растворов, которые являются преимущественно сильными электролитами. Термин «минеральные соли» охватывает большую группу растворимых солей, образование которых происходит не только при испарении растворов, но и при их охлаждении и засаливании.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Существует следующая генетическая классификация отложений минеральных солей.

1. Морские соляные месторождения
   а) неизмененные
   б) измененные
2. Континентальные соляные месторождения
   а) хлориты
   б) сульфаты
   в) карбонаты
   г) бораты
   д) нитраты
3. Рассолы

Эта классификация позволяет грубо подразделить месторождения минеральных солей на два главных типа: морские (или прибрежные) и континентальные (или неморские). Однако такое деление представляется весьма условным, поскольку многие минералы формируются и в морских и в континентальных условиях.

Континентальные растворы отличаются широким разнообразием, их состав определяется в первую очередь процессами выветривания поверхностных пород и в меньшей мере вулканической деятельностью. По химическому составу многие из этих растворов близки к морской воде, и из них при испарении или охлаждении осаждаются те же соли. Большое количество растворимых в воде минералов являются редкими. Они образуют локальные залежи, содержащие разнообразные химические элементы. По-видимому, более детальные и полные классификации должны учитывать и источники материала, но поскольку большинство соляных залежей образуется из разных источников, то, вероятно, следует производить классификацию на основе химического состава соляных месторождений. Это может быть подразделение по фазовым соотношениям минералов или просто по классам химических соединений, как в случае континентальных соляных отложений.

МИНЕРАЛЫ МОРСКИХ СОЛЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Описание. К главным компонентам морских соляных месторождений относятся Na^+, K^+, Mg^{2+}, Ca^{2+}, Cl^- SO_4^{2-}, Br^- и $B_4O_7^{2-}$. Кроме того, присутствует большое количество малых компонентов, таких как Fe^{2+}, CO_3^{2-} и I^-. В соляных месторождениях морского происхождения эти элементы входят в состав более 30 растворимых минералов и в еще большее число нерастворимых. Среди растворимых минералов широким распространением пользуются лишь *галит*, *сильвин*, *карналлит*, *каинит*, *лангбейнит*, *кизерит*, *полигалит* и *сингенит*, причем два последних минерала относятся к умеренно растворимым. Иногда в морских отложениях встречаются *глауберит*, *тенардит* и *эпсомит*. Остальные растворимые минералы распространены относительно редко.

Некоторые физические свойства и диагностические признаки минеральных солей приведены в таблице. Здесь не представлены очень редкие (*гидрогалит*, *эритросидерит*), метастабильные (*бассанит*, *пентагидрит*) или сомнительные минералы (*хлорокальцит*, *дугласит*). Цвет минералов не указывается, поскольку чистые минералы соляных месторождений почти всегда бесцветны. Характерная красная окраска *сильвина*, *карналлита*, *полигалита* и некоторых других минералов связана с примесью *гематита*, который иногда образует ориентированные сростки с минералом-хозяином. Целый ряд минералов проявляет разнообразную окраску, что вызвано вхождением рассеянных элементов в решетку минерала и некоторыми другими причинами.

Ниже приводятся некоторые дополнительные сведения относительно происхождения, форм проявления и свойств наиболее важных минералов соляных месторождений.

Галит NaCl — самый распространенный минерал из галогенидов. Обычно он встречается в переслаивании с *ангидритом*, но может ассоциировать и со всеми другими минералами соляных месторождений. При медленном испарении раствора *галит* иногда формирует воронковидные кристаллы на поверхности соляных залежей (см. *Скелетные кристаллы*). Кристаллы, нарастающие на поверхности более ранних выделений соли, часто образуют крупнозернистые, призматические или радиально-лучистые агрегаты, которые вытянуты вдоль направления [111]. Оба типа кристаллов могут содержать включения жидкости на гранях куба, особенно вблизи его вершин. При наличии трещин в таких пористых породах, как глинистые сланцы, *галит* встречается в виде волокнистых агрегатов. Отдельные «волокна» растут от их основания во время приоткрывания трещин. В ассоциации с другими минералами иногда встречается голубой *галит*, окраска которого связана с дефектами кристаллической решетки («центры окраски»), возникающими под действием радиации (см. *Дефекты в кристаллах*). При нагревании (до 100 °C) кристаллы становятся бесцветными.

Сильвин KCl — наиболее важное сырье для получения калия — значительно более редкий минерал по сравнению с *галитом*. Он встречается в пластах зернистого сложения, где постоянно ассоциирует с *галитом* (смесь этих минералов называется сильвинитом). В некоторых месторождениях *сильвин* имеет темно-красный цвет (например, в канадских месторождениях), который обусловлен мелкими включениями *гематита*. Светло-серая окраска *сильвина* связана с примесью глинистых частиц.

Карналлит $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$ может встречаться в массивных кристаллических осадочных породах, кроме того, в небольших количествах совместно с сильвинитом. Иногда отдельные зерна минерала проявляют металлическую игру цветов, что связано с присутствием ориентированных вростков чешуек *гематита*. При медленном испарении *карналлит* может формировать воронковидные кристаллы псевдогексагонального габитуса, но они не сохраняются в массивных породах. При надавливании молотком или ножом *карналлит* издает характерный звук, что обусловлено процессом вторичного двойникования.

Кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$ — один из наиболее широко распространенных сульфатов магния; обычно он встречается в месторождениях калийных солей. *Кизерит* не известен среди современных морских осадков, поэтому полагают, что он представляет собой продукт либо изменения более распространенного водного сульфата магния — *эпсомита* $MgSO_4 \cdot 7H_2O$, либо распада *каинита* в рассолах с высокой концентрацией хлорида магния. Обычно *кизерит* образует прорастания с другими солями. Он встречается в виде округлых зерен и изредка в виде кристаллов бипирамидального габитуса.

Полигалит $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$ часто встречается в небольших количествах в ассоциации с другими калие-

Физические константы минеральных солей

Название и состав минерала	Сингония, пространственная группа[1]	Параметры ячейки, Å		Спайность [2] Плотность [3] Твердость [4]	Показатели преломления [5]	$2V$-дисперсия [6]
		a_0 b_0 c_0	α β γ			
ГАЛОГЕНИДЫ						
Галит (поваренная соль) NaCl	Куб., $Fm3m$	5,640		{100} *p* 2,168 2	1,5443	
Сильвин KCl	Куб., $Fm3m$	6,293		{100} *p* 1,99 2	1,4903	
Бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$	Мон., $C2/m$	9,92 7,16 6,11	93,7	— 1,604 1—2	1,495 1,507 1,528	(+) 79, $r > v$
Карналлит $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$	Ромб., $Pban$	9,56 16,05 22,56		— 1,602 2,5	1,466 1,475 1,494	(+) 66, $r < v$
Тахигидрит $CaMg_2Cl_6 \cdot 12H_2O$	Гекс. правостор.			{10$\bar{1}$1} *p* 1,667 2	1,520 — 1,512	(—)
Риннеит $K_3NaFeCl_6$	Гекс. правостор., $R3c$	11,98 ($a_{пр}$ = 8,31) 13,84	($\alpha_{пр}$ = 92,2)	{11$\bar{2}$0} *g* 2,347 3	1,5886 — 1,5894	(+)
СУЛЬФАТЫ						
Тенардит Na_2SO_4	Ромб., $Fddd$	9,821 12,304 5,863		{010} *p* {101} *g* 2,664 2,5—3	1,471 1,477 1,484	(+) 82
Мирабилит (глауберова соль) $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	Мон., $P2_1/c$	11,51 10,38 12,83	107,75	{100} *p* 1,490 1,5—2	1,394 1,396 1,398	(—) 76, $r < v$
Афтиталит (глазерит) $K_3Na(SO_4)_2$	Гекс., $P3m$	5,66 — 7,30		{10$\bar{1}$0} *d* 2,66 3	1,491 — 1,499	(+)
Кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$	Мон., $C2/c$	6,89 7,61 7,53	116,3	{110} {111} *p* 2,571 3,5	1,520 1,533 1,584	(+) 55, $r > v$
Гексагидрит (сакиит) $MgSO_4 \cdot 6H_2O$	Мон., $C2/c$	10,06 7,16 24,39	98,6	{100} *p* 1,75 ?	1,426 1,453 1,456	(—) 38
Эпсомит (рейхардтит) $MgSO_4 \cdot 7H_2O$	Ромб., $P2_12_12_1$	11,86 11,99 6,86		{010} *p* 1,677 2—2,5	1,432 1,455 1,461	(—) 51
Вантгоффит $Na_6Mg(SO_4)_4$	Мон., $P2_1/c$	9,79 9,22 8,20	113,5	? 2,69 3,5	1,485 1,488 1,489	(—) 84, $r < v$
Блёдит (астраханит) $Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$	Мон., $P2_1/a$	11,09 8,20 5,50	100,65	— 2,25 2,5—3	1,483 1,486 1,487	(—) 71, $r < v$, сильная
Лёвеит $Na_{12}Mg_7(SO_4)_{13} \cdot 15H_2O$	Гекс., $R\bar{3}$ ($R3$?)	18,96 — 13,47		Отсутств. 2,38 2,5—3	1,490 — 1,471	
Лангбейнит $K_2Mg_2(SO_4)_3$	Куб., $P2_13$	9,920		Отсутств. 2,83 3,5—4	1,5347	
Леонит $K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$	Мон., $C2/m$	11,78 9,53 9,88	95,4	Отсутств. 2,20 2,5—3	1,479 1,483 1,487	(+) $\leqslant$90
Пикромерит (шёнит) $K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$	Мон., $P2_1/a$	9,06 12,26 6,11	104,8	{$\bar{2}$01} *p* 2,03 2,5	1,4607 1,4629 1,4755	(+) 48, $r > v$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ

Название и состав минерала	Сингония, пространственная группа [1]	Параметры ячейки, Å		Спайность [2] Плотность [3] Твердость [4]	Показатели преломления [5]	2V-дисперсия [6]
		a_0 b_0 c_0	α β γ			
Глауберит $Na_2Ca(SO_4)_2$	Мон., *C2/c*	10,10 8,28 8,51	 112,2	{001} *p* 2,85 2,5—3	1,515 1,535 1,536	(—) 7, $r > v$, очень сильная
Сингенит $K_2Ca(SO_4)_2 \cdot H_2O$	Мон., $P2_1/M$	9,72 7,16 6,21	 104,1	{100} {110} *p* 2,57 2,5	1,501 1,517 1,518	(—) 28, $r > v$, очень сильная
Гёргейит (михеевит) $K_2Ca_5(SO_4)_6 \cdot H_2O$	Мон., *C2/c*	$17,47_5$ $6,83_2$ $18,22_6$	 113,2	{100} *d* 2,77 3,5	1,560 1,569 1,584	(+) 79
Полигалит $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$	Трикл., 1 ($\bar{1}$?)	11,68 16,63 7,60	90,6 90,1 91,9	{10$\bar{1}$} *p* 2,78 3,5	1,547 1,560 1,567	(—) 64
СМЕШАННЫЕ СОЛИ						
Кашнит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 2{,}75H_2O$	Мон., *C2/m*	19,76 16,26 9,57	 94,9	{001} *p* 2,15 2,5—3	1,494 1,505 1,516	(—) $\leqslant$90, $r > v$
Дансит $MgSO_4 \cdot 3NaCl \cdot 9Na_2SO_4$	Псевдокуб., $I\bar{4}3d$ (?)	15,90		Отсутств. 2,59 ?	1,503	
НИТРАТЫ, СМЕСИ						
Натриевая селитра $NaNO_3$	Гекс., $R\bar{3}c$	5,0696 (25 °C) ($a_{пр}$ = 6,327) 16,829	($\alpha_{пр}$ = 47,8)	{10$\bar{1}$1} *p* 2,266 1,5—2	1,5874 1,3361	
Калиевая селитра KNO_3	Ромб., *Pmcn*	5,414 9,164 6,431		{011} *p—g* 2,109 2	1,332 1,504 1,504	(—) 7, $r < v$
Дарапскит $Na_3NO_3SO_4 \cdot H_2O$	Мон., *2/m*	—		{010} *p* 2,20 2,5	1,391 1,481 1,486	(—) 27, $r > v$
Лаутарит $Ca(IO_3)_2$	Мон., $P2_1/c$	7,19 11,40 7,33	 106,37	{011} *g* 4,59 3,5—4	1,792 1,840 1,888	(+) 90, $r > v$
Дитцеит $Ca_2CrO_4(IO_3)_2$	Мон., $P2_1/c$ (?)	10,18 7,31 14,06	 106,53	{100} *d* 3,62 3,5	1,825 1,842 1,857	(—) 86, $r > v$, очень сильная
КАРБОНАТЫ						
Трона $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$	Мон., *I2/c*	20,11 3,49 10,31	 103,13	— 2,147 2,5—3	1,417 1,494 1,543	(—) 74, $r < v$
Термонатрит $Na_2CO_3 \cdot H_2O$	Ромб., *Pmmm*	6,45 10,74 5,25		{100} *d* 2,255 1—1,5	1,420 1,506 1,524	(—) 48, $r < v$
Нахколит $NaHCO_3$	Мон., $P2_1/n$	7,525 9,72 3,53	 93,3	Отсутств. 2,238 2,5	1,375 1,498 1,583	(—) 74, $r < v$

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ

Название и состав минерала	Сингония, пространственная группа [1]	Параметры ячейки, Å: a_0 b_0 c_0	Параметры ячейки, Å: α β γ	Спайность [2] Плотность [3] Твердость [4]	Показатели преломления [5]	$2V$-дисперсия [6]
Пирссонит $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$	Ромб., *Fdd*2	11,32 20,06 6,00		2,382 3—3,5 —	1,504 1,509 1,573	(+) 27, $r < v$
Гейлюссит $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$	Мон., *I*2/*a*	11,57 7,765 11,20	 102,0 	Отсутств. 2,037 2,5—3	1,445 1,514 1,524	(—) 40, $r < v$
Шортит $Na_2Ca_2(CO_3)_3$	Ромб., *Amm*2	4,961 11,03 7,12	 	— 2,629 3,5	1,531 1,555 1,570	(—) 75, $r < v$
Нортупит $Na_2Mg(CO_3)_2 \cdot H_2O$	Куб., *Fd*3*m*	14,08		Отсутств. 2,407 3,5—4	1,513	
Бредлейит $Na_3MgCO_3PO_4$	Мон.	8,85 6,63 5,16	 90,4 	Отсутств. 2,720 3,5	1,487 1,546 1,560	(—) 50, $r < v$
БОРАТЫ						
Сассолин H_3BO_3	Трикл., $P\bar{1}$	7,039 7,053 6,578	92,58 101,17 119,83	{001} *vp* 1,48 1	1,340 1,456 1,459	(—), очень слабая
Бура $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$	Мон., *C*2/*c*	11,84 10,63 12,32	 106,6 	{100} *p* 1,715 2—2,5	1,4466 1,4687 1,4717	(—) 40, $r > v$, сильная
Тинкалконит $Na_2B_4O_7 \cdot 5H_2O$	Триг., *R*32	11,3 ($a_{пр}$ = 9,58) 20,9	($\alpha_{пр}$ = 71,7)	? 1,880 ?	1,461 — 1,474	(+)
Кернит $Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O$	Мон., *P*2/*a*	15,68 9,09 7,02	 108,87 	{100} *p* {001} *p* 1,91 2,5	1,454 1,472 1,488	(—) 80, $r > v$
Улексит $Na_2B_4O_7 \cdot Ca_2B_6O_{11} \cdot 16H_2O$	Трикл., $P\bar{1}$	8,73 12,75 6,70	90,27 109,15 105,12	{010} *p* 1,96 2,5	1,493 1,506 1,519	(+) 73
Прайсеит (пандермит) $Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$ (?)	Трикл. (?)	—		Отсутств. 2,42 3—3,5	1,572 1,591 1,594	(—) 43, $r < v$
Колеманит $Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$	Мон., $P2_1/a$	8,74 11,26 6,10	 110,12 	{010} *p* 2,423 4,5	1,5863 1,5920 1,6140	(+) 55, $r > v$
Иниоинит $Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$	Мон., $P2_1/a$	10,63 12,06 $8,40_5$	 114,03 	{001} *g* 1,875 2	1,495 1,51 1,526	(—) 70, $r < v$
Гидроборацит $MgCaB_6O_{11} \cdot 6H_2O$	Мон.	11,76 6,68 8,20	 102,8 	{010} *p* 2,167 2 (—3)	1,521 1,534 1,570	(+) 60, $r < v$
Борацит $(Mg, Fe)_3ClB_7O_{13}$	Ромб., $Pca2_1$	8,54 8,54 12,07		Отсутств. 2,9—3,0 7—7,5	1,662 1,667 1,673	(+) 82
Ссайбелиит (ашарит) $MgHBO_3$	Ромб., $A2_122$	10,42 25,05 3,14		 2,65 3	1,58 1,646 1,65	(—) 24

[1] Пространственная группа показана символами Германна—Могена.
[2] Указана только наиболее отчетливо выраженная спайность: *vp* — весьма совершенная; *p* — совершенная; *g* — хорошая; *d* — отчетливая.
[3] Плотность дана для 20 °С.
[4] Твердость дана в соответствии со шкалой Мооса.
[5] Показатели преломления даны для Na-света в следующем порядке: n_o, n_e или n_p, n_m, n_g.
[6] Угол оптических осей $2V$ дан соответственно как положительный (+) или отрицательный (—).

выми минералами и образует также самостоятельные залежи, иногда очень крупные (например, в штате Канзас, США). *Полигалит* может находиться совместно с *сингенитом* и в постоянной ассоциации с *ангидритом* и *галитом*. Обычно он образует волокнистые агрегаты или полосчатые слои. Хорошо раскристаллизованные разности *полигалита* редки, находки их обычно связаны с богатыми *галитом* ассоциациями минералов. *Полигалит* повсеместно характеризуется присутствием полисинтетических двойников. При наличии мелких включений *гематита* он окрашен в красные тона.

Каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 2{,}75\ H_2O$ и *галит* относятся, вероятно, к единственным из наиболее важных морских солей, отложившихся из морской воды и не претерпевших последующего изменения. Крупные залежи этих минералов найдены в Сицилии. В ГДР такие залежи, по-видимому, являются вторичными образованиями на отложениях калийных солей, где они были сформированы при метаморфической переработке первичных отложений под действием метеорных вод. *Каинит* встречается чаще всего в виде сахарообразных масс или волокнистых агрегатов. В пустотах или трещинах пород находят хорошие кристаллы этого минерала. *Каинит* повсеместно находится в ассоциации с *галитом*, обычно встречается также вместе с *сильвином*, а иногда и с *лангбейнитом*, *леонитом* или *кизеритом*.

Лангбейнит $K_2Mg_2(SO_4)_3$ тоже может непосредственно осаждаться из горячих растворов. Крупные залежи этого минерала найдены только в ЧССР (Карлови-Вари) и ГДР. *Лангбейнит* постоянно встречается в ассоциации с *галитом* или *сильвином*. Обычно он образует желваковые массы, а также встречается в грубозернистых полосчатых пластах, где его содержание составляет до 90 % общей массы породы. Отдельные кристаллы *лангбейнита* срастаются с *галитом* и *сильвином*, обнаруживая при этом тетраэдрический облик. Эти сростки обычно замещаются *кизеритом* и *сильвином*. Хорошими диагностическими признаками *лангбейнита* являются раковистый излом и стекловидный облик.

Геология и распространение соляных отложений. Среди залежей морских солей, несомненно, наиболее крупными по запасам калийных солей являются месторождения Канады, где сосредоточены самые высокосортные руды. Большие запасы калийных солей имеются на Урале.

Соляные отложения установлены в нижнекембрийских и даже в докембрийских образованиях, но растворимые соли в месторождениях такого древнего возраста неизвестны. Во многих древних залежах представлены лишь самые ранние стадии формирования соленосных толщ. Вероятно, наиболее благоприятные условия для накопления растворимых солей имели место в пермский период. Образование крупных месторождений морских соляных месторождений было приурочено к теплым аридным зонам. Небольшие залежи и корки солей могут формироваться во всех широтах.

МИНЕРАЛЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ СОЛЯНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Растворимые соли неморского происхождения известны во многих внутриконтинентальных бассейнах. Общие запасы их в целом малы по сравнению с морскими месторождениями, и они отличаются от последних большими вариациями химического состава. Однако есть среди них и очень крупные месторождения, например в районе Грин-Ривер, в бассейне Сирлс-Лейк (смешанные соли), а также залежи *астраханита* в Лагуна-дель-Рей (Мексика). В таблице приведены некоторые кристаллографические и диагностические признаки наиболее важных минералов. Ниже мы рассмотрим минералы по отдельным классам химических соединений.

Сульфаты. Эта группа охватывает очень большое число минеральных солей: *тенардит*, *мирабилит*, *глауберит*, *астраханит*, *эпсомит* и другие сульфаты металлов.

Тенардит Na_2SO_4 образует хорошие бипирамидальные кристаллы, но часто встречается и в виде порошковидных корок или выцветов в почвах аридных районов. Иногда он образует пылеватые и полые псевдоморфозы по *мирабилиту*.

Мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10\ H_2O$ образует короткопризматические кристаллы, иногда удлиненные параллельно оси *b*, реже встречаются игольчатые и таблитчатые разновидности. Поскольку с понижением температуры растворимость *мирабилита* резко понижается, то выделение его из морской воды, рассолов или вод щелочно-сульфатных озер происходит в холодные сезоны *.

Глауберит $Na_2Ca\ (SO_4)_2$ проявляет своеобразный габитус. Он встречается либо в виде пластинчатых кристаллов, уплощенных по оси *c*, либо огранен призмами, параллельными направлению [101] или по оси *c* (в последнем случае наблюдается штриховка параллельно *a*). *Глауберит* обнаруживает инконгруэнтное растворение в воде с образованием *гипса*: *Глауберит* часто находится в ассоциации с *тенардитом* и *галитом*, формируя твердые корки или инкрустируя илистые осадки в высохших водоемах.

Астраханит $Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4\ H_2O$ встречается в виде короткопризматических кристаллов или в крупнозернистых массивных агрегатах.

Сульфатные минералы распространены в засушливых районах, где они отлагаются в мелких соленых водоемах, которые связаны с пересыхающими и непересыхающими солеными озерами. Целый ряд залежей образуется в ледниковых бассейнах или вблизи щелочных источников в любых широтах (например, на северо-западе США и в Южной и Центральной Канаде). *Астраханит* может, кроме того, осаждаться при охлаждении рассолов или морской воды, и такие залежи известны во многих районах мира (Антарктида, СССР и др.). Сульфаты присутствуют в любых грунтовых водах, минеральных источниках, а также в рассолах, возникающих при выщелачивании сульфатных минералов (*гипс* и др.), окислении сульфидов или поглощении сернистых газов из атмосферы (атмосферными осадками). Рассолы с высокой концентрацией сульфатов, а также твердые осадки образуются в том случае, когда содержание растворимых ионов (Na, K, Mg) превышает содержание осаждающегося иона — Ca. Поэтому обычно в рассоле или в залежи представлена смесь солей, но доля сульфатного иона обычно настолько велика, что иногда другие анионы могут отсутствовать и среди этих солей преобладают сульфаты (обычно Na_2SO_4).

Известно много месторождений глауберовой соли (*мирабилита*), которая кристаллизуется при охлаждении растворов. Наиболее крупные из месторождений мирабилита найдены в Мексике (Лагуна-дель-Рей), США (Сирлс-Лейк, штат Калифорния), Чили (Антофагаста и Мария-Элена), в нескольких озерах Южной и Центральной Канады. Многочисленные мелкие месторождения глауберовой соли имеются в Турции, ЮАР, Румынии, СССР, Испании и Аргентине.

Нитраты. Эти соли встречаются исключительно редко, и во всем мире известно только одно промышленное месторождение и несколько небольших залежей. Нитраты хорошо растворимы в воде, и обычно они распыляются на воздухе и подвержены восстановлению органическими веществами. Единственные залежи, представляющие экономический интерес, приурочены к характерным образо-

---

* *Мирабилит* кристаллизуется из растворов при температуре 33 °С; выше этой температуры образуется *тенардит* — безводный сульфат натрия. — *Прим. ред. пер.*

ваниям, называемым каличе * и распространенным в чилийской пустыне Атакама. В этом месторождении примерно в равных количествах встречаются поваренная соль NaCl, корки *тенардита* Na_2SO_4 и чилийская (натриевая) *селитра* $NaNO_3$, а также промышленные концентрации иода (иодатов), магния, калия, боратов и других компонентов. Нитрат натрия характеризуется кристаллической структурой, которая идентична структуре *кальцита*. Эта соль здесь обычно цементирует конгломераты или другие грубозернистые обломочные породы или образует крупнокристаллические белые корки. Чилийское месторождение охватывает площадь около 300×80 км, а продуктивный горизонт составляет верхние 5 м. Другое месторождение приурочено к отложениям небольшого озера в Ливии; кроме того, известны многочисленные мелкие проявления нитратов, связанные с залежами гуано. *Калиевая селитра* KNO_3 и дарапскит $Na_3NO_3SO_4 \cdot H_2O$ встречаются редко; их находят в качестве акцессорных минералов в виде таблитчатых бесцветных кристаллов в полостях или трещинах массивных нитратсодержащих породах.

С нитратами постоянно ассоциируют небольшие количества иодатов, хлоратов и хроматов. *Лаутарит* $Ca(IO_3)_2$ часто образует радиально-лучистые агрегаты или коротко-призматические кристаллы. *Дитцеит* $Ca_2CrO_4(IO_3)_2$, обычно встречающийся в виде корок, сложенных темно-золотистыми волокнистыми или столбчатыми кристаллами, в чилийском месторождении приурочен к «желтому каличе» или «серному каличе». При разработке «желтого каличе» побочным продуктом является иод. Желтоватая окраска каличе, исключая *дитцеит*, обусловлена примесью *тарапакаита* K_2CrO_4, развитого в виде крупных таблитчатых кристаллов ярко-желтого цвета, и *лопецита* $K_2Cr_2O_7$, формирующего мелкие шаровидные агрегаты; окраска этих минералов варьирует от оранжево-красной до кирпично-красной. *Тарапакаит* и *лопецит*, как и все нитраты, характеризуются высоким окислительным потенциалом — от +1 до +1,3 В, что характерно для природных соединений в условиях настоящих пустынь, лишенных органических веществ-восстановителей.

Природа происхождения этих нитратов не ясна; предполагают, что они переносились с возвышенных участков к месту современной локализации временными водными потоками (или такими атмосферными явлениями, как густой туман). Исходным материалом могли служить скопления гуано, горячие источники вулканических областей, разложившиеся органические остатки и т. д.

К а р б о н а т ы. Минералы этого химического класса полностью представлены разнообразными карбонатами натрия. *Трона* $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2\,H_2O$ встречается обычно в виде крупнокристаллических масс белого, желтого или зеленовато-серого цвета. Этот минерал образует шаровидные и радиально-лучистые агрегаты, пласты, сложенные волокнистыми, игольчатыми или тонкими кристаллами, а также тонкозернистые агрегаты, состоящие из мельчайших игольчатых кристаллов. *Термонатрит* $Na_2CO_3 \cdot H_2O$ развивается в виде порошкообразных агрегатов, возникающих при разложении натрийсодержащих минералов. *Нахколит* $NaHCO_3$ встречается в виде хрупких кристаллических агрегатов, часто проявляющих двойники типа «рыбьего хвоста», а также в виде пористых масс. Природная кристаллическая сода — *натрон* $Na_2CO_3 \cdot 10\,H_2O$ — встречается реже, поскольку предел ее стабильности ограничен сравнительно низкими температурами. Помимо того, в районе Грин-Ривер описаны сложные карбонаты натрия и кальция — *пирссонит*, *гейлюссит* и *шортит*, а также *нортупит* и *бредлейит* (см. таблицу). Ряд карбонатных минералов встречается в большом количестве, но имеет локальное распространение, например, в районе Сирлс-Лейк, где описаны следующие минералы. *Ганксит* $9\,Na_2SO_4 \cdot 2\,Na_2CO_3 \cdot KCl$ — кристаллы в форме гексагональной дипирамиды ($C6_3/m$), одноосный (отрицательный), $n_o = 1{,}481$, $n_e = 1{,}461$; характерны крупные идиоморфные кристаллы, иногда по габитусу сходные с кварцем, а иногда короткопризматические с отчетливыми базальными пинакоидами или целиком ограниченные пирамидальными гранями. *Бёркеит* $2\,Na_2SO_4 \cdot Na_2CO_3$, ромбическая сингония, двуосный, отрицательный, $n_p = 1{,}448$, $n_m = 1{,}489$, $n_g = 1{,}493$. Встречается в виде таблитчатых, по форме наподобие подушек, неровных кристаллов, часто с двойниками Х-образной конфигурации. Чистый *бёркеит* иногда слагает плотные слои мощностью до 0,3 м, а также выполняет полости и образует желваки, но чаще всего он смешан с *троной*, *бурой* или другими минеральными солями. Изредка с описанными минералами в тех же месторождениях ассоциируют *тихит* $2\,Na_2CO_3 \cdot 2\,MgCO_3 \cdot Na_2SO_4$, кубическая сингония; *сульфогалит* $2\,Na_2SO_4 \cdot NaCl \cdot NaF$, кубическая сингония, и *шайрерит* $Na_2SO_4 \cdot Na(F, Cl)$, гексагональная сингония.

Многие из широко распространенных мировых натрово-пепловых залежей первоначально представляли собой озера с большим содержанием карбонатов, такого типа, как в Египте, в пустыне Сахара, в Юго-Западной Африке, в Южной и Северной Америке и в других районах. Они могли развиваться тремя различными путями: 1) при выщелачивании карбонатов растворимая карбонатная порода кристаллизовалась непосредственно из лавового потока или магматической интрузии; 2) при бактериальном восстановлении сульфатов из стратифицированных бессточных озер с высоким содержанием органического компонента; 3) в процессе обычного осушения и испарения.

Крупнейшие мировые натриево-карбонатные залежи формировались в условиях бессточных озер. Они имеют эоценовый возраст и встречаются в виде прослоев в битуминозных мергелях формации Грин-Ривер (см. *Минералогия формации Грин-Ривер*). *Трона*, *шортит* (клиновидные или короткопризматические идиоморфные кристаллы), а местами *нортупит* — наиболее широко распространенные натрийсодержащие карбонаты в штате Вайоминг. Запасы *троны* в этом штате очень крупные и представляют огромный промышленный интерес; здесь развиты пласты мощностью до 4 м на обширной площади, почти нацело сложенные *троной*. *Нахколит* в большом количестве найден в штате Колорадо, а также известен в штате Юта (бассейн Юинта). Подсчитано, что в ближайшее время месторождения Грин-Ривер смогут обеспечить потребности большей части стран мира, лишенных натриево-карбонатного сырья. По примерным оценкам запасы *троны* здесь составляют свыше 1 млрд. т Na_2CO_3. Запасы *нахколита* в штате Колорадо составляют около 100 млн. т.

К главным факторам, контролирующим формирование натриево-карбонатных залежей, относятся преобладание растворения карбонатов над их осаждением на площади водосбора, растворение щелочных карбонатов или вулканических стекол, высвобождение CO_2 при разложении органических остатков или из вулканических источников в виде умеренно растворимой *троны*. После осаждения *кальцита* и *доломита* остаточные рассолы при испарении достигают насыщения в отношении натрийсодержащих карбонатов. Тесная связь некоторых карбонатных отложений с вулканизмом отчетливо видна на примере оз. Натрон (Танзания), в котором натриево-карбонатные образования возникли в результате выщелачивания современных, богатых щелочами карбонатитовых лав. Хорошим примером, иллюстрирующим механизм бактериального восстановления, может служить месторождение в Египте.

Б о р а т ы. Эти минералы почти исключительно связаны с горячими источниками вулканических областей. В морской воде содержание боратов невелико, поэтому

* Мощные горизонты вторичного накопления различных солей, которые приурочены к поверхности каменистых почв в районах с засушливым и полузасушливым климатом. — *Прим. ред. пер.*

в морских соляных отложениях обычно содержится очень небольшое количество бора, который концентрируется в ангидрите и глинистых минералах. Поскольку бораты легкорастворимы в воде, то они кристаллизуются лишь на заключительных стадиях осадконакопления с образованием *борацита*, *ашарита* (ссайбелиита). С другой стороны, считается, что содержание бора в континентальных соляных отложениях тесно связано с термальными источниками. Наибольшим распространением пользуются бораты кальция, известно также несколько крупных месторождений боратов натрия. К более редким солям относятся бораты магния, обычно ассоциированные с морскими отложениями, а крайне редко встречающиеся бораты стронция — с континентальными либо с измененными морскими соляными отложениями. Бораты натрия, кальция и магния, а также бораты, содержащие дополнительные катионы, довольно многочисленны, но из них только около десятка (см. таблицу) представляют определенный интерес.

Бура $Na_2B_4O_7 \cdot 10\ H_2O$ — наиболее важный минерал — первичный борат, неустойчивый в сухом климате или при высоких температурах. Бура обычно встречается в обнажениях, но всегда совместно с *тинкалконитом*. В неизмененном виде она образует короткопризматические или удлиненные идиоморфные кристаллы, сходные с кристаллами *пироксена*, иногда с отчетливо волнистой зональной структурой, но чаще всего встречается в виде субидиоморфных, иногда ксеноморфных кристаллических масс. Неизмененные кристаллы бесцветны или окрашены в желтовато-зеленоватые тона, для них характерен жирный блеск.

Кернит $Na_2B_4O_7 \cdot 4\ H_2O$ установлен в качестве главного компонента в месторождении Крамер (округ Керн, шт. Калифорния, США). Он встречается в виде больших бесцветных кристаллов, проявляющих совершенную спайность по двум направлениям. *Кернит* образуется из буры в интервале температур 53—63 °С.

Улексит $Na_2B_4O_7 \cdot Ca_2B_6O_{11} \cdot 16\ H_2O$ обычно встречается в виде прозрачных шелковистых волокон, образующих радиально-лучистые, спутанно-волокнистые или массивные агрегаты. Рыхлые белые разновидности в илистых осадках высыхающих водоемов известны под названием «хлопковых шариков». В массивных отложениях улексит образует кристаллы отчетливой формы, встречаясь в смеси с другими боратами.

Колеманит $Ca_2B_6O_{11} \cdot 5\ H_2O$ обычно образует массивные слоистые и шаровидные агрегаты. В пустотах иногда развиваются хорошо ограненные кристаллы, для которых характерен короткопризматический или псевдоромбоэдрический габитус. Местами они, по-видимому, представляют собой продукты изменения *улексита* и *буры* под действием циркулирующих грунтовых вод. В месторождениях Индер (Казахстан, СССР) *колеманит* замещается другими минералами, в основном *гидроборацитом*.

Самый крупный в мире и наиболее важный источник добычи бора связан с месторождением Крамер в пустыне Мохава (шт. Калифорния, США), которое обеспечивает мировые потребности в боратах на 90 %. В нем представлены крупные, почти без примесей, кристаллы различных боратов. Самые нижние горизонты рудного тела сложены грубозернистым *кернитом* со следами *пробертита* $NaCaB_5O_9 \cdot 5\ H_2O$. Наблюдаются постепенные горизонтальные и вертикальные переходы пластов *буры* в *глины*, содержащие *улексит*, а в краевых частях *колеманит*. Примечательно, что рудное тело сложено почти нацело *бурой* и в нем практически отсутствуют другие минеральные соли. Многочисленные слои туфов и наличие низкотемпературных гидротермальных сульфидов — *реальгара* и *антимонита* — являются свидетельством связи бора с горячими источниками и его эндогенного происхождения. Месторождения такого типа найдены в Турции, но они там имеют более сложное строение.

Значительно более сложное соленосное месторождение, содержащее бор, генетически связанное с горячими источниками вулканической области, известно в Сирлс-Лейк (шт. Калифорния). Оно обеспечивает 5 % мировых потребностей в боре. *Бура* местами образует крупные залежи, но в среднем составляет менее 1 % общих запасов минеральных солей. Бор, по-видимому, образуется из термальных источников, а также, как и другие соли, при химическом выветривании пород в обширных безводных районах. Известны целый ряд и небольших залежей *буры*, например в высыхающих водоемах в Чили, Аргентине, на Тибете и в Кашмире, а также скопления буры, образующие выцветы на почвах в аридных районах.

Остальные бораты, приведенные в таблице, имеют локальное значение. *Борацит* и *ашарит* приурочены к морским соляным отложениям. В некоторых месторождениях бор находится в количествах, значительно превышающих его содержание в обычной морской воде. Широко известно месторождение Индер в Казахстане, характеризующееся сложной историей; в нем представлен целый ряд боратов.

О. БРАЙТИЧ

См. также: *Ангидрит и гипс; Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные ресурсы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Braitisch O.* Entschtehung und Stoffbestand der Salzlagerstatten. Berlin, Springer, 1962. 232 p.
2. *Eugster H. P., Smith G. I.* Mineral equilibria in the Searles Lake evaporites, California. — J. Petrology, 1965, 6, p. 473—522.
3. *Fahey J. J.* Saline minerals of the Green River Formation. — US Geol. Surv. Prof., 1962, Paper 405, p. 1—50.
4. *Smith W. C.* Borax and borates. — In: Seely W. Mudd Series. Industrial minerals and rocks, 3rd ed. New York, American Inst. of Mining, Metallurgical and Petroleum Engineers, 1960, p. 103—118.
5. *Stewart F. H.* Marine evaporites. Data of Geochemistry 6th ed. US Geol. Surv. Prof. Paper, 440-Y, 1963. 53 p.
6. *Tennyson C.* Eine Systematic der Borate auf kristallchemischer Grundlage. — Fortschr. Mineral., 1963, 41, p. 64—91.

МОНОТАКСИЯ

Термин «монотаксия» предложил в 1972 г. Доннёй. Под ним понимается частичное взаимно ориентированное срастание двух химически и кристаллографически разнородных фаз с образованием только одного общего для них ряда кристаллической решетки. Такие случаи одномерного структурного контроля встречаются редко. Впервые они были отмечены Близняковым [1965 г.], позднее Моримото, Кото и Синохарой [Morimoto, Koto, Shinohara, 1966 г.] и Гейлом, Доннеем и Уинклером [Gale, Donnay, Winkler, 1974 г.].

Дж. ДОННЕЙ

Н

НАИМЕНОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ

Правила, которыми руководствуются при выборе названия для нового минерала, представляют интерес не только для специалистов в области минералогии, ими интересуется и более широкий круг любителей минералогии, коллекционеров минералов и природного камня. Многие из любителей-коллекционеров воспринимают в качестве открытия тот факт, что наименование минералов подчиняется определенной формальной системе кодирования. Эту систему необходимо знать и тщательно придерживаться ее правил во избежание путаницы в минералогической номенклатуре. В прошлом принципы систематизации наименований не всегда строго соблюдались, но дальнейшее развитие науки потребовало сосредоточить внимание на этих вопросах. Вероятно, не будет преувеличением сказать, что исправление допущенных ранее ошибок и путаницы, обоснование изъятия из употребления неупорядоченных или излишних названий минералов сейчас занимают столько же времени, сколько и описание и образование наименований новых минеральных видов. В каждом выпуске журнала «The American Mineralogist» приводятся перечень новых названий минералов, новые данные о них и дискредитированные минералы, причем сведения о двух последних типах часто занимают больше места, чем непосредственный список новых наименований *.

Современные минералоги с должной признательностью оценивают роль Джеймса Дэна (1813—1895) в становлении минералогической номенклатуры. В первых изданиях своей «Системы минералогии» Дэна придерживается критериев Мооса и Линнея, которые разработали бинарную систему с использованием латинских родовых и видовых наименований. Но в третьем издании, вышедшем в свет в 1850 г., Дэна отказался от естественноисторического принципа Мооса и принял классификацию, основанную на химическом составе, предложенную Берцелиусом, в которой название минерала определяется одним словом. В отличие от органического мира, бинарная номенклатура для минералов не имела под собой научной базы, и в целях экономии места и удобства пользования настоятельно требовалась ее замена. Громоздкие наименования были заменены на более удобные, например barulus ponderosus на *барит*.

Хотя сами названия минералов были по форме упрощены, ни Дэна, ни его последователи не предприняли попыток увязать разные по тину наименования в рамках какой-то единой системы. Это привело к появлению широкого разнообразия наименований и подчас к полной неразберихе с труднозапоминаемыми, а иногда и труднопроизносимыми названиями. Впрочем, поскольку все названия минералов неизбежно создаются на разных языках, всегда возникают трудности с их произношением при переводе на родной язык. Так, в англоязычных странах вызывает затруднения произношение, например, таких названий, как *пржевальскит* (фосфат) или *тюямунит* (ванадат).

---

* Такие обзоры регулярно публикуются в журнале «Записки ВМО». — *Прим. ред. пер.*

ПРОИСХОЖДЕНИЕ НАЗВАНИЙ МИНЕРАЛОВ

Минералог, впервые описывающий новый минерал, имеет почти неограниченный выбор наименований. Широко практикуется способ давать название минералу в чью-либо честь. Впервые это сделал А. Вернер в 1783 г., который назвал минерал, найденный на м. Доброй Надежды голландским полковником Преном, в честь его *пренитом*. Известны и многие другие примеры: *гётит* — в честь великого немецкого поэта Гёте; *вернерит* — в честь известного немецкого минералога Вернера; *уваровит* — в честь русского графа Уварова, большого любителя и коллекционера природного камня; *александрит* — в честь русского царя Александра II.

Проблема наименования нового минерала иногда встает перед его открывателем, если, например, обнаруживается, что фамилия человека, в честь которого он хотел назвать минерал, уже однажды для этих целей была использована. В таком случае можно дать название по имени. Так, желая назвать новый минерал — цинковый арсенат кальция — в память профессора Остина (Austin) Флинта Роджерса из Стенфордского университета, Степлс [10] установил, что еще в 1877 г. появился минерал под названием *роджерсит*, а в 1928 г. это же наименование было присвоено другому минералу. Позднее оба эти названия были изъяты из употребления [5]. Понятно, что во избежание путаницы нельзя было в третий раз называть новый минерал *роджерситом*, поэтому для него было выбрано название *аустинит*. Один из минералов был назван по имени проф. Клиффорда Фронделя из Гарвардского университета — *клиффордит* [7], так как по его фамилии уже назван минерал — *фронделит*. Известны примеры использования сочетания имени и фамилии. Так, наименование минерала *томбартит* возникло из имени (Том) и фамилии (Барт) крупнейшего норвежского геолога Тома Ф. У. Барта [8], поскольку сочли недостаточным использовать просто имя Том, а термин «бартит» в литературе уже фигурировал, хотя позднее был упразднен [5].

Широко практикуется и образование названий минералов по месту их нахождения: по странам (*бразилианит*), штатов (*орегонит*), графств (*бенитоит*), городов или других населенных пунктов (*франклинит* — от Франклин-Фернес в штате Нью-Джерси). Часто для названия используют определенные характерные физические свойства минералов: *азурит* (за голубой цвет); *амблигонит* — от греч. «тупой угол» между плоскостями спайности; *скородит* — от греч. «чеснок», запах которого издает этот минерал при нагревании. Минерал *тетраэдрит* назван так из-за своей кристаллической формы (возможно и обратное: минерал *пирит* дал название форме кристалла — пиритоэдр). Некоторые минералы получили свое наименование по главному металлу, присутствующему в них, например *цинкит*; название *сфалерит*, образованное от слова «обманчивый», служит указанием на трудность его диагностики.

Вернер, давший начало практике наименования минералов в чью-либо честь, позднее подвергался критике «за создание честолюбивого стремления оставить свои имена в памяти потомков».

Чтобы избежать критики подобного рода и одновременно указать способ запоминания химического состава минерала, можно использовать акронимы, например со-

ставлять название нового минерала по нескольким первым буквам химических компонентов: кавансит — это по-английски буквально звучит: кальция ванадиевый силикат [2].

ПРИНЦИПЫ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЙ НОМЕНКЛАТУРЫ

Принципы минералогической номенклатуры, использованные Дэна и впоследствии несколько модернизированные, сформулированы во вводном разделе шестого издания его «Системы минералогии», а дальнейшее их обсуждение приводится в одном из томов седьмого издания, подготовленного Пэлачем, Берманом и Фронделем. Комитет по номенклатуре и классификации минералов при Минералогическом обществе США внес целый ряд важных рекомендаций, большинство из которых получили общее признание среди минералогов. В 1933 г. был достигнут значительный прогресс в согласовании вопросов номенклатуры между минералогическими обществами США и Великобритании. Затем (с 1959 г.) статус международного органа по согласованию номенклатуры был придан Комиссии по новым минералам и названиям минералов при Международной минералогической ассоциации. М. Флейшер в 1966 г. [6] составил указатель новых названий минералов, базируясь на данных, опубликованных в журнале «The American Mineralogist».

Минералоги пришли к единодушному мнению, что название любого нового минерала должно иметь окончание «ит» («ite»). В 1923 г., когда в Американском комитете по номенклатуре минералов обсуждался вопрос об изменении всех названий вообще, он не завоевал большинства сторонников и было предложено изменить названия — с приданием им окончания «ит» — только 43 минералов. Тогда появились такие наименования, как *циннабарит* (*киноварь*) и *галенит*. В некоторых учебниках такие названия были приняты, хотя иногда с ними соседствовали и старые, например, наряду с *галенитом* и *метациннабаритом* сохранялся и термин *киноварь*. В настоящее время в большинстве публикаций справедливо было восстановлено старое наименование *метациннабар*, так же, как и во всех других традиционно сложившихся названиях, первоначально не имевших окончания «ит».

Реже в названиях минералов встречаются такие окончания, как «ин» (ine) — *оливин*, «аз» (ass) — *диоптаз*, «им» (ime) — *анальцим*, «ол» (ole) — *амфибол*.

ПРИНЦИП ПРИОРИТЕТА В НОМЕНКЛАТУРЕ

При наименовании минералов предпочтение в общем случае отдается названиям, данным ранее других предложенных для конкретного минерала. В «Системе минералогии» Дэна (шестое издание) приводится 11 правил, согласно которым название минерала можно упразднить, если оно даже имело приоритет перед другими. Самое главное основание для аннулирования названия — не соответствующее требованиям или неверное первоначальное описание конкретного минерала, которое дает неправильное представление о его физических свойствах; важным критерием считается также неупотребление названия какого-то минерала на протяжении более 50 лет.

Проблем, сопряженных с законами приоритета, множество; здесь в качестве примера приводятся две из них, с которыми автор столкнулся непосредственно. Выше упоминалось, что в 1935 г. Степлс [12] назвал один из минералов *аустинитом*. Ранее, в 1932 г., Ф. Ахфельд в журнале «Neues Jahrbuch für Mineralogie» привел описание нового минерала из Боливии, который он назвал «брикерит», это название было чисто описательным, без какого бы то ни было анализа химического состава. Точный химический состав этого минерала был определен в 1938 г. У. Брендлером [3], который обнаружил, что он идентичен *аустиниту*; по принципу приоритета Брендлер закрепил за ним название *аустинит*. Если пойти еще дальше, то оказывается, что минерал, названный в 1914 г. бартитом, позднее оказался именно *аустинитом*, но, как пишет Флейшер [5], «описание бартита и, особенно, его химический анализ были настолько неверными, что приоритет был в данном случае аннулирован и название бартит упразднено». Тем самым название *аустинит* выдержало две проверки и ныне принято как имеющее международный статус.

Благоприятный исход решения проблемы приоритета можно продемонстрировать на примере с *эрионитом*. Этот минерал группы *цеолитов* впервые был обнаружен А. Иклом в штате Орегон, в районе Дерки, но его местонахождение, элементарная ячейка и структура были детально описаны Степлсом и Гардом, когда Степлс вновь открыл местонахождение этого «потерянного» минерала [12]. Эрионит применяется в качестве природного молекулярного сита, известен как широко распространенный диагенетический минерал, в силу чего это название прочно установилось не только в минералогии, но и в химической промышленности и в смежных отраслях. В 1962 г. Хей и Фейер, изучая малоизвестный минерал *оффретит*, обнаружили, что он идентичен *эриониту*. Поскольку первый был описан еще в 1890 г. Гоннардом, эти авторы сочли, что по правилу приоритета должно остаться название *оффретит*. Но, с другой стороны, *оффретит* не был описан в соответствии с требованиями и исчез из литературы более чем на 50 лет, тогда как термин *эрионит* столь широко распространился, что замена его другим могла бы вызвать огромную путаницу. По этому поводу было много дискуссий, и принять правильное решение в Комиссии по новым минералам и названиям минералов оказалось очень трудным. Неожиданным образом решению этого вопроса помог благоприятный случай. Беннет и Гард [2] установили, что размер элементарной ячейки *оффретита* составляет 0,5 от такового *эрионита*, что позволяет отнести их к разным минеральным видам. Тем самым оба названия сохранились, а проблема приоритета была решена удовлетворительно.

ПРОБЛЕМА НОВЫХ МИНЕРАЛОВ

Приведенные выше примеры показывают, с какими трудностями можно столкнуться в процессе наименования новых минералов. По сути эта проблема должна рассматриваться с трех сторон: 1) точное установление того, является ли данный минерал действительно новым; 2) соответствующее требованиям описание минерала; 3) образование его названия. Как уже неоднократно подчеркивалось [11, 12], новое наименование какого-то минерала без скрупулезного выполнения первых двух условий часто приводит только к неразберихе. По данным Флейшера [5], за период времени с 1941 по 1960 г. около половины предложенных новых названий минералов оказались неоправданными, что пополнило список дискредитированных минералов. Согласно Перманже [9], идеальное описание нового минерала включает перечень его внешних особенностей, кристаллографических, физических, оптических, химических, физико-химических свойств, методов его синтезирования, а также описание формы нахождения, номенклатуру и положение в общей системе классификации, указание на место хранения эталонных образцов и библиографию. Собрать такие данные можно лишь при наличии соответствующего библиотечного фонда, а также лабораторной базы, оснащенной современными приборами для производства необходимых анализов вещества, отвечающих современному уровню развития науки и техники, включая оборудование для рентгеновских дифрактометрических и флюоресцентных, спектрометрических,

оптических, аналитических, химических методов и др. *.

Совершенно очевидно, что в настоящее время только профессиональный минералог в состоянии определить, является ли минерал действительно новым, и соответствующим образом описать его. Иногда проходит несколько лет, прежде чем удается детально описать свойства нового минерала; его описание и предлагаемое название до опубликования представляются на утверждение в Комиссию по новым минералам и названиям минералов **. У коллекционеров-любителей минералов имеются (гораздо) бо́льшие возможности внести вклад в эту науку, чем в другие научные дисциплины, такие как физика или химия.

Л. СТЕПЛС

См. также: *Классификация минералов: история*; *Классификация минералов: принципы*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Митчелл Р.* Названия минералов: что они означают? (пер. с англ.) М., Мир 1981.
2. *Bennet J. M., Gard J. A.* Nonidentity of the zeolites erionite and offretite. — Nature, 1967, 214, p. 1005—1006.
3. *Brendler W.* On the identity of austenite and brickerite. — Am. Mineralogist, 1938, 23, p. 347—349.
4. *Embrey P. G., Fuller J. P.* A manual of new mineral names, 1892—1978. Oxford and British Museum (N. H), 1980. 476 p.
5. *Fleischer M.* Discredited minerals. — Am. Mineral., 1945, 30, p. 550.
6. *Fleischer M.* Index of new mineral names. — Am. Mineralogist, 1966, 51, p. 1247—1357.
7. *Gaines R. V.* Cliffordite — a new tellurite mineral from Moctezuma, Sonora, Meyico. — Am. Mineralogist, 1969, 54, p. 697—701.
8. *Neumann H., Nilsen B.* Tombarthite, a new mineral from Hogetveit, Evje, south Norway. — Lithos, 1968, 1, p. 113—123.
9. *Permingeat F.* Description idéale d'un minéral. — Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 1961, 84, p. 98—100.
10. *Staples L. W.* Austinite, a new arsenate mineral from Gold Hill, Utah. — Am. Mineralogist, 1935, 20, p. 112—119.
11. *Staples L. W.* Oregon's new minerals and discredited species. — Am. Mineralogist, 1948, 16, p. 470—476.
12. *Staples L. W.* The discoveries of new minerals in Oregon. — The Ore Bin, 1962, 24 (6), p. 81—87.
13. *Staples L. W.* Friedrich Mohs and the scale of hardness. — J. Geol. Educ., 1964, 12, p. 98—101.

Бошмедт-Куплетская Э. М., Арбузова О. А. Новые минералы (1954—1972). М., Наука, 1974. 95 с.

Франк-Каменецкий В. А., Булах А. Г., Голынская О. А. Открытия новых минералов в СССР (1973—1983 гг.). — Минералогический журнал, 1983, вып. 3.

* Более современные требования к характеристике нового минерала опубликованы Комиссией по новым минералам и названиям минералов ВМО АН СССР в журнале «Записки ВМО» (1975 г., ч. 104, с. 521—525; 1977; ч. 106, с. 686—688; 1980, ч. 109, с. 379—380; 1983, ч. 112, с. 621—623). — *Прим. ред. пер.*

** В СССР все предложения сначала подаются в Комиссию по новым минералам и названиям минералов ВМО АН СССР. — *Прим. ред. пер.*

НАПОЛНИТЕЛИ — см. МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ И НАПОЛНИТЕЛИ.

НАПРАВЛЕНИЯ И ПЛОСКОСТИ

Кристаллы ограничены плоскими поверхностями, так как они состоят из слоев атомов или ионов. Плоскости характеризуют кристаллические структуры, пространственные решетки, двойники и спайность минералов (см. *Разрывные нарушения в минералах*), а также грани кристаллов.

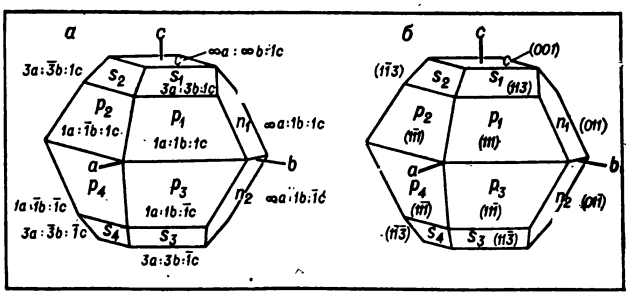
Линия, перпендикулярная к плоскости, имеет направление в пространстве. Пересечение двух кристаллических поверхностей (граней) определяет линию, направление зоны. Физические свойства минералов, такие как твердость, пьезоэлектрические, магнетизм и т. д., меняются по кристаллографическим направлениям.

Длина ребер элементарной ячейки в структуре минералов и углы между ними определяются методом рентгеновской дифракции. Параметры решетки характеризуются длинами a, b и c вдоль кристаллографических осей x, y и z и углами между осями: α — между y и z, β — между x и z и γ — между x и y. Вместе с тем наличие симметрии может уменьшать число параметров, необходимых для характеристики структурной решетки минерала.

Ориентировка плоскостей дается индексами Миллера, которые по величине обратны отрезкам, отсекаемым на осях кристаллографической системы координат плоскостями кристаллов (см. рисунок). Таким образом, если отсекаются отрезки в пропорции $2a$, $2b$ и $1c$, тогда обратные величины равны 1/2, 1/2 и 1/1, что при освобождении от общего знаменателя дробей дает индексы Миллера (112) (читается «один, один, два», а не «сто двенадцать»).

Для плоскостей, располагающихся параллельно кристаллографической оси, отсекаемый отрезок равен бесконечности ∞, а обратная величина равна 0. Плоскость, лежащую параллельно a и b, но пересекающуюся с c, следует обозначать как $1/\infty\, a$, $1/\infty\, b$ и $1\, c$, что дает индексы Миллера (001) — «ноль, ноль, один». Плоскости, отсекающие отрезки в области отрицательного направления той или иной оси, обозначаются черточкой над отрицательным индексом, т. е. плоскость, отсекающая отрезки $1\, a$, $1\, b$ и $-1\, c$, имеет индексы Миллера ($11\bar{1}$) («один, один, минус один»). Так как индексы Миллера используются для обозначения наклона плоскостей, то они сокращены на общий делитель, т. е. не может быть плоскости (333).

Прежде чем анализировать структуры кристаллов методом рентгенографии, выбираются оси таким образом, чтобы они были параллельны осям морфологической симметрии и (или) важным ребрам между кристаллическими



Ромбический кристалл [1].

а — параметры Вейса для граней кристалла; *б* — индексы Миллера для граней кристалла.

гранями (осям-зоны). Элементарная длина по каждой оси определяется в то же время по отношению к единичной плоскости, пересекающей все три оси, выбранные таким образом, чтобы обеспечить самые простые индексы для всех граней кристалла.

Все симметрично связанные грани составляют одну простую форму кристалла (см. *Габитус кристаллов*) и обозначаются $\{hkl\}$. Таким образом, шесть граней куба имеют индексы (100), (010), (001), $(\bar{1}00)$, $(0\bar{1}0)$, $(00\bar{1})$, что соответствует $\{100\}$.

Система плоскостей, все линии пересечения которых параллельны, составляет зону; ее общим направлением является ось зоны, обозначаемая $[uvw]$, где u, v и w — координаты точки на линии, выходящей из начала координат. Плоскость (hkl) лежит в зоне $[uvw]$, если $hu + kv + lw = 0$. Форма симметрично связанных осей зон обозначается как $\langle uvw \rangle$. Эти символы используются также для обозначения плоскостей и направлений деформации в кристаллах (см. *Пластические деформации в минералах*).

Наклон любой рациональной плоскости или направление любой рациональной линии в кристалле могут быть обозначены тремя индексами. Для кристаллов, относящихся к гексагональной или тригональной системам (сингониям), т. е. имеющим одну шестерную или одну тройную ось симметрии, удобно ввести добавочный, четвертый индекс i. В этих двух системах кристаллографическими осями являются три оси a равной длины с углами между ними 120° и ось c, перпендикулярная к плоскости a. Отсюда любая плоскость, не параллельная плоскости a, будет пересекать по крайней мере две из трех осей a. Отрезок, отсекаемый на оси a_3 обозначается i, и мы имеем в результате индекс Миллера—Браве для этой плоскости $(hki\bar{l})$. Исходя из этого, плоскости $(10\bar{1}0)$ и $(11\bar{2}0)$ являются вертикальными и расположенными под углом 30° друг к другу. Третий индекс i является излишним, так как $h + k + i = 0$. Он может опускаться, и в этом случае запись имеет вид $(hk \cdot l)$.

При анализе структуры кристалла методом рентгенографии определяются как наклоны атомных плоскостей (hkl), так и межплоскостное расстояние d. Семейство атомных плоскостей, имеющих одинаковый наклон, но разделенных в пространстве, обозначается индексом Брэгга: hkl или d_{hkl} (не заключены ни в какие скобки). В отличие от индексов Миллера, индексы Брэгга могут содержать общий фактор, отсюда 111 означает в два и в три раза большее межплоскостное расстояние, чем 222 и 333 соответственно. Общий фактор в индексах Брэгга представляет собой порядок отражения (дифракции): первый, второй или третий и т. д.

К. ФРЕЙ

См. также: *Виды симметрии; Габитус кристаллов; Двойникование; Кристаллография: история; Кристаллография морфологическая; Кристаллическая решетка; Определитель кристаллов Баркера; Символы пространственной группы; Симметрия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bloss F. D.* Crystallography and Crystal Chemistry. New York, Holt, Rinehart and Winston, 1971. 545 p.

2. *Buerger M. J.* Elementary Crystallography. New York and London, Wiley, 1963. 528 p.

3. *Megaw H. D.* Crystal Structures: A Working Approach. Philadelphia, Saunders, 1973. 563 p.

НЕПРОЗРАЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ — см. **РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ; РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ.**

НЕРУДНЫЕ И РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Минералом называют сформированное в естественных условиях однородное твердое вещество определенного химического состава, имеющее упорядоченное расположение атомов в структуре, т. е. находящееся в кристаллическом состоянии. Горная порода — твердое природное вещество, представляющее собой агрегат одного или более минералов. Руда — встречающиеся в естественных условиях скопления минералов, из которых экономически выгодно извлекать один или несколько металлов. В будущем (вследствие экономических причин) в категорию промышленных руд могут попасть минеральные скопления, которые ранее таковыми не считались. Последнее возможно, например, в результате истощения крупных источников какого-то металла или разработки экономически более эффективных или рентабельных способов добычи; с другой стороны, ценность руды может сойти на нет, например, при отсутствии на нее спроса и падения рыночных цен.

Рудный минерал — это минерал, содержащий экономически ценный металл и являющийся составной частью руды. По первоначальному определению арабского алхимика Джебера (Хабир ибн Хайян), металл представляет собой поддающееся смешиванию или плавлению вещество, которое расплющивается под ударом молотка. В древности было известно шесть металлов: золото, серебро, медь, железо, свинец и олово. Помимо присущей им ковкости, эти металлы имеют высокую плотность и металлический блеск. Однако с позиций современной химии термин «металл» имеет гораздо более широкое толкование и в самом общем виде используется по отношению к элементам, обладающим электропроводностью. Многие металлы имеют сравнительно небольшую атомную массу (например, алюминий и магний); некоторые из них не обладают ковкостью, но большинство проявляют металлический блеск. Рудные месторождения разрабатываются с целью извлечения этих элементов.

Месторождения полезных ископаемых другого типа разрабатываются с целью добычи неметаллов (т. е. не обладающих электропроводностью), таких как сера, фосфор, хлор. К этому же типу месторождений относятся минеральные залежи, из которых добывают пески, *ангидрит*, поваренную соль и др.

РУДЫ МЕТАЛЛОВ

Из 96 химических элементов 27 содержатся, иногда в большом количестве, в рудных месторождениях; подчиненное значение, помимо того, имеют еще около десятка элементов. В табл. 1 представлены сводные данные по распространенности наиболее важных металлов, содержащихся в «средней изверженной породе» (по Ф. Вашингтону), примерно отвечающей среднему составу доступной наблюдению верхней части земной коры. Распространенность (или кларки) этих металлов сопоставимы с минимальным содержанием металлов, которое достаточно для промышленной добычи руды в соответствующих экономических условиях [Вернадский В. И., 1924 г.]. Минеральные залежи всегда обогащены содержащимся в них полезным компонентом по сравнению с породой среднекорового состава. В рудах содержание рудного компонента, деленное на кларк, варьирует в диапазоне 4—30 000, что указывает на специфику этих образований по сравнению с другими породами земной коры и подчеркивает ограниченность их распространения. Примером этого может служить распределение свинцовой минерализации в Австралии,

ТАБЛИЦА 1

Содержание металлов в рудах

Металл	Кларки, %	Минимальное содержание руды, %	Кларк концентрации	Типичные минералы
Al	8,13	30	4	*Диаспор*, *бёмит* AlO(OH)
Ti	0,44	1	3	*Рутил* TiO_2, *ильменит* $FeTiO_3$
Cr	0,02	30	1 500	*Хромит* (Mg, Fe)Cr_2O_4
Mn	0,1	35	350	*Пиролюзит* MnO_2
Fe	5,0	30	6	*Гематит* Fe_2O_3, *гётит* FeO(OH), *сидерит* $FeCO_3$, *пирит* FeS_2, *магнетит* Fe_3O_4
Co	0,0023			*Скуттерудит* (Co, Ni)As_2
Ni	0,008	1,5	188	*Пентландит* (Fe, Ni)$_9S_8$
Cu	0,007	0,7	100	*Халькопирит* $CuFeS_2$, *борнит* Cu_5FeS_4, *халькозин* Cu_2S
Zn	0,0132	4	300	*Сфалерит* ZnS
Mo	0,0015	1,5	1 000	*Молибденит* MoS_2
Ag	0,00001	0,05	5 000	*Серебро* Ag, *галенит* (Pb, Ag)S, *аргентит* Ag_2S
Cd	0,000015			*Сфалерит* (Zn, Cd)S
Sn	0,004	1	250	*Касситерит* SnO_2
Sb	0,0001	3	30 000	*Стибнит* Sb_2S_3
W	0,0069	1	145	*Вольфрамит* (Fe, Mn)WO_4
Pt	0,0000005	0,0005	1 000	*Платина* Pt
Au	0,00000059	0,001	2 000	*Золото* Au, *калаверит* $AuTe_2$
Hg	0,00005	0,5	10 000	*Киноварь* HgS
Pb	0,0016	4	2 500	*Галенит* PbS
Bi	0,00002			*Висмутин* Bi_2S_2
U	0,0004	0,4	1 000	*Уранинит* UO_2

в которой, хотя она и является одним из главных поставщиков этого металла, свинцовые месторождения развиты на весьма незначительной части территории.

Любое рудное месторождение возникает в результате определенного сочетания специфических геологических процессов.

В табл. 1 приведены наиболее распространенные минералы и присутствующие в них металлы. К числу самородных относятся немногие элементы, например *золото* и *платина*, тогда как большинство металлов встречаются в природе в виде оксидов (Ti, Cr, Fe, Mn, Sn, U), гидроксидов (Al, Fe, Mn) или сульфидов (Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ge, Mo, Ag, Cd, Sb, Hg, Pb, Bi). Карбонатные и силикатные руды представляют существенный интерес только в случае содержания в них железа. Мы коснемся здесь лишь некоторых аспектов процессов формирования руд, поскольку они в целом рассмотрены в разделе *Минеральные месторождения: классификация*.

Кристаллизация магматических расплавов. Целый ряд оксидов металлов, к которым относятся *хромит*, *магнетит* и *ильменит*, представляют собой нормальные продукты кристаллизации мафических магм при температурах выше 1000 °С. *Хромит*, в частности, выделяется на раннем этапе кристаллизации магм и может аккумулироваться под действием гравитационной дифференциации с образованием расслоенных залежей. Считается также, что сульфиды железа, никеля и меди выделяются из мафических магм, вероятно, в виде «капель», не смешивающихся с силикатным расплавом, и могут накапливаться как тяжелые дифференциаты жидкой фазы, кристаллизуясь после выделения силикатных минералов. *Платина* и редкие металлы платиновой группы тоже являются продуктами дифференциации основных и ультраосновных магм. Возникающие такими путями концентрации рудного компонента сосредоточиваются в слоях и карманах основных или ультраосновных интрузий и могут рассматриваться как «сингенетические», поскольку имеют то же происхождение, что и вмещающие их породы. Иногда при значительной протяженности такие слои имеют мощность всего лишь несколько сантиметров: например, отдельные пласты *хромитов* в Южной Африке (ЮАР и Зимбабве) прослеживаются по простиранию на десятки километров. Вместе с тем при перепаде давления и при наличии интерстициальной жидкости рудные элементы могут перемещаться на значительные расстояния. Подобным образом можно объяснить образование залежей *магнетитов* в районе Кируны (Швеция). Мигрирующие дифференциаты по отношению к новой обстановке можно считать «эпигенетическими», поскольку по своему происхождению (возрасту) они отличаются от вмещающих их пород.

Экзогенные месторождения. Рассмотренные выше эндогенные сингенетические месторождения имеют аналоги в осадочных породах, где накопление тяжелых рудных минералов, устойчивых по отношению к выветриванию, происходило под действием силы тяжести. Среди них выделяют россыпные месторождения (речные и береговые россыпи), как формирующиеся в ходе современного геоморфологического цикла, так и образовавшиеся в сравнительно недавние геологические эпохи. Если верна одна из популярнейших гипотез, объясняющая происхождение крупнейшего в мире месторождения *золота* Витватерсранд (ЮАР), то крупные россыпи могли формироваться и в докембрийское время. Но некоторые исследователи полагают, что золото и уран в этом месторождении были привнесены растворами. Помимо *золота* главными рудными минералами, отложенными в россыпях, являются *платина*, *касситерит*, *рутил* и *ильменит*. Известно также месторождение *магнетита* в прибрежно-морских отложениях Новой Зеландии, тогда как россыпные месторождения *хромита* встречаются очень редко. Основной объем мировой добычи олова приходится на аллювиальные отложения Малайзии и Таиланда; на востоке Австралии в черных пляжевых песках (древних и молодых сосредоточены

крупнейшие в мире залежи *рутила* (см. *Минералы и самородные металлы черных песков*). Вплоть до 1860 г. (до начала разработки золотых рудников в Австралии) практически все *золото* добывалось из мелководных аллювиальных отложений.

Ко второму классу осадочных сингенетических месторождений относят минеральные залежи, накопление которых происходило, вероятно, не за счет разделения по плотности, а путем химического осаждения. К таким хемогенным месторождениям принадлежат крупнейшие залежи докембрийских железных руд мирового значения, для которых наиболее характерна парагенетическая ассоциация *гематита* или *магнетита* с кремнистыми породами, в которых иногда помимо оксидов встречаются карбонатная (*сидерит*) и силикатная (*гриналит, грюнерит*) фации. Наиболее ценные месторождения формируются в процессе остаточного обогащения при выносе кремнезема. Мировые запасы этих руд оцениваются в миллиарды тонн. Эти докембрийские месторождения не имеют прямых аналогов в фанерозое; их место занимают оолитовые руды, среди которых преобладающим силикатом является *шамозит* с более высоким содержанием алюминия по сравнению с *гриналитом*. Здесь тоже распространены оксидные, силикатные и карбонатные фации. Очевидно, формирование этих хемогенных осадков контролировалось как кислотностью—щелочностью, так и окислительно-восстановительным потенциалом минералообразующей среды. Трудность интерпретации обоих этих типов заключается в том, что неизвестны примеры их современного формирования. Вероятно, они претерпели обширные изменения после захоронения в процессе метаморфизма.

В бассейнах седиментации с ограниченной циркуляцией в восстановительных условиях создается благоприятная обстановка для образования обогащенных сульфидами прослоев. Примером современного накопления сульфидов железа под действием анаэробных бактерий может служить Черное море. Аналогичным образом в черных глинистых сланцах, формирующихся в восстановительных условиях, тоже могут накопиться аномально высокие количества металлов. Некоторые темные углисто-битуминозные сланцы, например пермские медистые сланцы (купферширфер) Северной Европы, содержат промышленные запасы металла. Представляется весьма сомнительным, что все эти и другие согласные со слоистостью вмещающих пород сульфидные залежи (например, крупные месторождения меди Медного пояса Замбии, связанные с глинистыми сланцами и песчаниками, известняки и доломиты с галенитом и обманками, развитые в Южных Альпах, ПНР, на Среднем Западе США и др.) можно целиком рассматривать как сингенетические первично-осадочные месторождения.

Несогласные сульфидные залежи. Сульфидные руды в большинстве встречаются в виде секущих тел (жил), выполняющих трещины во вмещающих породах либо иные полости, возникающие в процессе тектонической деформации различных пород. Эти месторождения типично эпигенетические, т. е. по происхождению и возрасту они отличаются от вмещающих пород. Они характеризуются сложным минеральным составом и помимо сульфидов содержат *кварц* и силикаты, которые, согласно экспериментальным данным, образуются при умеренных или низких температурах, а также карбонаты, *флюорит* и *барит*. На основании изучения флюидных включений в минералах, содержаний железа в *сфалерите*, наличия или отсутствия *пирротина* и других данных температура формирования месторождений оценивается в интервале от 500 до менее 100 °С (см. *Термометрия геологическая*). Эти температуры гораздо ниже температур плавления большинства минералов; еще со времен Эли де Бомона считается, что металлы привносятся флюидами, которые представлены в основном водными растворами. С накоплением новых данных выясняется, что среди них могли существовать и горячие рассолы, более соленые, а возможно, и более богатые калием, чем морская вода. Наиболее убедительным аргументом в пользу этого служат ныне формирующиеся месторождения трогов Салтон (Калифорния), Челекена (Каспийское море) и Красного моря, а также химический состав флюидных включений [4].

Эпигенетические сульфидные месторождения часто образуют трубообразные рудные тела, редко превышающие 2—3 км по протяженности при вертикальных размерах в целом менее 1 км; мощность тел варьирует в пределах 1—30 м, исключая случаи обширных околорудных изменений вмещающих пород. Крупнейшие эпигенетические месторождения представлены «медно-порфировыми» вкрапленными рудами, образующимися в тонкотрещиноватых кислых магматических и ассоциированных с ними породах, при этом несущие сульфиды растворы пропитывали большие объемы породы. Запасы руды в этих случаях могут достигать сотни миллионов тонн, содержание меди в них обычно невысокое (0,4—1 %).

Ценность некоторых из этих месторождений повышается в присутствии небольшого количества (доли процента) молибдена, ассоциированного с медью; в ряде месторождений содержится, кроме того, небольшое количество *золота*. В богатых сульфидных месторождениях запасы руды в крупных рудных трубообразных телах могут превышать миллионы или даже десятки миллионов тонн, но промышленный интерес представляют также и многие небольшие по размерам рудные залежи с высоким содержанием рудного компонента. Если исходить из того, что масса 1 км^3 гранита составляет около 2700 млн. т, то понятно, что даже размер крупнейших рудных тел относительно невелик.

Образование эпигенетических рудных залежей в значительной мере контролировалось структурной обстановкой, иногда также заметное влияние на условия отложения руд оказывали химический состав и физические свойства вмещающих пород. Нередко выявляется, что в процессе минерализации происходило повторное открывание трещин, что указывает на связь минералообразования с тектоническими или даже орогеническими эпохами (см. *Жильные минералы*). В ряде случаев отмечается определенная пространственная приуроченность месторождений к интрузивным магматическим породам, в более ограниченных масштабах — к зонам контактового метаморфизма вокруг интрузий, что указывает на ювенильный источник рудоносных флюидов. В качестве примеров можно привести связь позднемезозойских месторождений меди, свинца, цинка, серебра и золот на западе США с мелкими штоками монцонитов, а также герцинских месторождений олова, вольфрама, меди и цинка в Корнуоле и в Рудных горах — с гранитными интрузиями. Вместе с тем становится все более очевидным, что нельзя не принимать в расчет и другие источники высокотемпературных рассолов, к числу которых можно отнести океаническую воду, циркулирующую в подводных лавах, реликтовую воду, захороненную в осадках, и метаморфическую воду, выделяющуюся из пород в процессе высокоградиентного метаморфизма. По изотопам водорода и кислорода из флюидных включений эти источники можно подразделить на ювенильные, океанические и метеоритные [11]. Накопление металлов в них может происходить при выщелачивании пород, в которых они циркулируют. Малоглубинные метеорные грунтовые воды вряд ли способствуют значительной концентрации сульфидов, поскольку в них содержится кислород, однако они могут играть важную роль в ряде вторичных процессов обогащения в зонах окисления.

Вызывает тревогу скорость, с которой истощаются мировые запасы наименее распространенных металлов. За последние несколько десятилетий было израсходовано больше металла, чем за всю предыдущую историю человечества (см. *Минеральные ресурсы*). Геологические исследо-

ТАБЛИЦА 2

Нерудные полезные ископаемые

Минерал	Применение	Происхождение
Доломит $CaMg(CO_3)_2$	Огнеупоры, химическая промышленность	Осадочный, диагенетический
Гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	В строительстве; для внутренних отделочных работ	Соляные месторождения
Ангидрит $CaSO_4$	Химическая промышленность, удобрения	То же
Галит NaCl	Пищевая и химическая промышленность	»
Сильвин KCl	Удобрения	»
Карналлит $KCl \cdot MgC_2 \cdot 6H_2O$	»	»
Барит $BaSO_4$	Наполнитель в резиновой и бумажной промышленности; краситель, фильтр	Безрудный агрегат в руде
Флюорит CaF_2	Химическая промышленность; флюс — в металлургии	То же
Целестин $SrSO_4$	Химическая промышленность	Соляные месторождения
Стронцианит $SrCO_3$	То же	Безрудный агрегат в руде
Полевые шпаты	Керамическое производство	Пегматитовый минерал
Сподумен $LiAlSi_2O_6$	Химическая промышленность	То же
Мусковит $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$	Изолятор	»
Алмаз C	Драгоценный камень; в промышленности	Связан с кимберлитами; вторичный — россыпной
Рубин, сапфир Al_2O_3	Драгоценные камни; в промышленности	Метаморфическое
Берилл, изумруд $Be_3Al_2(SiO_3)_4$	То же	Пегматитовый минерал
Циркон $ZrSiO_4$	Огнеупоры	Прибрежные россыпи
Монацит $(Ce, La)PO_4$	Абразивы	То же
Апатит $Ca_3(PO_4)_3(OH, F)$	Удобрения	Осадочный, диагенетический, пегматитовый минерал
Сера S	Серная кислота	Соляные купола, нечистые нефти
Силлиманит, кианит, андалузит Al_2SiO_5	Огнеупоры	Метаморфические минералы

вания во многих районах мира внушают надежду, что с помощью современных методов разведки, таких как алмазное бурение, геофизические методы (электроразведка и др.) и методы прикладной геохимии, будут открыты новые, залегающие на глубине рудные залежи. Затраты на разведочные работы вместе с тем неуклонно растут, и такая ситуация, по-видимому, сохранится и в будущем.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕРУДНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Обратимся теперь к нерудным полезным ископаемым. Перечень их, представленный в табл. 2, включает основные полезные ископаемые, но не является исчерпывающим, поскольку среди них отсутствуют такие породы, как известняки, мраморы, песчаники, глины, которые хотя и разрабатывают для разных нужд (в основном для строительства и сельского хозяйства), часто не относят к категории минеральных месторождений. Представленные в табл. 2 данные отражают, как и в других случаях, различные геологические условия накопления минеральных залежей. Так, пегматиты, в особенности ассоциированные с гранитами, содержат *полевой шпат*, *слюду*, *берилл*, *апатит* и некоторые редкие металлы; изредка с ними связаны *касситерит* и сульфиды (см. *Минералы пегматитов*). Такие важные минералы, как *флюорит*, *барит* и *стронцианит*, образуются в жилах или при метасоматическом замещении пород в ассоциации с рудными минералами. В крупных морских бассейнах с господствующим режимом испарения формируется серия минеральных солей, в том числе сульфатов кальция, поваренной соли, калийных солей, которые служат основной базой для производства минеральных удобрений и ряда отраслей химической промышленности (см. *Минеральные соли*). Запасы соляных залежей, накопившихся в виде пластов в обширнейших бассейнах типа Техас—Нью-Мехико, Манитоба и Цехштейн, все еще огромны и исчисляются миллиардами тонн. Представляющие промышленный интерес залежи фосфатов относятся к специфическим месторождениям, вероятно связанным с восходящими холодными потоками. Алмазы, исходно возникающие в вулканических трубках взрыва очень глубокого заложения, добываются большей частью из аллювиальных отложений. *Сера* приурочена к кепрокам (верхним частям) соляных куполов, а также связана с продуктами современного вулканизма. В настоящее время основное количество *серы* получают попутно с нефтью. Источником алюмосиликатных минералов служат метаморфические породы.

Итак, в формировании месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых участвуют широко разнообразные процессы. Лишь немногие из них получили надлежащее рассмотрение, и предстоят еще обширные исследования не только геологии известных месторождений, но и в области фундаментальных основ рудогенеза — химизма и термодинамики, а также природы и источника гидротермальных флюидов и физических параметров, контролирующих их перемещение. В перспективе эти исследования нацелены на прогнозные поиски новых месторождений.

К. ДАНХЕМ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1982. 664 с.

2. *Bateman A. M.* Economic mineral deposits, 2nd ed. New York, Wiley, 1950. 916 p.

3. *Dunham K. C.* Neptunist concepts in ore genesis. — Econ. Geol., 1964, 59, p. 1—21.
4. *Dunham K. C.* Mineralization by deep formation waters: a review. — Trans. Inst. Min. Met., 1970, 79, B127—136.
5. *Jones W. R.* Minerals in industry, 4th ed. New Yotk, Penguin, 1963. 149 p.
6. *Lindgren W.* Mineral deposits, 4th ed. New York, McGraw-Hill, 1933. 930 p.
7. *Nicolini P.* Gitologie des Concentations Minérales Stratiformes. Paris, Gauthier-Villars, 1970. 792 p.
8. *Park C. F., jr., MacDiarmid R. A.* Ore deposits. San Francisco, Freeman, 1964. 475 p.
9. *Routier P.* Où sont les mètaux pour l'avenir? — Mem. du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 1980, 105. 410 p.
10. *Tatsumi T.* (ed). Volcanism and ore genesis. Tokyo, University Press, 1970. 466 p.
11. *WhiteD. E.* Diverse origins of hydrothermal fluids.— Econom. Geol., 1974, 69, p. 954—959.

НЕРУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

При добыче руды различают рудные минералы, нерудные минералы и вмещающую горную породу. Масса минерального вещества до тех пор не рассматривается в качестве руды, пока нельзя будет с выгодой использовать один или несколько из составляющих ее минералов. Первоначально под рудными понимались металлсодержащие минералы (см. *Рудные минералы*). Сейчас нерудные минералы, имеющие промышленное значение, также отнесятся к рудам (см. *Минеральные ресурсы*).

Нерудные минералы, не имеющие в данное время промышленного значения, могут позже стать минералами рудными. Как правило, это относится к силикатам, карбонатам или фторидам, реже к сульфидам. Нерудные минералы, образовавшиеся при высоких температурах, отличаются от нерудных минералов, отложившихся при более низких температурах. Основными нерудными минералами являются следующие:

гидротермальные: *апатит*, *гранат*, *слюда*, *кварц*, *топаз*, *турмалин*;

мезотермальные: *барит*, карбонаты, *кварц*;

эпитермальные: *адуляр*, *алунит*, *кальцит*, *халцедон*, *флюорит*, *опал*, *кварц*.

Руды (в том числе и нерудные минералы) извлекаются и перерабатываются в гигантских количествах, особенно когда связанные с ними рудные минералы имеют большую ценность. Месторождения Ранда в ЮАР дают 400 т *золота* в год, при этом перерабатывается свыше 60 млн. т руды (содержание золота в земной коре оценивается в 0,005 %; минимальное содержание, требуемое для руды, составляет 6 г/т).

Э. ФЕЙРБЕНКС

См. также: *Нерудные и рудные полезные ископаемые.*

НИТРАТЫ

Нитраты по своей структуре сходны с карбонатами. Они могут быть анизодесмическими (с NO_3^--радикалами) и изоструктурными с *кальцитом*. Нитраты подразделяются на минералы нескольких типов: минералы типа $A(XO_3)$ — *натриевая* (натронная, или чилийская) *селитра* $Na(NO_3)$, *калиевая селитра* $K(NO_3)$, *аммиачная селитра* $NH_4(NO_3)$; минералы типа $A(XO_3)_2$ — *нитробарит* $Ba(NO_3)_2$, нитрокальцит $Ca(NO_3)_2 \cdot 4\,H_2O$, *нитромагнезит* $Mg(NO_3)_2 \cdot 6\,H_2O$; минералы с гидроксидной группой или галогеном — *герхардтит* $Cu_2(NO_3)(OH)_3$; сложные нитраты — *дарапский* $Na_3(NO_3)(SO_4) \cdot H_2O$, *буттгенбахит* $Cu_{19}(NO_3)_2 \times Cl_4(OH)_{32} \cdot 2\,H_2O$.

Наиболее крупные промышленные залежи *натриевой селитры* приурочены к пустынным областям (север Чили); они ассоциированы с другими растворимыми в воде минералами — иодатами, сульфатами и хлоридами.

Л. СТЕПЛС

О

ОГНЕУПОРНЫЕ (ТУГОПЛАВКИЕ) МИНЕРАЛЫ

Огнеупорными называются минералы или синтетические неорганические кристаллические фазы, которые имеют высокие температуры плавления (огнеупорность). Они, кроме того, устойчивы к деформации и не размягчаются при высоких температурах. Помимо своего основного свойства — устойчивости при повышенных температурах, эти минералы должны обладать устойчивостью и к другим процессам разрушения, например химической коррозии и абразии (см. *Абразивные материалы*). Здесь будут рассмотрены только наиболее важные огнеупорные минералы и их применение в технике.

Огнеупоры по химической природе подразделяются на кислые, основные и нейтральные. «Кислые огнеупоры» сложены преимущественно силикатными или алюмосиликатными минералами. Представителями «основных огнеупоров» являются оксиды щелочноземельных металлов, такие как *доломит*, магнезия, известь и хром-магнезиальные рудные концентраты. «Нейтральные огнеупоры» и их использование рассматриваются особо.

Основными потребителями огнеупорных минералов являются черная металлургия (особенно сталелитейная промышленность) и производство стекла (см. *Пески*). Огнеупорные покрытия используются также при строительстве разнообразных промышленных печей (например, печей для обжига цемента, керамических, индукционных печей) и других теплотехнических агрегатов (см. *Минералогия портландцемента*).

Огнеупоры обычно изготавливаются в виде кирпичей одним из следующих методов: химического связывания, спекания или литья. Ниже дается краткое описание минералов или неорганических соединений — сырья для производства огнеупоров, а также их применения.

Более детальные сведения об этих минералах или месторождениях можно найти в публикациях, приведенных в списке литературы. Многие огнеупоры имеют широкое применение.

«КИСЛЫЕ ОГНЕУПОРЫ»

Кварц SiO_2 (температура плавления 1710 °С) используется в производстве силикатных (динасовых), полусиликатных и хром-силикатных кирпичей и кирпичей из огнеупорных глин. Эти огнеупоры используются в мартеновских печах, газовых ретортах, коксовых, медеплавильных и стеклоплавильных печах. Формовочные пески, используемые в качестве термоизоляторов, фарфор и керамические изделия тоже содержат кварц. Плавленый кремневый ангидрид имеет разнообразное применение: в лампах, при изготовлении труб, в кожухах. Главным источником *кварца* являются осадочные месторождения или метаморфические кварциты.

К огнеупорам относятся и высокоглиноземистые минералы с формулой β-Al_2O_3, которые имеют состав $Na_2O \cdot 11\ Al_2O_3$ (температура плавления 1800 °С) и $CaO \cdot 16\ Al_2O_3$ (температура плавления 1850 °С).

Огнеупорные кирпичи, содержащие корунд α-Al_2O_3 (температура плавления 2043 °С) и (или) другие тугоплавкие глиноземистые фазы, чаще всего используют в стеклоконтактных огнеупорах, во многих металлургических печах, в головных частях снарядов, в лабораторном оборудовании, свечах зажигания и высокотемпературных лампах.

Бокситы $Al_2O_3 \cdot 2\ H_2O$, являющиеся основным источником получения глинозема, формируются в субтропическом климате в качестве остаточных продуктов выветривания. Промышленные месторождения их известны, например, в США (штаты Арканзас и Южная Каролина), на Кубе и на западе Центральной Африки.

Муллит $3\ Al_2O_3 \cdot 2\ SiO_2$ (температура плавления 1810 °С) используется при производстве стержней свечей зажигания, разнообразных фарфоровых изделий, в том числе лабораторных, керамики, керамических капсул, а также высокоогнеупорных материалов.

Силлиманит $Al_2O_3 \cdot SiO_2$, *андалузит* $Al_2O_3 \cdot SiO_2$, *кианит* $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ и *дюмортьерит* $8\ Al_2O_3 \cdot B_2O_3 \cdot 6\ SiO_2 \cdot H_2O$? при нагревании превращаются в *муллит* и стекло. Эти минералы встречаются в метаморфических породах и пегматитах. В США их промышленные залежи найдены в штатах Калифорния, Невада, Виргиния, Северная Каролина и Джорджия.

«ОСНОВНЫЕ ОГНЕУПОРЫ»

Периклаз MgO (температура плавления 2825 °С) является наиболее ценным огнеупором для металлургической промышленности. Он встречается в магнезиальных, магнезиально-хромитовых, магнезильно-шпинелидных огнеупорах, а также в пережженном *доломите*. Высокая огнеупорность, низкая себестоимость и устойчивость к действию основных шлаков способствуют широкому применению периклаза в черной металлургии. Кроме того, *периклаз* является исходным сырьевым материалом при производстве теплотехнического оборудования: тиглей, муфелей, труб и сушильных печей и др.

В настоящее время большую часть *периклаза* получают из морской воды или из рапы. Сырьем служит и *магнезит* $MgCO_3$, при пережоге которого при температуре более 1450 °С образуется *периклаз*. Месторождения *магнезита* могут формироваться разными путями: 1) гидротермального замещения (США, штат Вашингтон; Австрия); 2) в жилах (США, штат Калифорния; Греция; Индия; СССР); 3) в осадочных породах (США, штат Невада).

Известь CaO (температура плавления 2625 °С) относится к важным ингредиентам связанного или пропитанного дегтем спекшегося (обожженного) *доломита* или связанных дегтем силикатных кирпичей. Эти кирпичи используются преимущественно в кислородных печах — в черной металлургии. Другие керамические изделия из извести имеют ограниченное применение вследствие подверженности их процессам гидратации.

Известняк $CaCO_3$ и *доломит* $CaMg(CO_3)_2$ служат важными источниками CaO. Эти хемогенные осадочные породы очень широко распространены, в США их месторождения найдены в штатах Огайо, Пенсильвания, Западная Виргиния, Мичиган и других районах.

Оксид стронция SrO (температура плавления 2420 °С) как огнеупор применяется менее широко по сравнению с MgO или CaO по следующим причинам: 1) менее огнеупорен, 2) легче поддается гидратации и 3) более дорог. Он входит в состав некоторых промышленных материалов — стекол, глазури и керамики.

Оксид стронция получают из *целестина* $SrSO_4$ и *стронцианита* $SrCO_3$, которые встречаются в осадочных и гидро-

термальных месторождениях. Ценные залежи этих минералов найдены в Англии, ФРГ и в Италии.

Оксид бария BaO (температура плавления 1920 °С) не являются таким ценным огнеупорным материалом, как MgO и CaO, вследствие меньшей тугоплавкости и способности к быстрой гидратации. Он используется в качестве добавки для образования других фаз, например титаната бария, который используется в электронной технике.

Основным источником BaO является *барит* $BaSO_4$, иногда BaO получают из *витерита* $BaCO_3$. *Барит* приурочен к остаточным и гидротермальным месторождениям (см. *Жильные минералы*), а также к осадочным залежам. В США он обнаружен в больших количествах в Аппалачах, в штатах Калифорния, Виргиния, Арканзас, Миссури, а также в ФРГ, Англии и других районах.

Оксид хрома Cr_2O_3 (температура плавления 2330 °С) используется в стеклоплавильных печах при производстве стекловолокнистых материалов. Единичные кристаллы *корунда* α-Al_2O_3 с небольшим количеством изоморфного Cr_2O_3 выращиваются при синтезе драгоценных камней и рубинов, используемых в лазерах. Применение оксида хрома ограничивается такими факторами, как их дороговизна, большая скорость испарения при высоких температурах и сильное окрашивающее действие.

Главный источник оксида хрома — хромсодержащая *шпинель* (Fe, Mg)O(Cr, Fe, Al)$_2O_3$ (см. *Шпинели группа*).

Шпинель $RO \cdot R_2O_3$ (см. таблицу) представляет собой важный компонент хром-магнезиальных руд, магнезиальной шпинели и шпинелевых огнеупоров. Комплексное соединение шпинели (Mg, Fe)O·(Cr, Al, Fe)$_2O_3$ обычно встречается в огнеупорах, содержащих хромовую руду, и используется в основном в металлургических печах (мартеновских, электропечах, конвертерах Калдо), печах для плавки медного штейна, цементационных и отжиговых печах. В меньшей степени находят применения огнеупоры, содержащие MgO—$MgAl_2O_4$. Часто из *шпинели* делаются тигли и другие керамические изделия.

Огнеупорные шпинели

Минерал	Состав	Температура плавления, °С
Шпинель	$MgO \cdot Al_2O_3$	2105
Пикрохромит	$MgO \cdot Cr_2O_3$	2400
Хромит	$FeO \cdot Cr_2O_3$	2200
Магневиоферрит	$MgO \cdot Fe_2O_3$	1750
Герцинит	$FeO \cdot Al_2O_3$	1800

Хромовые руды ассоциируют с телами перидотитов и серпентинитов. Богатые месторождения найдены в ЮАР, Зимбабве, Иране, Турции, на Кубе и Филиппинах. *Шпинель* $MgO \cdot Al_2O_3$ встречается в контактово-метаморфических месторождениях, а также в качестве акцессорного минерала многих пород основного состава (главным образом в перидотитах). Изредка *шпинель* находят в россыпных месторождениях в ассоциации с *магнетитом*. Многие *шпинели* могут образовываться при высоких температурах в ходе реакции взаимодействия входящих в их состав оксидов MgO и Al_2O_3.

Форстерит $2MgO \cdot SiO_2$ (температура плавления 1890°С) используется для облицовки разнообразных теплотехнических агрегатов, применяемых во многих отраслях промышленности. Он может поглощать железо и кальций в твердом растворе, а твердые растворы часто присутствуют в матрице магнезиальных, магнезиально-хромитовых и хром-магнезиальных огнеупорных материалов.

Форстерит и другие *оливины* являются важными компонентами пород основного состава. *Оливины* со сравнительно невысоким содержанием железа найдены в штатах Северная Каролина и Вашингтон. *Оливин* часто образуется при взаимодействии оксида магния с двуоксидом кремния или с *серпентином*.

ДРУГИЕ ОГНЕУПОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Оксид бериллия BeO (температура плавления 2500 °С) используется ограниченно из-за высокой себестоимости, ядовитости и эффекта саморазрушения вблизи точки плавления. Высокая теплопроводность и тугоплавкость позволяют применять его в авиационно-космической промышленности. Оксид бериллия обладает устойчивостью к действию радиации и используется в керамических замедлителях ядерных реакторов.

Оксид бериллия получают из *берилла* $Be_3Al_2(SiO_3)_6$, который встречается в пегматитах (см. *Минералы пегматитов*). Месторождения берилла известны в США (в штатах Южная Дакота, Новая Англия, Северная Каролина, Калифорния), а также в Бразилии и Намибии.

Оксид кобальта CoO (температура плавления 1800 °С) тугоплавок, используют его не часто из-за высокой себестоимости и способности окисляться до Co_3O_4 при нагревании на воздухе. Он образует твердый раствор с MgO; были проведены эксперименты с использованием твердого раствора CoO или NiO для получения твердого MgO. Главная область применения оксида кобальта — окрашивание в синий цвет глазури (см. *Минеральные пигменты и наполнители*).

Главными источниками оксида кобальта являются *смальтин* (*скуттерудит*) $CoAs_{2-3}$ и *кобальтин* CoAsS. Оба эти минерала встречаются в жилах магматических пород или в метасоматических контактовых месторождениях. Промышленные месторождения найдены в провинции Онтарио, Канада.

Оксид никеля NiO (температура плавления 1990 °С) редко используется в качестве огнеупора из-за высокой себестоимости. Он относится к пигментам и используется в основном для окрашивания в зеленый или пурпурный цвета.

Главные источники никеля — *пентландит* (Fe, Ni) S, *миллерит* NiS и никелин NiAs — минералы, ассоциированные с породами основного состава. Крупное месторождение никеля расположено в районе Садбери, Канада.

Рутил TiO (температура плавления 1825 °С) является диэлектриком с малыми потерями, его иногда используют для производства изоляторов. Небольшие количества *рутила* добавляют к основным огнеупорам для улучшения их термической стойкости. Некоторые стекла, стеклокерамика и керамические заготовки тоже содержат TiO_2.

Рутил добывают из россыпей: пляжевых и аллювиальных отложений, образующихся при выветривании изверженных и метаморфических пород (см. *Россыпные месторождения*). Промышленные месторождения известны в США (штат Флорида), а также в Австралии и Бразилии.

Бадделеит ZrO_2 (температура плавления 2720 °С) — чрезвычайно важный компонент плавленых или спекаемых огнеупоров с Al_2O_3 или без него), используемых в стеклоплавильных или металлургических печах. Кирпичи с добавкой циркония являются сильными огнеупорами и устойчивы к коррозионному действию кремнистых шлаков, расплавленного стекла и металлов. При добавлении CaO, MgO или Y_2O_3 цирконий приобретает устойчивую кубическую структуру. Из ZrO_2, кроме того, изготовляют тигли, трубы, муфели, оборудование для сушильных печей; он используется в качестве огнеупорного наполнителя в оборудовании для аэрокосмической промышленности.

Источником циркониевых материалов служат *циркон* $ZrSiO_4$ и бадделеит ZrO_2, которые встречаются в качестве акцессорных минералов в силикатных магматических породах. Они приурочены к пляжевым россыпным месторо-

ждениям Индии, Бразилии, США (штат Флорида), Австралии (Новый Южный Уэльс).

Циркон $ZrSiO_4$ ((температура плавления 2550 °С) в смеси с глиноземом плавится с образованием стеклоогнеупоров и материалов, устойчивых к абразии. Спекаемые блоки используются в печах для производства стекловолокна.

Циркон встречается в россыпных месторождениях совместно с *бадделеитом*.

Оксид тория ThO_2 (температура плавления 3220 °С) используется ограниченно как высокотемпературный керамический материал специального ассортимента. Широкому его использованию в качестве огнеупорного материала препятствуют его дороговизна, радиоактивность и слабая термическая ударопрочность.

Торий получают их *монацита* — фосфата редкоземельных элементов, содержащего от 3 до 8 % Th. *Монацит* накапливается в песках, образующихся при выветривании гранитов, гнейсов и пегматитов. Месторождения его известны в США (штаты Северная и Южная Каролина), Бразилии, Индии и Шри-Ланке.

Графит С (в нейтральной атмосфере возгоняется при 3600 °С) является чрезвычайно ценным высокоогнеупорным материалом. Он применяется в электродах, тиглях, огнеупорных блоках, трубах, в высокотемпературных печах и заготовках, используемых в аэрокосмической промышленности.

В естественных условиях *графит* встречается в гранитах, гнейсах, кристаллических сланцах, кварцитах, известняках и магматических породах основного состава. Месторождения его известны в СССР, Англии и Мексике. Практически все используемые технические графиты производятся из твердых битумов, получаемых из угля и нефти в электрических печах.

ОГНЕУПОРНЫЕ ТВЕРДЫЕ МЕТАЛЛЫ

Карбиды, бориды, нитриды и силициды, особенно Ti, Zr, Hf, V, Nb, Ta, Cr, Mo, W, U, Th и Si, составляют очень важную группу огнеупорных материалов. Они в первую очередь используются при производстве веществ, способных выдерживать высокие температуры (частей ракет, тиглей и тугоплавких электродеталей), а также абразивов, режущих инструментов и др. Огнеупорные твердые металлы обычно получают при нагревании элементов или химических соединений в нужных пропорциях до получения требуемого продукта (см. *Синтетические минералы*).

МИНЕРАЛЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ В КАЧЕСТВЕ КЕРАМИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

Минералы и группы минералов, перечень которых приведен ниже, здесь не рассматриваются, поскольку они обладают невысокой огнеупорностью. Температура их плавления обычно составляет менее 1600 °С. Однако они находят применение при изготовлении важных керамических изделий.

Плагиоклазы $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$
Калиевые *полевые шпаты* $KAlSi_3O_8$
Бариевый *полевой шпат* $BaAl_2Si_2O_8$
Фельдшпатоиды — силикаты Na, K, Al
Обожженные глины — алюмосиликаты
Берилл $Be_3Al_2Si_6O_{18}$
Барит $BaSO_4$
Ангидрит $CaSO_4$
Апатит $Ca_5(PO_4)_3F$; F может замещаться OH и (или) Cl
Пироксены — силикаты Mg, Ca и (или) Fe
Кордиерит $(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$
Гранаты $3\,RO \cdot R_2O_3 \cdot 3\,SiO_2$
Тальк $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$
Асбестовые минералы — водные силикаты Mg, Ca и (или) Fe
Слюды — водные и (или) галогенсодержащие алюмосиликаты K, Li, Na, Mg, Fe и др.
Хлорит $(Mg, Fe, Al)_6(OH)_8(Si, Al)_4O_{10}$
Флюорит CaF_2
β-*Сподумен* $LiAlSi_2O_6$
β-*Эвкриптит* $LiAlSiO_4$
Перовскит $CaTiO_3$

Р. ДОМАН, А. АЛПЕР

См. также: *Абразивные материалы; Минералогия портландцемента; Минеральные ресурсы; Пески; Свойства минералов.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alper A. M.* High temperature oxides. Refractory Materials Monograph. New York, Academic, 1970, № 5.
2. *Alper A. M.* Phase diagrams: Material Science and Technology — Ibid, № 6.
3. *Lynch C. T.* Handbook of material science. Cleveland, CRC Press, 1974.
4. *Shaffer P. T.* High-temperature materials. New York, Plenum, 1964. 740 p.
5. *Winchell A. N., Winchell H.* The microscopical characteristics of artificial inorganic solid substances. New York, Academic. 1964, 439 p.

ОДНООСНЫЕ МИНЕРАЛЫ — см. МИНЕРАЛЫ ОПТИЧЕСКИ ОДНООСНЫЕ И ДВУОСНЫЕ.

ОКРАСКА МИНЕРАЛОВ

Окрашивание минералов, как и других веществ, происходит благодаря поглощению света. Когда белый свет проходит через минерал или отражается от его поверхности, некоторое количество его поглощается и преобразуется в тепловую энергию. Если свет поглощается веществом полностью, то оно приобретает черную окраску; если для всех длин волн поглощение происходит в равной степени, но не полностью, получается серый цвет; если же поглощение происходит избирательно, минерал кажется окрашенным в тот или иной цвет в зависимости от длины (длин) волн проходящего или отраженного света.

Кроме того что окраска минералов является важным диагностическим свойством, она может иметь и коммерческое значение, как в случае различных охр и других минеральных красителей и особенно в случае драгоценных и полудрагоценных камней. При описании окраски можно указать собственно цвет минерала (часть спектра) и его интенсивность (относительная яркость); например, цвет *малахита* изумрудно-зеленый до травянисто-зеленого, цвет азурита светло-лазурный до темно-синего.

Цвет минерала может непосредственно зависеть от его химического состава, в этом случае он весьма постоянен и характерен; обычным примером здесь является желтый цвет *серы*. Такие минералы называются идиохроматическими. В других случаях цвет может вызываться присутствием инородных ионов в кристаллической структуре * или мельчайшими рассеянными включениями примесей. В случае такой изменчивой окраски минерал называется аллохроматическим.

Окрашивающие минерал примеси могут распределяться равномерно, как оксид окисного железа, ответственный за красный цвет *карнсола*, или неравномерно, что иллюстрируется полосчатостью агата или пятнистого гелиотропа. Примеси могут быть представлены субмикроско-

* В советской литературе окраска, вызванная изоморфными примесями, относится к идиохроматической. — *Прим. ред. пер.*

пическими частицами или же быть достаточно крупными для того, чтобы их можно было различить под лупой.

Окраску минералов можно изменить различными методами, например пропитывая пористые минералы красящими растворами или вызывая дефекты в кристаллической решетке рентгеновским или ультрафиолетовым облучением (см. *Дефекты в кристаллах*).

Видимый спектр имеет диапазон 0,400—0,700 мкм. Цвет зависит от полос поглощения, обусловленных электронными переходами. Если минерал поглощает какую-либо часть видимого света, то мы видим дополнительный к нему цвет. Ионы Fe^{2+} в минералах группы оливина поглощают красный свет, придавая этим минералам характерный для них зеленый цвет.

Электронные переходы, обусловливающие избирательное поглощение видимого спектра, могут быть четырех типов: внутренние переходы, перенос заряда, дефекты кристаллической решетки, переход в полосу проводимости.

Внутренние переходы бывают в ионах с незавершенными электронными оболочками, такими, например, как частично заполненные *d*-орбитали переходных металлов и *f*-орбитали редкоземельных элементов. В минералах с ионной связью полосы поглощения и соответственно дополнительные цвета зависят, во-первых, от электронной структуры катиона и, во-вторых, от кристаллического поля.

Хризоберилл $(Al, Fe^{3+})BeO_4$ и минералы группы *оливина* $(Mg, Fe^{2+})SiO_4$ имеют очень сходные структуры, но ионы Fe^{3+} поглощают фиолетовую, а ионы Fe^{2+} красную часть спектра. Для этих минералов характерными дополнительными цветами являются соответственно желтый и зеленый.

Сила кристаллического поля влияет на избирательное поглощение световых волн ионами Cr^{3+} в различных минералах. Замещение Al^{3+} на Cr^{3+} придает зеленый цвет изумруду (*берилл* $Be_3Al_2Si_6O_{18}$), тогда как в рубине (*корунд* Al_2O_3) такое же замещение дает красный цвет. Длины связей в рубине, более короткие, чем в изумруде, создают более сильное кристаллическое поле, которое смещает полосу поглощения.

Минералы группы *турмалина* содержат как Fe^{2+}, так и Fe^{3+} в октаэдрической координации. Общие ребра октаэдров лежат в плоскости оси *a*. Эти минералы сильно поглощают свет при направлении колебаний электрического вектора перпендикулярно к оси *c*, но слабо при направлении колебаний параллельно *c*. Сильное поглощение обусловлено переносом электронов от ионов Fe^{2+} к ионам Fe^{3+} в направлении общих ребер октаэдров, но не между ними. Вследствие этого турмалины сильно дихроичны, как и некоторые другие минералы тетрагональной, гексагональной или тригональной сингонии. Минералы, кристаллизующиеся в ромбической, моноклинной и триклинной системах, могут быть трихроичными.

Желтый *галит* NaCl и анилиново-красный *сильвин* KCl приобретают окраску за счет дефектов в структуре. Свет поглощается единичными электронами в анионных вакансиях. Этот тип хромофора называется F-центром (Farbenzentrum).

Гринокит CdS является полупроводником, так как синий и фиолетовый свет несут достаточную энергию для продвижения электронов в полосу проводимости, тогда как свет с бóльшими длинами волн достаточной для этого энергии не несет.

Черта, т. е. цвет порошка минерала (обычно получаемого прочерчиванием минерала по неглазированной фарфоровой пластинке), является более надежным показателем присущей минералу окраски, потому что она больше зависит от окраски самого минерала, чем от примесей.

В тех случаях, когда окраска минерала связана с игрой света, а не с истинной пигментацией, говорят о псевдохроматизме. К псевдохроматическим явлениям относятся опалесценция и иризация. Опалесценция возникает в результате отражения и преломления света от слоев с различными показателями преломления, как в *опале* или *лабрадоре* *. Иризация проявляется в тонких пленках, которые развиваются на поверхности минерала; например, свежая поверхность *борнита* Cu_5FeS_4 бронзового цвета, но быстро подвергается окислению и приобретает пурпурно-фиолетовую побежалость, из-за которой этот минерал часто называют «павлиньей медной рудой».

В некоторых случаях присутствия посторонних ионов недостаточно для окраски минерала и необходима дополнительная энергия в виде света или каких-либо других форм излучения. Обычным примером является пурпурный цвет, приобретаемый бутылочным стеклом под действием солнечного света. Рентгеновским или радиоактивным облучением может быть искусственно вызвана окраска многих драгоценных камней, включая *алмаз*, *корунд* и аметист. Влияние радиоактивности на цвет может быть также проиллюстрировано наблюдаемыми под микроскопом *плеохроичными двориками*, окружающими в некоторых минералах крошечные включения радиоактивных минералов; чаще всего встречаются включения *циркона* в *биотите*.

Ч. ВИТАЛЬЯНО, Д. ВИТАЛЬЯНО

См. также: *Геммология; Люминесценция; Оптическая минералогия; Свойства минералов.*

Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев, Наукова Думка. 1976. 264 с.

ОЛИВИНА ГРУППА

Минералы группы *оливина* широко распространены в земных породах, лунном материале и каменных метеоритах. Обычно это первые силикатные минералы, кристаллизующиеся из ультраосновных и основных магм. Они подвергались обширным исследованиям с целью определения их физических, химических и механических свойств, знание которых проливает свет на внутреннее строение и состав внутренних оболочек Земли, происхождение, состав и процессы кристаллизации магм, а также позволяет понять природу и эволюцию внеземных объектов — источников метеоритов.

Более детальные сведения об *оливинах* читатель может найти в работе Дира и др. [1], а сводные данные по *оливинам* из ультраосновных и основных пород — в работе Брауна [2].

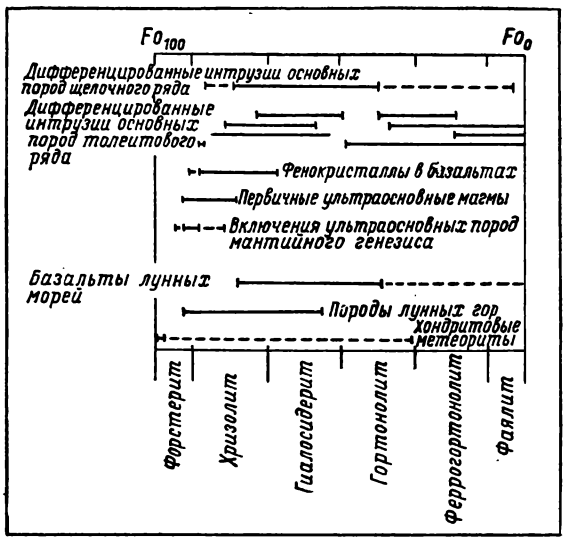
КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Минералы группы *оливина* относятся к классу «ортосиликатов». Изолированные тетраэдры $(SiO_4)^{-4}$ связаны двухвалентными катионами, каждый из которых окружен шестью кислородами, принадлежащими группам $[SiO_4]$. Атомы кислорода располагаются в виде слоев, которые параллельны плоскости {100}, что приводит к внешней симметрии минерала (ромбическая сингония, пространственная группа *Pbnm*).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ВИДЫ В ГРУППЕ ОЛИВИНА

Состав этих *оливинов* отвечает формуле $(M, N)_2SiO_4$, где M и N — двухвалентные катионы. Наиболее распространенными природными соединениями группы *оливина* являются минералы изоморфного ряда *форстерит—фаялит*. Эти названия крайних членов ряда относятся соответственно к чисто магнезиальной (Mg_2SiO_4) и чисто железистой (Fe_2SiO_4) разновидностям. Каждое название отвечает конкретному интервалу отношения Mg/Fe (см. рисунок), но обычно принято указывать состав в молярных

* Для лабрадора характерна иризация. — *Прим. ред. пер.*



Номенклатура *оливинов* в непрерывном ряду *форстерит—фаялит* и связь составов природных оливинов с нахождением в магматических породах.

Сверху вниз мафические интрузии, близкие по составу к толеитам: Оконжеже (Юго-Западная Африка), Скэргард (Восточная Гренландия), Нью-Амалфи (Южная Африка), Бушвелд (Южная Африка).

процентах форстерита *Fo* или фаялита *Fa*, например: Fo_{82} (или Fa_{18}) содержит 82 мол. % форстерита (или 18 мол. % фаялита).

Остальные природные соединения группы *оливина* встречаются столь редко (табл. 1), что термин *оливин* практически применяется для обозначения минералов в ряду *форстерит—фаялит*. Эти редкие минералы группы *оливина* далее не рассматриваются, и все приводимые данные относятся к ряду *форстерит—фаялит*. Соединения, имеющие состав Ni_2SiO_4 и Mg_2GeO_4, в природе не встречаются.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Главные элементы обычно определяются рентгеновским флюоресцентным методом или с помощью электронного микрозонда (см. *Электронно-зондовый микроанализ*). К валовым анализам малых и следовых элементов следует относиться с осторожностью, поскольку в *оливинах* присутствуют включения *плагиоклаза*, *пироксена*, *шпинели* и *ильменита*, избавиться от которых трудно. Содержание малых элементов наиболее надежно определяется с помощью электронного микрозонда. Этот метод позволяет также проанализировать большое число кристаллов из одного образца с целью установления однородности минерала или изменчивости состава (зональности) в единичных кристаллах. Метод нейтронной активации предоставляет информацию об элементах, содержащихся в *оливинах* в следовых количествах, но имеет те же недостатки, что и валовый химический анализ. В последнее время с помощью микрозонда удается определять следовые количества элементов [8].

В табл. 2 приведены составы двух *оливинов* из природных объектов в сопоставлении с теоретически рассчитанными составами оливинов с близким содержанием *Fo*. Из таблицы видно, что около 2,5 % Mg и Fe в минерале замещено другими ионами. Примесные ионы (табл. 3) могут входить в кристаллическую решетку, поскольку *оливины* могут кристаллизоваться из расплавов, паров и твердой фазы, в которых эти ионы неизменно присутствуют. Ионы Fe^{2+} в *оливине* могут заменяться многими малыми и следовыми элементами, хотя некоторое количество Fe^{3+} может образоваться путем окисления в оливиновой структуре.

Оливины, кристаллизующиеся в крупных глубинных магматических телах, характеризуются содержанием Ca менее 1000 млн$^{-1}$, тогда как оливины в дайках, силлах и лавах содержат гораздо больше Ca (вплоть до 5000 млн$^{-1}$). Содержание Ca, кроме того, зависит от активности кремния в исходном расплаве и от присутствия или отсутствия *плагиоклаза* при кристаллизации *оливина*.

Количество Mn увеличивается, а Ni уменьшается с увеличением содержания фаялита [12], тем самым существует определенный кристаллохимический контроль: Ni и Mg концентрируются на ранних стадиях кристаллизации (тугоплавкого) *оливина*, а Mn и Fe—на более поздних стадиях кристаллизации (менее тугоплавкого) *оливина*.

Кобальт присутствует только в следовых количествах (см. табл. 3).

Замещение магния и железа в структуре оливина Fe^{3+}, Cu^{3+}, Al^{3+}, Ti^{4+} и следовыми элементами (Ti^{4+} слишком крупный ион, чтобы заместить Si^{4+}) приводит к нарушению электронейтральности структуры, и поэтому оно «невыгодно».

По данным мокрого химического анализа в земных *оливинах* присутствует окисное железо (более 10 000 млн$^{-1}$). Наличие продуктов распада твердых растворов в виде *магнетита* и *хромита* в ряде *оливинов* указывает на то, что Fe^{3+} и Cr^{3+} первоначально присутствовали в структуре *оливина*. Большинство *оливинов* из земных пород, анализированных микрозондовым методом, показали присутствие Cr, Ti и Al, количество которых близко или несколько меньше ошибки определения (~200 млн$^{-1}$).

В хромсодержащих разновидностях лунных оливинов (см. табл. 3), вероятно, присутствует Cr^{2+}, поскольку формирование лунных магм протекало в высоковосстановительных условиях (см. *Минералогия Луны*). Редко встречающиеся земные *оливины* с высоким содержанием Cr^{3+} [7], по-видимому, возникали в условиях быстрого роста кристаллов, высокой температуры кристаллизации и при высоком содержании Cr в материнском расплаве.

Более высокие содержания Ti в оливинах из базальтов лунных морей по сравнению с его количеством в земных базальтах (см. табл. 3) связаны с большим содержанием TiO_2 в лунных магмах, а также, возможно, с присутствием Ti^{3+}.

Другие следовые элементы в *оливинах* присутствуют в крайне малых количествах.

ФИЗИЧЕСКИЕ И ДРУГИЕ СВОЙСТВА ОЛИВИНОВ

Оливин кристаллизуется быстро, и кристаллы его могут принимать разнообразные очертания (фото 16), вероятно, в зависимости от условий кристаллизации. Постепенное повышение скорости охлаждения расплава ведет к появлению кристаллов сначала субидиоморфных, с кристаллическими гранями, затем почти идиоморфных «зазубренных», почти идиоморфных скелетных, а затем удлиненных скелетных и дендритовых форм (см. *Скелетные кристаллы*).

Плотность *оливина* меняется в линейной зависимости от состава от 3,2 (Fo_{100}) до 4,4 г/см^3 (Fo_0). Твердость по шкале Мооса составляет 7—6,5.

При атмосферном давлении *форстерит* и *фаялит* плавятся соответственно при 1890 и 1205 °C; при возрастании давления температуры плавления повышаются со скоростью 4,7 и 3,5° C/кбар соответственно. В природных силикатных расплавах (магмах) точки плавления существенно ниже: например, при давлении 760 мм рт. ст. кристаллы Fo_{88} в базальтовой магме плавятся примерно при 1250 °C.

При высоких давлениях и температурах структура *оливина* нестабильна и преобразуется в шпинелевый тип

ТАБЛИЦА 1

Минералы группы оливина

Название минерала	Происхождение названия	Окраска	Состав (главные элементы)	Примечание	Природные соединения	
					Изверженные породы	Метаморфические породы
Форстерит (драгоценный камень известен под названием перидот)	В честь Дж. Форстера	Зеленая, лимонно-желтая	Mg_2SiO_4—$Mg_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4$	Непрерывный ряд твердых растворов от Mg_2SiO_4 до Fe_2SiO_4	Чистый Mg_2SiO_4 в природе не встречается. В ультраосновных и основных породах широко представлены составы Fo_{94}—Fo_0. Наиболее характерный диапазон составов *оливина* Fo_{80}—Fo_{50}	В мраморах образованных при термальном метаморфизме нечистых доломитовых известняков или при региональном метаморфизме кремнистых доломитов. Промежуточные составы редки
Фаялит	о. Фаял, Азорские острова	Зеленовато-желтая или оранжево-зеленая	Fe_2SiO_4—$Fe_{1,8}Mg_{0,2}SiO_4$		В кислых и щелочных вулканических и плутонических породах	В термально- и регионально-метаморфизованных осадочных породах, богатых железом
Тефроит	От греч. — «пепельного цвета»	Оливково-зеленая; серая	Mn_2SiO_4—$Mn_{1,8}Fe_{0,2}SiO_4$		Гидротермальные жилы; железо-марганцевые рудные месторождения и скарны	В термально- и регионально-метаморфизованных осадочных породах, богатых марганцем
Кнебелит	В честь фон Кнебеля	Темно-коричневая	$Mn_{1,4}Fe_{0,6}SiO_4$—$Mn_{0,6}Fe_{1,4}SiO_4$			
Глаукохроит	—	Синевато-зеленая, фиолетовая или бледно-розовая	$MnCaSiO_4$			В известняках, метаморфизованных в высокоградиентных термальных условиях в присутствии ионов марганца
Монтичеллит	В честь Т. Монтичелли	Бесцветная или серая	$CaMgSiO_4$		В недонасыщенных кремнеземом породах	В термально- и региональ но-метаморфизованных кремнистых известняках
Киршейнит	—	Бесцветная или желтая	$CaFeSiO_4$		Встречается только в шлаках	
—	—	—	Ni_2SiO_4	Серия непрерывных растворов с Mg_2SiO_4	Известны только как синтетические	
—	—	—	Mg_2GeO	То же		

ТАБЛИЦА 2

Состав чистых крайних членов непрерывного ряда форстерит—фаялит в сопоставлении с двумя оливинами из природных объектов

Оксиды, вес. %	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
SiO_2	42,71	29,49	41,30	41,22	36,20	35,10
FeO	—	70,51	7,79	7,89	39,10	40,73
MgO	57,29	—	50,60	50,89	23,60	24,17
MnO	—	—	0,09	—	0,36	—
NiO	—	—	0,039	—	0,03	—
CaO	—	—	0,02	—	0,46	—
Сумма	100,00	100,00	100,20	100,00	99,75	100,00
Fo, %	100	0	92	92	51,4	51,4
					0,12 TiO_2	
					0,12 Cr_2O_3	

Примечание. *1* — чистый *форстерит*; *2* — чистый *фаялит*; *3* — *оливин* из включения перидотита, Танзания; *4* — теоретически рассчитанный состав чистого Fo_{92}; *5* — *оливин* из базальта лунного моря, образец 12036; *6* — теоретически рассчитанный состав чистого $Fo_{51,4}$.

ТАБЛИЦА 3

Пределы содержаний малых и следовых элементов в оливине, млн$^{-1}$

Элемент	Земной оливин	Лунный оливин
Mn	1 000—15 000	1800—7300
Ni	100—44 000	<500
Ca	200—12 000	200—7800
Co	80—320	—
Fe^{3+}	0—11 000	—
Cr	10—500	<200—3000
Al	<200	<300
Ti	<200	400—2000
Cu	6—100	—
V	20—300	—
Ba	<7	—
Sr	<10	—
Ga	<3	—
Li	<4	—
Mo	<7	—
U	<0,0025	—

структуры с объемноцентрированной кристаллической решеткой (кубическая сингония). Это изменение известно под названием «оливин-шпинелевый переход». Такая трансформация рассматривается в качестве причины резкого изменения скорости распространения сейсмических волн в мантии Земли на глубине 400—500 км (см. *Минералогия мантии*).

В широком диапазоне температур *оливин* легко изменяется с образованием различных вторичных минералов: *серпентина*, *хлорита*, *магнетита*, *гематита*, NiS, *талька*, *амфибола*, карбонатов и *смектита* (монтмориллонита). Формирование *серпентина* из *форстерита* при удалении MgO и добавке H_2O происходит при температуре 450° С, а в естественных условиях только при давлении ниже 3 кбар (температура уменьшается с увеличением содержания Fe в *оливине*).

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

В табл. 1 в обобщенном виде приведено распространение минералов группы *оливина*. *Оливины*, богатые Mn, чаще всего метаморфического происхождения; *монтичеллит* в небольших количествах изредка присутствует в некоторых ультраосновных изверженных породах. В метаморфизованных кремнистых доломитовых известняках и в известняках, в которых Si и Mg привнесены в процессе метасоматоза, встречается *форстерит*. *Фаялит* найден в метаморфизованных кремнистых осадочных породах, богатых Fe, известных под названием эулизитов.

Минералы ряда *форстерит—фаялит* широко распространены в ультраосновных и основных породах и являются важными показателями степени фракционирования базальтовых пород. Кристаллы *оливина* в породах, образовавшихся в верхней мантии, характеризуются высокой магнезиальностью (см. рис. 1), а *оливины*, связанные с основными по составу расслоенными интрузиями, мелкими интрузивными телами и лавами основного состава, не бывают магнезиальными и часто обнаруживают широкие колебания состава (например, Fo_{90}—Fo_0), что характерно как для отдельной интрузии, так и для обособленных зональных кристаллов. В пределах комплекса дифференцированных пород, материнская магма которых по составу близка к толеиту, наблюдается разрыв в составах *оливина*, отражающий временное прекращение его кристаллизации (см. рис. 1). Это обусловлено тем, что при кристаллизации *оливина* из расплава в условиях низких давлений и снижения температуры может существенно возрастать активность SiO_2, что ведет к реакции («прерывистой реакции») между *оливином* и расплавом с образованием *пироксена*:

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightleftarrows 2\ MgSiO_3.$$

Оливины с бо́льшим содержанием Fe, чем у Fo_{30}, в такую реакцию не вступают, поскольку богатый Fe *ортопироксен* при низких давлениях нестабилен, и богатый Fe *оливин* вновь появляется в расслоенных интрузиях (см. рис. 1).

СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

К числу новых оригинальных исследований относится изучение электрических свойств *оливина* [5], деформации его кристаллов [6], экспериментальное выращивание кристаллов оливина в остывающих расплавах, изучение скорости диффузии Fe^{2+} и Mg^{2+} в структуре *оливина*, упорядоченности ионов Mg и Fe в двух различающихся октаэдрических позициях в структуре минерала [11] и распределения главных и малых элементов между *оливином* и расплавом [9, 10]. Использование электронного микро-

зонда для анализа следовых элементов позволит петрологам получить новые данные о возможных давлении и температуре кристаллизации *оливина*. Анализ остаточных микровключений расплавов и паров в *оливинах*, вероятно, может способствовать дальнейшему пониманию генезиса и фракционирования магм. Все эти исследования позволят глубже проникнуть в эволюцию термального, механического и химического режимов земной коры и верхней мантии.

К. ДОНАЛДСОН

См. также: *Выращивание кристаллов; Геммология; Кристаллография морфологическая; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералогия портландцемента; Минералы метеоритов; Наименование минералов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Пластические деформации в минералах; Породообразующие минералы; Свойства минералов; Топотаксия; Шпинели группа; Электронно-зондовый микроанализ.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1. Ортосиликаты и кольцевые силикаты (пер. с англ.). М., Мир, 1965. 371 с.

2. *Brown G. M.* Mineralogy of basaltic rocks. — In: H. Hess and A. Poldervaart, eds., Basalts, vol. 1. New York, Interscience (Wiley), 1968, p. 103—162.

3. *Donaldson C. H.* An experimental investigation of olivine morphology. — Contr. Min. Pet., 1976, 57, p. 187—213.

4. *Donaldson C. H.* Laboratory duplication of comb layering in Rhum pluton. — Mineral. Mag., 1977, 41, p. 323—336.

5. *Duba A.* Electrical conductivity of olivine. — J. Geophys. Res., 1972, 77, p. 2483—2495.

6. *Green H. W., Radcliffe S. V.* The nature of deformation lamellae in silicates. — Geol. Soc. Am. Bull., 1972, 83, p. 847—852.

7. *Green D. H. e. a.* Experimental demonstration of the existence of peridotitic liquids in earliest Archean magmatism. — Geology, 1975, 3, p. 11—14.

8. *Hervig R. L. e. a.* Fertile and barren Al—Cr spinel hartzburgites from the upper mantle. — Earth Planet Sci. Letts., 1980, 50, p. 41—48.

9. *Roeder P. L.* Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. — Earth Planet Sci. Letts., 1974, 23, p. 397—410.

10. *Roeder P. L., Emslie R. F.* Olivine-liquid equilibrium. — Contrib. Mineral. Petrol., 1970, 29, p. 275—289.

11. *Shinno I., Hayashi M., Kuroda Y.* Mössbauer studies of natural olivines. — Mineral J. (Japan), 1974, 7, p. 344—358.

12. *Simkin T., Smith J. V.* Minor-element dist ribution in olivines. — J. Geol., 1970, 78, p. 304—325.

13. *Switzer G. e. a.* Olivine crystals from the floor of the Mid — Atlantic Ridge near 22° N latitude. — Smithson. Contrib. Earth Sci., 1972, 9, p. 43—46.

ОПАЛ

Широкое распространение и разнообразный внешний облик природных форм кремнезема, известных под названием *опала*, привели к запутанной номенклатуре, базирующейся в разных случаях на морфологии, физических свойствах или оптических характеристиках. Ниже приводится схематическая классификация, предложенная Джонсом и Сеньи [2] с целью упорядочения номенклатуры природных водных соединений кремнезема.

Опал (плотный и стекловидный)	1. *Опал-С* (упорядоченный низкотемпературный кристобалит) 2. *Опал-СТ* (неупорядоченный низкотемпературный *кристобалит*, низкотемпературный *тридимит*) 3. *Опал-А* (сильно неупорядоченный, почти аморфный)	Опалиновый кремнезем (рыхлый или рассеянный)

Опал-С встречается довольно редко. По внешнему облику это типичный стекловатый опал, и обычно он ассоциирован с вулканическими породами. *Опал-СТ* в основном представлен в большинстве месторождений, но он не проявляет игры цветов. *Опал-А* включает большинство разновидностей драгоценного опала (т. е. с радужной игрой цвета) и ассоциированные с ним некоторые разновидности австралийского низкосортного опала. Эти три типа опала различаются с помощью рентгенографического анализа (см. рисунок).

СОСТАВ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Опал в целом состоит из кремнезема SiO_2 и некоторого количества неструктурной воды (обычно 4—9 %). Некоторые образцы *опала* представлены практически чистым кремнеземом: сумма $SiO_2 + H_2O$ составляет 99,9 %. *Опал* может содержать до нескольких процентов алюминия и еще больше оксидов железа. Примесь железа особенно характерна для бурых разновидностей, в которых под микроскопом иногда видны отдельные гелеобразные выделения оксидов или гидроксидов железа.

Бóльшая часть воды в *опале* является физической (адсорбционной), но часть воды присутствует в виде гидроксилов (в основном в *опале-А*). Вода не входит в структуру минерала, поскольку ее удаление не приводит к изменению структурных характеристик, хотя внешний облик и ряд физических свойств при этом существенно меняются.

Опал легко растворяется в горячем концентрированном щелочном растворе и в плавиковой кислоте.

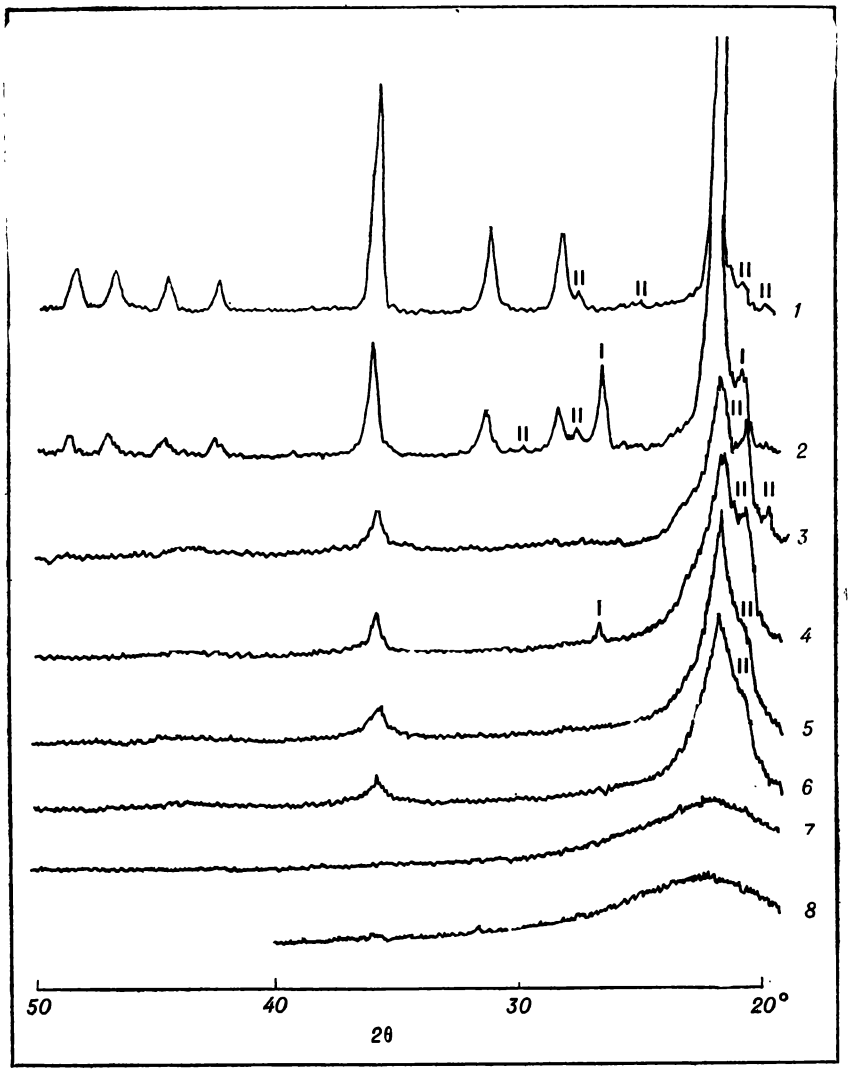
ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Опал представляет собой агрегат очень мелких, беспорядочно ориентированных кристаллических частиц со структурой, варьирующей от структуры хорошо упорядоченного низкотемпературного *кристобалита* до почти аморфной. В мелких полостях иногда находят агрегаты пластинчатых кристаллов опала-*СТ* (фото 17). Относительная плотность колеблется в широком диапазоне, обычно составляя 1,99—2,25 для плотных разновидностей, а в пористых образцах зависит от содержания воды. Твердость плотных разновидностей — 5,5—6,0. Цвет — самый разнообразный (см. ниже).

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Опал обычно изотропный, но может проявлять двупреломление в присутствии микроскопических кристаллитов *кристобалита-тридимита*.

Драгоценные разновидности проявляют чудесную игру цветов (опалесценция), возникающую в результате дифракции света от трехмерной плотнейшей упаковки сфер диаметром 1500—3000 Å (фото 18). В скрещенных николях в шлифе можно наблюдать удивительно яркую игру цветов, создаваемую псевдодвупреломлением и пластинчатым «двойникованием» (скопление нарушений в плотнейшей упаковке). Геометрия этого явления была детально описана Байером [1].



Дифрактограммы различных форм кремнезема.

1 — синтетический низкотемпературный *кристобалит*; *2* — *опал*-С; *3—6* — *опал-СТ*; *7* и *8* — *опал-А*. Пик *I* соответствует *кварцу*, *II* — *тридимиту*.

Показатель преломления *опала* варьирует от 1,111 до 1,459, но обычно составляет 1,44—1,46. В конкретном образце минерала показатель преломления увеличивается с содержанием воды.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Опал встречается в гидротермальных месторождениях, особенно связанных с вулканической активностью, а также в осадочных месторождениях, где имеет неорганическое или органическое происхождение. Опаловидный кремнезем, вероятно, широко распространен во многих глинистых отложениях, но его трудно диагностировать из-за слабой кристалличности и чрезвычайно мелкого размера зерен. Опал может замещать древесину, часто точно сохраняя рисунок древесной структуры. Он присутствует в растениях, особенно травянистых, и обнаружен в камнях мочеточников травоядных животных.

ПРИМЕНЕНИЕ

Разновидности *опала*, проявляющие игру цветов, относятся к драгоценным камням (см. *Геммология*). Диатомит и близкие разности используются как полирующий материал, в качестве наполнителей, поглотителей и изоляторов огнеупоров (см. *Абразивные материалы; Минеральные пигменты и наполнители*).

РАЗНОВИДНОСТИ ОПАЛА

Ниже кратко рассматриваются наиболее распространенные разновидности *опала* и *опалина*.

Арлекиновый *опал*. Драгоценный опал с равномерным распределением цветовых пятен на общем красноватом фоне. Ценится как ювелирный камень.

Благородный *опал*. Драгоценная разновидность.

Гейзерит. Рыхлый гидратированный кремнезем, отлагающийся из горячих источников и гейзеров. Обычно опал-*А*.

Гиадит. Чистая, как стекло, разновидность опала, обычно образующая гроздевидные агрегаты; встречается в миндалинах вулканических пород; это опал-*А*.

Гидрофан. Обычно непрозрачный, но при погружении в воду становится прозрачным; некоторые образцы проявляют иризацию.

Диатомит, диатомовая земля. Землистая (рыхлая) разновидность, сложенная окремненными скелетами одноклеточных диатомовых водорослей. Обычно опал-*А*.

Древесный *опал.* Псевдоморфозы опала по древесине, часто с точным повторением древесного узора.

Кизельгур. Немецкий эквивалент термина «диатомит».

Кремнистый туф — см. Гейзерит.

Матрикс-*опал.* Разновидность, в которой драгоценный опал замещает вмещающую породу. Некоторые пористые образцы пропитаны органическим веществом, которое разлагается до углерода, образующего черный фон, подчеркивающий игру цветов.

Матричный *опал.* Железистые конкреции, содержащие многочисленные мелкие жилки *опала.*

Менилит, или печеночный *опал.* Серая или бурая разновидность опала, первоначально найденная в округлых выделениях вблизи Парижа (Мениль-Монтан). Некоторые из образцов оказались *кварцем*; большинство образцов содержали, кроме того, карбонаты кальция и магния.

Молочный *опал.* Белая разновидность. Полупрозрачный до непрозрачного.

Обыкновенный *опал.* Не проявляет игры цветов. Находки известны по всему миру. Отличается от других кремнистых соединений характерным стеклянным блеском. Обычно — *опал-CT*.

Огненный *опал.* Прозрачная, ярко-красно-оранжевая разновидность. Иногда проявляет игру цветов. Найден в Мексике. От других разновидностей с игрой цветов отличается тем, что в основном представлен *опалом-CT*.

Опаловая глина. Не полностью литифицированные слоистые породы, содержащие смесь каолина и *опала-CT*.

Опока. Применяющийся в СССР термин для обозначения кремнистой породы, содержащей аморфный кремнезем. Обычно — *опал-CT*.

Печеночный опал — см. Менилит.

Поч. Австралийский термин, относящийся к низкосортному опалу, ассоциированному с драгоценным *опалом.* Структуры их сходны, но из-за беспорядочной упаковки сфер, разного размера последних или наличия поровых пространств, заполненных кремнеземом, поч не проявляет игры цветов. Как и благородный опал, это обычно опал-*А*.

Триполит. Крошащийся до сублитифицированного водный кремнезем, обычно остаточный продукт. Иногда используется как синоним диатомита.

Ульмин. Прозрачная разновидность без игры цветов.

Черный *опал.* Драгоценная разновидность, проявляющая красную игру цветов на фоне темного цвета минерала. Встречается главным образом в Лайтнинг-Ридж, Австралия, найден также в некоторых районах США.

Яшмовый *опал.* Разновидность обыкновенного опала буровато-оранжевого цвета.

Дж. ДЖОНС, Э. СЕНЬИ

См. также: ***Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Геммология; Диагенетические минералы; Кварц; Минералы беспозвоночных и растений; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Показатель преломления.***

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Baier E.* Optics of opal. — Zeit. Kristallogr., 1932, 81, p. 183—218.

2. *Jones J. B., Segnit E. R.* The nature of opal. I. Nomenclature and constituent phases. — J. Geol. Soc. Australia, 1971, 18, p. 57—68.

3. *Leechman F.* The opal book. Sydney, Ure Smith, 1961.

4. *Sanders J. V.* Microstructure and crystallinity of gem opals. — Am. Mineralogist, 1975, 60, p. 749—757

Смит Г. Драгоценные камни. М., Мир, 1984. 558 с.

ОПРЕДЕЛИТЕЛЬ КРИСТАЛЛОВ БАРКЕРА

На протяжении всего XIX в. и в первые десятилетия XX в. описание морфологии как природных, так и искусственных кристаллов на основе гониометрических измерений было важнейшим полем деятельности большинства минералогов и ряда химиков. Несомненно, наиболее исчерпывающей сводкой таких данных является Химическая кристаллография (Chemische Krystallographie) Поля Грота в пяти томах (Лейпциг, 1906—1919 гг.), охватывающая свыше 7000 веществ. Построение сводки подчинено задачам химии, так что кристаллографические данные присутствуют в форме, непригодной для определительских целей.

Е. С. Федоров, который первым вывел 230 пространственных групп и был изобретателем двукружного гониометра и универсального столика, сделал попытку создать метод определения кристаллического вещества исходя из его морфологии. Теоретически такой метод должен быть пригоден для определения любых кристаллов, кроме кубических, поскольку углы между гранями у всех остальных кристаллов обычно являются характерной чертой вещества. Труд Е. С. Федорова и его сотрудников увидел свет лишь после его смерти. Он был опубликован Российской Академией наук в Петрограде (теперь Ленинград) в 1920 г. под названием на немецком языке «Das Krystallreich. Tabellen zur Krystallochemischen Analyse» (Царство кристаллов. Таблицы по кристаллохимическому анализу). Книга, вероятно вследствие места и времени опубликования, не имела успеха и не стала широко известной.

Основной проблемой в завершении создания такого метода, какой был задуман Е. С. Федоровым, является установление такого порядка расположения данных, который был бы пригоден для целей определения. Т. Баркер *, молодой англичанин, который работал с Е. С. Федоровым, занялся этой задачей и опубликовал свои рекомендации в небольшой книге, озаглавленной «Систематическая кристаллография» (Systematic Crystallography) (Лондон, 1930 г.). Он описал систему правил для получения «классификационных углов» кристалла. Т. Баркер умер в 1931 г., прежде чем смог осуществить свои планы. В течение последующих 15 лет в СССР, Англии, Нидерландах, Бельгии и Соединенных Штатах кристаллографы продолжали незавершенную работу Е. С. Федорова и Т. Баркера; был опубликован ряд таблиц ограниченного содержания, например Дж. Донней и Дж. Мелон «Кристаллохимические таблицы для определения веществ тетрагональной сингонии» (Crystallo-Chemical Tables for the Determination of Tetragonal Substances, Johns Hopkins University, Studies in Geology, 1934, 11, p. 305—388). Однако лишь в 1945 г. группа кристаллографов в Англии взялась за завершение работы Т. Баркера.

Определитель кристаллов Баркера состоит из трех томов, семи частей.

Том I (1951 г.). Тетрагональная, гексагональная, тригональная и ромбическая сингонии

Часть 1. Введение и таблицы

Часть 2. Описание кристаллов

* Т. В. Баркер (1881—1931) — ученик Е. С. Федорова, работал в Петербургском горном институте. — *Прим. ред. пер.*

Том II (1956 г.). Моноклинная сингония
Часть 1. Введение и таблицы
Части 2 и 3. Описание кристаллов
Том III (1964 г.). Триклинная сингония
Часть 1. Введение и таблицы
Часть 2. Описание кристаллов. Атлас форм (издатель W. Heffer and Sons Ltd, Cambridge).

Основными составителями были Мэри Портер и Р. Спиллер (первые два тома) и Мэри Портер и Л. Кодд (последний том), но в составлении участвовали и другие авторы, особенно М. Хей, который внес большой вклад в Определитель и написал ряд важных разделов.

Определитель Баркера в настоящее время охватывает 7394 вещества. Для каждого вещества сведены в таблицы классификационные углы: один угол для тетрагональных и гексагональных кристаллов, два или более для кристаллов более низких сингоний. Следуя правилам Баркера, можно перейти от гониометрических измерений кристалла к классификационному углу или углам. Если вещество включено в Определитель, оно приводится в таблицах в соответствии с классификационным углом. Определение может быть проверено с помощью ссылки на описание в последующих частях каждого тома.

Правила Баркера для триклинных кристаллов довольно сложны, их изложение занимает шесть страниц и применять эти правила затруднительно. Правила для других сингоний довольно легко можно заучить и применять, хотя в некоторых случаях затруднения могут и возникнуть. Определитель Баркера основан главным образом на данных, собранных П. Гротом до 1919 г. Только для нескольких сотен веществ данные основаны на более поздних работах. Данные о минералах почти все старые, а триклинные минералы вообще не включены.

А. ПАБСТ

См. также: *Определитель* кристаллов/А. К Болдырев, В. В. Доливо-Добровольский. И. И. Шафрановский и др. М.—Л., т. 1, вып. 1, 1937, 438 с.; т. 1, вып. 2 и 3, 1939, 863 с.

ОПТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

Оптическая минералогия — изучение минералов в проходящем поляризованном свете — на протяжении последних 100 лет служит главным методом («инструментом») минералогов. Основы этого метода были заложены еще в XVII в. В. Снеллиусом из Лейдена, Ц. Т. Бартолинусом из Копенгагенского университета, датским математиком Х. Гюйгенсом и другими исследователями, изучавшими преломление, двойное лучепреломление и поляризацию света. Однако лишь с первой половины XIX в., когда шотландский физик Д. Брустер открыл законы поляризации при отражении и преломлении света, а В. Николь из Эдинбурга изобрел поляризационную призму, оптическая минералогия стала развиваться как наука.

Минералоги не сразу увидели преимущества этой новой дисциплины, но после публикации в 1852 г. «Минералогии» Филлипса, в которой приводились показатели преломления и другие оптические данные для известных в то время прозрачных минералов, оптическая минералогия стала делать гигантские шаги. В 1849 г. и затем в 1857 г. Х. И. Сорби продемонстрировал, как техника изготовления шлифов, впервые примененная В. Николем при изучении окаменелого дерева в 1828 г., может быть использована при изучении горных пород и определении слагающих их минералов под микроскопом. В 1893 г. Ф. Бекке, тогда сотрудник Немецкого университета в Праге, описал метод определения относительных показателей преломления двух соприкасающихся в шлифе прозрачных минералов. В дальнейшем развитие этой техники привело к развитию метода иммерсионных жидкостей для определения показателей преломления минералов в зернах. Первый вариант универсального столика был предложен русским ученым Е. С. Федоровым в 1894 г. В 1900 г. Ц. Шрёдер ван дер Кольк опубликовал первые сводные таблицы, позволявшие определять минералы с помощью иммерсионного метода. Позднее, в 1911 г., Ф. Э. Райт из Геофизической лаборатории в Вашингтоне опубликовал книгу «Методы микроскопического петрографического исследования», в которой он предложил петрографам-микроскопистам много дополнительных приемов при использовании поляризационного микроскопа (см. *Поляризация и поляризационный микроскоп*).

Продолжалось усовершенствование техники и приспособлений к поляризационному микроскопу. Например, двуосный универсальный столик Федорова был усовершенствован так, что он мог использовать как четырех- или пятиосный. Кроме того, в ходу были бинокулярные микроскопические исследования, и по этому вопросу было написано много прекрасных книг.

Ч. ВИТАЛЬЯНО, Д. ВИТАЛЬЯНО

См. также: *Амфиболы; Анизотропия; Кристаллография морфологическая; Минералы оптически одноосные и двуосные; Окраска минералов; Показатель преломления; Поляризация и поляризационный микроскоп.*

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод исследования минералов. М., Недра, 1965, 300 с.

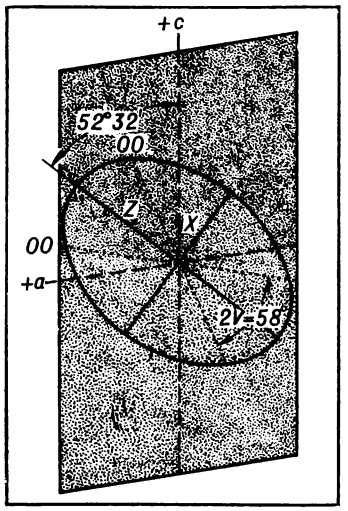
ОПТИЧЕСКАЯ ОРИЕНТИРОВКА

Ориентировка главных осей оптической индикатрисы кристалла по отношению к его кристаллографическим осям определяет оптическую ориентировку кристалла. Для изотропной среды оптическая индикатриса представляет собой шар и, следовательно, не может быть речи о соотношениях оптических и кристаллографических осей. Для кристаллов гексагональной, тригональной и тетрагональной сингоний главная ось колебаний (оптическая ось) в одноосной индикатрисе параллельна кристаллографической оси *c*. В кристаллах ромбической сингонии главные оси колебаний *X*, *Y* и *Z* двуосной индикатрисы для света всех длин волн совпадают с кристаллографическими осями, отвечая следующим шести установкам кристалла:

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)
$a = X$	X	Y	Y	Z	Z;
$b = Y$	Z	X	Z	X	Y;
$c = Z$	Y	Z	X	Y	X.

Ромбический минерал *брукит* TiO_2 является необычным, поскольку кривая его дисперсии (см. *Дисперсия оптическая*) для света, колебания которого параллельны его оси *a*, пересекает ($\lambda = 5500$ Å) кривую для света с колебаниями, параллельными оси *c*. Он одноосный, положительный для длины волны $\lambda = 5500$ Å, двуосный, положительный в установке (2) для волн большей длины и двуосный, положительный в установке (4) для более коротких волн. Эти особенности *брукита* были рассмотрены в работе [Bloss, 1961 г.].

Для кристаллов моноклинной сингонии одна главная ось двуосной индикатрисы будет для всех длин волн совпадать с единственной осью второго порядка. Последняя условно обозначается как кристаллографическая ось *c* (первая установка) или как ось *b* (вторая установка). При второй установке ось *b* будет главной осью колебаний для света любой длины волны. Остающиеся две главные оси колебаний взаимно перпендикулярны и лежат в плоскости, нормальной к оси *b*; их положение несколько ме-



Сечение, параллельное (010) в моноклинном кристалле гипса.

Показаны углы между главными направлениями колебаний *X*, *Y* (нормально к плоскости рисунка), *Z* и кристаллографическими осями *a*, *b* (нормально к плоскости рисунка) и *c*. Все направления даны для натриевого света (λ = 5893 Å). *OO* — оптическая ось.

няется для света разных длин волн. Если использовать свет различных длин волн, то получается такой результат, как если бы двуосная индикатриса медленно вращается вокруг оси *b*. Специфика определения оптической ориентировки моноклинного кристалла заключается в том, что необходимо: 1) определить отношение его индикатрисы к кристаллографическим осям, 2) установить тождество оптической и определенной по симметрии кристаллографической оси, например идентична ли ось *b* осям *X*, *Y* или *Z*, 3) определить угол между одной из оставшихся осей; этот угол (для второй установки) лежит в плоскости (010). Для иллюстрации приводится оптическая ориентировка *гипса* $CaSO_4 \cdot 2\,H_2O$, для которого $b = Y$ и угол между *Z* и *c* равен 52° 32′ (см. рисунок). Некоторые исследователи пользуются условием, по которому положительный знак означает, что *Z* располагается в тупом углу β; угол между *Z* и *c*, равный +52° 32′, показан на рисунке. Противоположному условию следуют Винчеллы (1951 г.), которые расширяют правило Шустера для обозначения углов погасания полевых шпатов на все моноклинные и триклинные кристаллы. Следуя этому условию, ориентировка, изображенная на рисунке, должна быть обозначена как —52° 32′.

В кристаллах триклинной сингонии направления *X*, *Y* и *Z*, за редкими исключениями, не совпадают с кристаллографическими осями *a*, *b* и *c*.

Ф. БЛОСС

См. также: *Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Симметрия.*

Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод. М., Недра, 1966. 306 с.

ОРТОПИРОКСЕНЫ

Ортопироксены являются важными породообразующими минералами. Они представляют собой ромбические члены группы *пироксенов*. Химический состав *ортопироксенов* по сравнению с моноклинными *пироксенами* (см. *Клинопироксены*) относительно прост и отвечает общей формуле (Mg, Fe) SiO_3*, в которой Mg и Fe^{2+} взаимно замещают друг друга, образуя серию твердых растворов между крайними членами, составы которых отвечают формулам $Mg_{100}Fe^{2+}_0$ и $Mg_{10}Fe^{2+}_{90}$.

Ортопироксены встречаются обычно в основных и ультраосновных интрузивных, в основных и средних вулканических породах, а также в высокотемпературных регионально-метаморфизованных породах магматического и осадочного происхождения. *Ортопироксены* являются типичными минералами норитов и чарнокитов.

СТРУКТУРА

$MgSiO_3$ и богатые магнием члены изоморфного ряда встречаются в трех полиморфных модификациях: низкотемпературный ромбический *энстатит* (форма, почти повсеместно устанавливаемая во всех породах); высокотемпературный протоэнстатит, который также имеет ромбическую сингонию, и *клиноэнстатит*.

Существенной особенностью структуры *энстатита* и других *ортопироксенов* (как и всех *пироксенов*) является сочленение тетраэдров SiO_4 путем объединения двух из четырех кислородов в вершинах тетраэдра с образованием непрерывных цепочек состава $(Si_2O_6)_n$. Эти цепи связываются катионами Mg или (Mg, Fe), находящимися в октаэдрической координации, с образованием ромбической ячейки. Схематическая проекция структуры *энстатита* на плоскость (001) показана на рис. 1. В этой структуре катионы M_1 и M_2 занимают две неэквивалентные позиции, и выяснение распределения Mg и Fe^{2+} между этими позициями является весьма важным.

Современные данные, полученные методом мёссбауэровской спектроскопии, показывают, что *ортопироксены* из высокометаморфизованных пород имеют высокую степень упорядоченности, причем Fe^{2+} находится предпочтительно в позиции M_2 (см. *Порядок—беспорядок*). Детальные исследования распределения катионов по позициям были предприняты Вирго и Хафнером [Virgo D., Hafner H. S., 1970 г.]; более поздние данные обобщены Будом и Банно [Wood B. J., Banno S., 1973 г.].

Зависимость параметров элементарной ячейки *ортопироксенов* от состава достаточно сложна; это обусловлено тем, что наряду со значительным возрастанием всех трех параметров элементарной ячейки минерала при замещении Mg более крупными ионами Fe^{2+} заметное влияние на параметры ячейки оказывают также небольшие количества Ca, Mn и Al. В частности, вхождение Al в структуру вызывает значительное сокращение размера элементарной ячейки *ортопироксена*. Размеры ячейки конечных членов рассматриваемого ряда следующие: для $MgSiO_3$ $a =$ $= 18{,}228$, $b = 8{,}805$, $c = 5{,}185$ Å; для $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn) \cdot SiO_3$ $a = 18{,}433$, $b = 9{,}060$, $c = 5{,}258$ Å.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Хотя теоретически в идеальном ряду составы *ортопироксенов* варьируют от $MgSiO_3$ до $FeSiO_3$, в природных минералах почти всегда присутствуют примеси других катионов. К ним относятся Ca, Mn, Fe^{3+}, Al, Ti и Cr; в большинстве, однако, сумма этих компонентов не превышает 10 %. Высокие содержания марганца обнаружены в *ортопироксенах* с повышенным содержанием железа, в то время как хром встречается главным образом в богатых магнием *ортопироксенах* из ультраосновных изверженных пород. Высокое содержание алюминия отмечается преимущественно в породах высокой степени метаморфизма, например в *пироксенах* из гранулитов. В большинстве

* С учетом структурных особенностей ортопироксенов их общая формула имеет вид $(Mg, Fe)_2Si_2O_6$ — *Прим. ред. пер.*

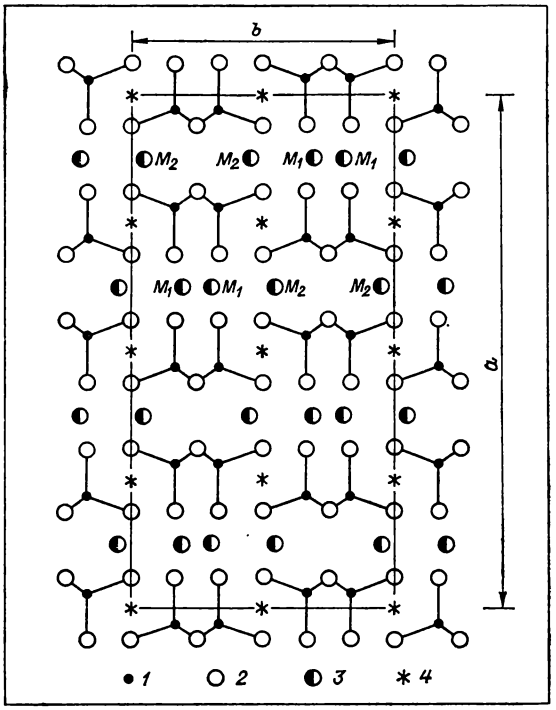


Рис. 1. Проекция на плоскость (001) идеализированной схемы структуры *энстатита* (ср. рис. 3 в разделе «Порядок — беспорядок») [Deer W. E., Howie R. A., Zussman J., 1978 г.].

1 — кремний; *2* — кислород; *3* — магний; *4* — центр симметрии.

химических анализов материала, тщательно очищенного от включений *клинопироксена*, содержание CaO менее 1,0 вес. % (что эквивалентно приблизительно 2 % волластонита).

Энстатит устойчив до 985° С, а выше этой температуры переходит в протоэнстатит. Однако температура инверсии чувствительна к изменению давления, с повышением которого на 1 кбар она возрастает на 84° С. После быстрого охлаждения и закалки протоэнстатит можно исследовать при комнатной температуре, однако при охлаждении он обычно переходит в метастабильный *клиноэнстатит*, который, таким образом, формируется в поле устойчивости *энстатита*. Протоэнстатит является полиморфной модификацией $MgSiO_3$, устойчивой между 985 и 1385 °С: полиморфные соотношения при более высокой температуре неизвестны. Чистый протоэнстатит плавится инконгруэнтно при 1557 °С с образованием *форстерита* и расплава, в то время как твердый раствор протоэнстатита и *диопсида* $En_{76}Di_{24}$ плавится инконгруэнтно при 1386° С с образованием *форстерита* и более богатого кремнеземом расплава. При 985° С максимальная растворимость *диопсида* в *энстатите* составляет 5 вес. %, но она уменьшается с понижением температуры и при 800 °С составляет только 2 вес. %. Во многих магнезиальных *ортопироксенах* из интрузивных пород $Ca(Mg, Fe)Si_2O_6$ во время кристаллизации содержится в виде твердого раствора. Затем при охлаждении этот твердый раствор распадается с образованием обособлений богатого Ca моноклинного *пироксена* в виде тонких параллельных пластинок или в виде рядов сплющенных округлых включений, приуроченных к плоскости (100) минерала-хозяина — ромбического *пироксена* (*пироксены* бушвелдского типа). Пластинки в более железистых *ортопироксенах* интрузивных пород представлены инвертированными *пижонитами*, а пластинки богатого Ca моноклинного *пироксена*, образовавшегося при распаде твердых растворов, ориентированы параллельно плоскости, которая соответствует (001) в первичном *пижоните* (*пироксены* типа Стиллуотер). Содержание Ca в последних почти в 3 раза больше, чем в *пироксенах* бушвелдского типа.

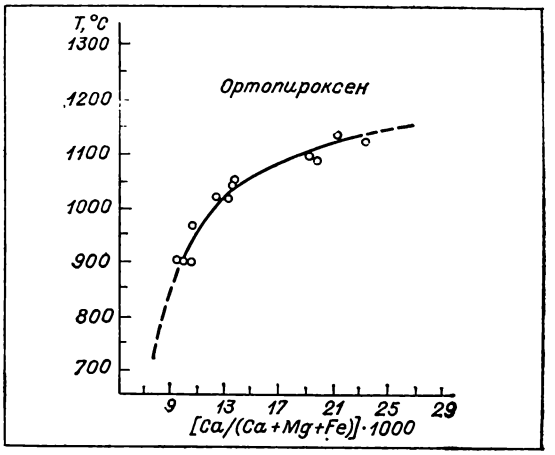


Рис. 2. Ортопироксеновый геотермометр [Mysen B. O., 1973 г.] — связь температуры с отношением Ca/(Ca + + Mg + Fe) в *ортопироксене*, сосуществующем с *клинопироксеном*.

Ортопироксены иногда переходят в *серпентин*; если произошло полное замещение, то псевдоморфозы обнаруживают характерный металлический бронзовый блеск и называются баститами.

В синтетической системе $MgO—SiO_2—H_2O$ *энстатит* кристаллизуется при температуре выше 650 °С и давлении паров воды более 350 бар. В присутствии водных паров он устойчив при температуре ниже 850° С. Было предпринято много попыток разработки пироксенового геотермометра (см. *Термометрия геологическая*). Так, был предложен эмпирический энстатитовый геотермометр для оценки температур по отношению Ca/(Ca + Mg), основанный на температурах равновесия, которые были получены для сосуществующих *диопсидов* [Boyd F. R., Nixon P. H., 1973 г.]. Кроме того, Майсеном был предложен геотермометр, основанный на изменении отношения Ca/(Ca + Mg + + Fe) в *ортопироксенах*, сосуществующих с *клинопироксенами* (рис. 2). В интервале 10—30 кбар не установлено отчетливого влияния давления. Аналогичным образом эмпирический подход к расчету влияния Fe^{2+} на разрыв смесимости ряда *ортопироксен—клинопироксен* в природных системах позволил количественно оценить и рассчитать температуры равновесия для ассоциации двух *пироксенов* [Wood B. J., Banno S., 1973 г.]. Проводились экспериментальные исследования по использованию количеств $MgSiO_3$, выделившихся из *диопсида*, с целью оценки температуры равновесия сосуществующих диопсидового *клинопироксена* и энстатитового *ортопироксена* [Warner R. D., Luth W. C., Nehru C. E., Wyllie P. J., 1974 г.].

Исследование системы $MgSiO_3—Al_2O_3$ позволяет оценить равновесное давление (при известной температуре для условий формирования природной ассоциации *ортопироксены—гранат* [Wood B. J., Banno S., 1973 г.]. Аналогичный подход к определению давления был сделан Мак-Грегором [Macgregor I. D., 1974 г.], который использовал содержание Al_2O_3 в *ортопироксене*, сосуществующем с богатой Al фазой (*шпинелью* или *гранатом*). В этих методах используются главным образом магнезиальные мине-

ралы, и, следовательно, распространение их на природные фазы, часто содержащие Ti, Fe^{3+}, Mn, Fe^{2+} и Al, может привести к неоднозначным или сомнительным результатам (см. *Барометрия геологическая*). Вместе с тем можно сослаться на Бойда [Boyd F. R., 1973 г.], который после составления палеогеотермы с использованием рассчитанных значений температуры и давления пришел к выводу о том, что «эти расчеты, хотя и приближенные, достаточно точны и их можно использовать».

ОПТИЧЕСКИЕ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Существует отчетливая корреляция между оптическими свойствами и химическим составом минералов ортопироксенового ряда (рис. 3). Отклонения от линейной зависимости для показателей преломления n объясняются вариациями содержания Al в *ортопироксенах*. Поскольку большинство зерен ложится на плоскость спайности {210}, показатель $Ng(\gamma)$ определить легче, чем показатели $Np(\alpha)$ и $Nm(\beta)$. Определение показателя $Ng(\gamma)$ является наиболее точным оптическим методом оценки отношения Mg/Fe в *ортопироксене*.

Угол оптических осей в данном ряду постепенно и симметрично изменяется с возрастанием степени замещения Mg на Fe^{2+}. *Энстатит* и конечный железистый член ряда (*ортоферросилит*) оптически положительны, в то время как в центральной части ряда оптический знак минералов отрицательный, а угол оптических осей *ортопироксенов* с повышением содержания Fe уменьшается от 90 до примерно 50, а затем снова возрастает до 90°. Имеющиеся анализы показывают, однако, что существенной разницы $2V$ между *ортопироксенами* вулканических, интрузивных и метаморфических пород не обнаружено [Leake, 1968 г.]. Номенклатура, используемая для описания изменений состава в ряду *ортопироксенов*, приведена на рис. 3. Границы между *энстатитом* и *бронзитом* и между эвлитом и *ортоферросилитом* находятся при 88 и 12 мол. % *энстатита* соответственно, что отвечает изменению и оптического знака.

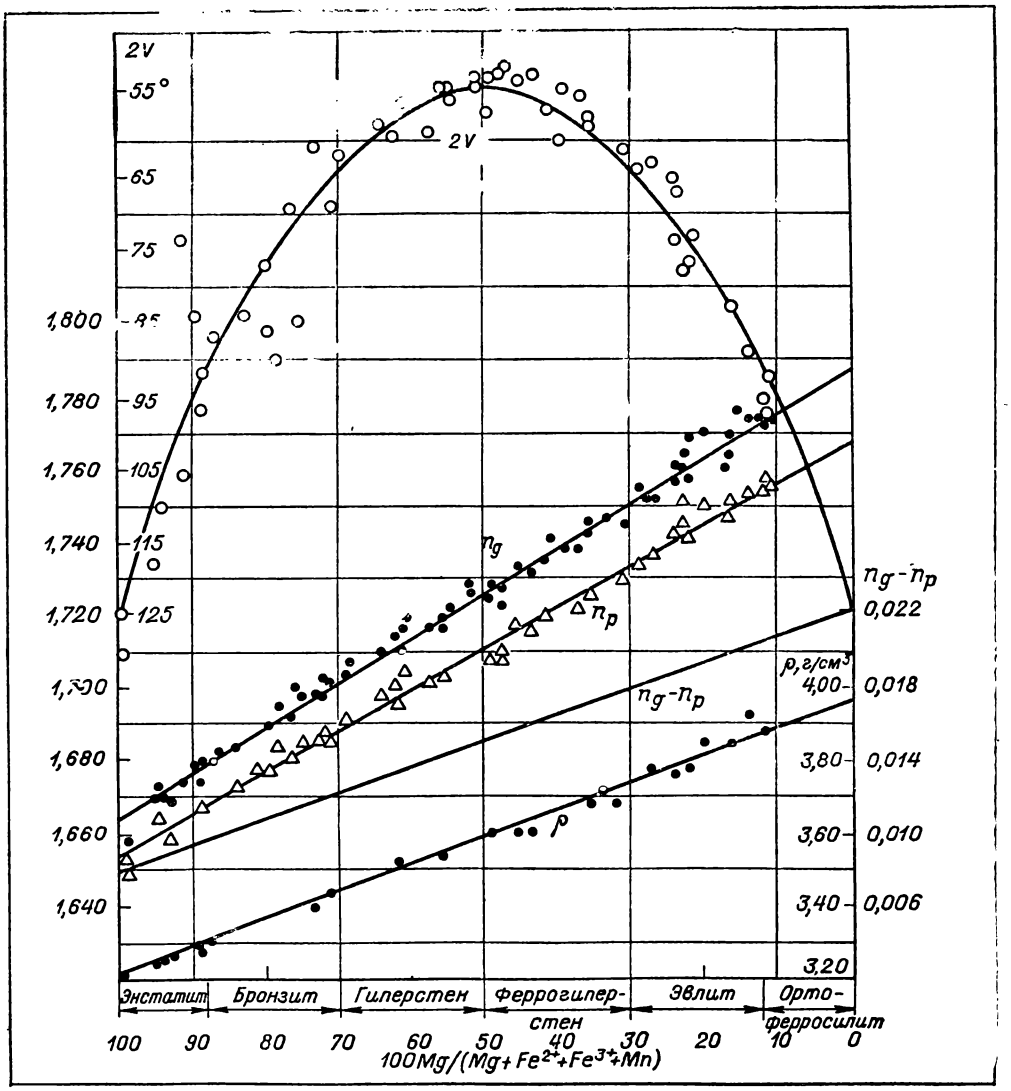


Рис. 3. Связь оптических и физических свойств *ортопироксенов* с их химическим составом [Deer W. E., Howie R. A., Zussman J., 1978 г.].

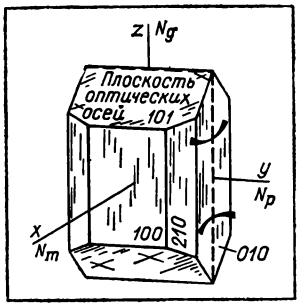


Рис. 4. Оптическая ориентировка *гиперстена* [Deer W. E., Howie R. A., Zussman J., 1978 г.].

Многие *ортопироксены*, особенно по составу отвечающие *бронзиту* и *гиперстену*, обнаруживают характерный плеохроизм по схеме: $Np(\alpha)$ — розовый, $Ng(\gamma)$ — зеленый. Этот плеохроизм зависит от одновременного замещения Fe^{3+} и Al в структуре, которому способствуют повышенные температура и давление при метаморфизме в условиях гранулитовой фации. *Ортопироксены* можно отличить от *клинопироксенов* по более низкому двупреломлению и прямому погасанию во всех сечениях вдоль направления [001]. *Бронзит*, *гиперстен*, *феррогиперстен* и эвлит оптически отрицательны, в то время как *пироксены* авгитового ряда оптически положительны. Оптическая ориентировка *гиперстена* показана на рис. 4. Окраска *ортопироксенов* в образце меняется от почти бесцветной до серой, желтой, коричневой и черной с возрастанием содержания железа. В шлифе их окраска варьирует от бесцветной до красновато-бурой или зеленоватой.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Магнезиальные *ортопироксены* являются обычными минералами некоторых ультраосновных изверженных пород, таких как пироксениты и пикриты, в которых они почти повсеместно встречаются вместе с *оливином*, *авгитом* и магнезиальной *шпинелью* (см. *Породообразующие минералы*). *Ортопироксены* встречаются также в нижних горизонтах многих расслоенных интрузий, например Бушвелдской, Стиллуотерской, где состав их меняется от *бронзита* до *феррогиперстена*. Они представляют собой существенный компонент норитов, где часто возникают в результате ассимиляции основной магмой осадков, богатых алюминием; последнее приводит к увеличению количества *ортопироксена* и содержания *анортита* в *плагиоклазе* за счет кальцийсодержащего *клинопироксена*:

$$Ca(Mg, Fe)Si_2O_6 + Al_2SiO_5 \rightarrow (Mg, Fe)SiO_3 + CaAl_2Si_2O_8.$$

клинопироксен — *гиперстен* — *анортит*

Ортопироксены являются характерными железо-магнезиальными минералами пород чарнокитовых серий и типичными минералами метаморфических пород гранулитовой фации. Кроме того, они возникают при распаде *хлорита* в аргиллитовых породах, которые подверглись воздействию термального метаморфизма средней ступени. В аргиллитовых роговиках высокой ступени метаморфизма они образуются при разложении *биотита*. Более железистые разновидности (эвлит и более редкий ортоферросилит) встречаются в ассоциации с *фаялитом*, *грюнеритом* и *альмандин-спессартиновым гранатом* в эвлизитах — регионально-метаморфизованных осадках, богатых железом. *Ортопироксены* — важная составная часть хондритовых метеоритов (см. *Минералы метеоритов*).

Р. ХАУИ

См. также: *Клинопироксены; Минералогия мантии; Пластические деформации в минералах; Пироксены; Породообразующие минералы; Термометрия геологическая; Электронно-зондовый микроанализ.*

ОСАДОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ — см. **ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ.**

ОСТАТОЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ — см. **МИНЕРАЛОГИЯ ПОЧВ; МИНЕРАЛЫ И САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ЧЕРНЫХ ПЕСКОВ; РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ.**

ОСУМИЛИТА ГРУППА

В этих гексагональных кольцевых (циклосиликатных) минералах кремнекислородные тетраэдры образуют сдвоенные шестичленные кольца, в которых три из четырех ионов кислорода в вершинах тетраэдров являются общими для двух соседних тетраэдров. В структуре осумилита кольца (Si_6O_{18}) сдваиваются путем отражения в зеркальной плоскости симметрии. Сформированные в результате единичные блоки $(Si_{12}O_{30})^{12-}$ связаны другими катионами с образованием следующих минералов.

Арменит (?) $BaCa_2Al_6Si_9O_{30} \cdot 2\,H_2O$
Бранноkит $KSn_2Li_3Si_{12}O_{30}$
Дарапиозит $KNa_2Li(Mn, Zn)_2ZrSi_{12}O_{30}$
Меррихьюит $(K, Na)_2(Fe^{2+}, Mg)_5Si_{12}O_{30}$
Миларит $K_2Ca_4Be_4Al_2Si_{24}O_{60} \cdot H_2O$
Осумилит $(K, Na)(Fe^{2+}, Mg)_2(Al, Fe)_3(Si, Al)_{12}O_{30} \cdot H_2O$
Магний-осумилит $(K, Na)(Mg, Fe^{2+})(Al, Fe)_3(Si, Al)_{12}O_{30} \cdot H_2O$
Рёддерит $(Na, K)_2(Mg, Fe)_5Si_{12}O_{30}$
Согдианит $(K, Na)_2Li_2(Li, Fe, Al)_2ZrSi_{12}O_{30}$
Сугилит $(K, Na)(Na, Fe^{3+})_2(Li_2Fe^{3+})Si_{12}O_{30}$
Эмелеусит $(Na, K)_3Mg_4(Al, Mg)_6(Si, Al)_{24}O_{60}$
Ягиит $Na_4Li_2Fe_2^{3+}Si_{12}O_{30}$.

Осумилит встречается в жеодах и трещинах в андезитах и в других вулканических породах среднего состава. *Меррихьюит*, *рёддерит* и *ягиит* — редкие *минералы метеоритов*. *Бранноkит*, *миларит* и *согдианит* изредка встречаются в пегматитах. *Дарапиозит*, *эмелеусит* и *сугилит* изредка находят в изверженных породах щелочного состава.

К. ФРЕЙ

ОСЬ СИММЕТРИИ — см. **СИММЕТРИЯ.**

ОТДЕЛЬНОСТЬ — см. **РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ.**

ОТЕНИТА (ТОРБЕРНИТА), МЕТАОТЕНИТА (МЕТАТОРБЕРНИТА) ГРУППЫ

Группа *отенита*

Калерит	*Салеит*	*Фритчеит*
Натроотенит	*Торберит*	*Хейнричит*
Новачекит	*Трёгерит*	*Цейнерит*
Отенит	*Ураноспинит*	
Сабугалит	*Ураноцирцит*	

Группа *метаотенита*

Абернатиит	*Метаторберит*
Бассетит	*Метаураноспинит*
Метаанколеит	*Метаураноцирцит*
Метакалерит	*Метахейнрихит*
Метакирххеймерит	*Метацейнерит*
Металодевит	*Натроураноспинит*
Метановачекит	*Урамфит*
Метаотенит	

Структура *отенита* характеризуется слоями из тетраэдров (P, As, V) O_4 и искаженных октаэдров UO_6 с ионами группы A и молекулами H_2O, занимающими пустоты между слоями.

Минералы групп *отенита* и *метаотенита* объединяются общей структурной формулой

$$A(UO_2)_2(XO_4)_2 \cdot nH_2O,$$

где в *отенитах* A = Ca, Na_2, Ba, Mg, Fe^{2+}, Cu, Mn; X = P, As, V; $n = 8 \div 12$, и в *метаотенитах* $A = K_2$, $(NH_4)_2$, Ca, Ba, Mg, Fe^{2+}, Co, Cu, Zn; X = P, As; $n = 4 \div 8$.

Обе группы различаются по содержанию воды и взаимному расположению отдельных слоев (политипией). Переход между обеими группами происходит при комнатной или несколько более высокой температуре, в зависимости от влажности и от состава минерала.

Слои в обеих группах идентичны, различаются лишь способом атомной упаковки. Слои в *отенитах* смещены относительно друг друга по сравнению с *метаотенитами* на 1/2 элементарной ячейки, что приводит к более плотной упаковке в структуре *отенита*.

Минералы этих групп встречаются совместно и, кроме того, с другими вторичными минералами урана как продукты окисления *уранинита* и других урансодержащих первичных минералов.

К. ФРЕЙ

П

ПАРАМОРФИЗМ — см. **ПСЕВДОМОРФИЗМ.**

ПАЯЛЬНАЯ ТРУБКА — см. **МЕТОД ПАЯЛЬНОЙ ТРУБКИ.**

ПЕРЛ — см. **МЕТОД ПАЯЛЬНОЙ ТРУБКИ.**

ПЕСКИ

Песок и гравий относятся в виду минерального сырья, наиболее широко используемого в современной промышленности. В США ежегодно добывается более 1 млрд. т песка и гравия, и в переводе на экономические показатели (в ценностном выражении) они занимают второе место после производства цемента, щебня и добычи минерального горючего.

Промышленные песок и гравий представляют собой в разной степени отсортированные, несцементированные продукты разрушения горных пород, протекающего в природных условиях. Если зерна сцементированы, породы называются осадочными. К числу осадочных относятся песчаники и конгломераты — обломочные породы с размером отдельных зерен более 1/16 мм. Обломочные породы дробят до получения песка и гравия. Некоторые богатые *кварцем* материалы получают в качестве побочных продуктов при разработке других месторождений (в особенности пегматитовых).

Месторождения промышленных песков и гравия можно подразделить по генезису на четыре основные группы: 1) речные, 2) ледниковые, 3) морские и озерные и 4) остаточные. Большинство речных месторождений в своем распространении ограничены районами с возвышенным рельефом, поскольку только быстро текущие водные потоки могут перемещать грубозернистые пески. В северных районах Северной Америки и Европы бо́льшая часть месторождений имеют ледниковое или водно-ледниковое происхождение.

ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ

Пески и гравий находят широкое применение в силу целого ряда характерных особенностей, из которых наиболее ценными являются их широкое распространение и возможность добычи в естественно отсортированном состоянии. Бо́льшая часть песчаного и гравийного материала сложена преимущественно *кварцем*, свойства которого определяются такими особенностями, как прочность, химическая инертность и устойчивость к разрушению.

Широкое применение песок и гравий находят при строительстве дорог, аэродромов, а также в целом ряде отраслей промышленности. К наиболее ценным качествам месторождений, пригодных для промышленной разработки, относятся размер зерна (кондиционными считаются грубозернистые пески свыше 16 меш и среднезернистый гравий с диаметром фрагментов 2,5—6,5 см), устойчивость зерен к ударным силам и истиранию, а также отсутствие вредных или посторонних примесей типа сульфидов или аморфного кремнезема (кремня).

Тонкозернистые пески используются при производстве гипса и алебастра и в строительных растворах. В Европе тонкозернистые пески часто используются в качестве реагента при автоклавном получении известково-силикатных соединений. В этом процессе часть зерна идет на построение цемента, сложенного водным силикатом кальция, а бо́льшая часть зерна остается в агрегате (см. *Минералогия портландцемента*). В СССР из-за острой нехватки грубых агрегатов в ряде районов известково-силикатные соединения постепенно заменяют отдельные продукты в качестве элементов сборных строительных конструкций.

Достаточно чистые пески и гравий (98—100 % *кварца*) находят самое разнообразное применение. Раздробленные чистые песчаники, кварциты и *кварц* магматического происхождения используются аналогичным образом. Обычная область их применения: 1) при производстве стекла, 2) абразивы (см. *Абразивные материалы*), 3) в металлургических «гальках», 4) в огнеупорных песках и 5) в проницаемых средах.

ПЕСКИ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ СТЕКЛА И В ХИМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

При производстве стекла используются чистые пески. Поскольку стекло прозрачное, любые примеси в песке могут сказаться на качестве получаемого изделия. Неоднородность материала, некондиционный размер зерна и большое количество примесей (например, железа, хрома и титана) могут вызвать дефекты стекла.

Найдены естественные залежи песков и песчаников, содержащих более 99 % кремнезема. В современном производстве стекла высокочистые пески почти исключительно используются в качестве главных компонентов при изготовлении большинства сортов стекла. Обычное натриево-известковое стекло и листовое стекло содержат до 65—75 % кремнезема.

Основная масса песков, используемых для производства стекла, встречается в природе либо в виде рыхлых, неконсолидированных залежей либо в виде отдельных горизонтов песчаников. В промышленном месторождении цементирующая масса при дроблении добываемых пород должна удаляться. Источником сырья для производства стекла служат, кроме того, залежи *кварца* и кварцитов, а также *кварц*, получаемый в качестве побочного продукта при добыче полевых шпатов. Использование некоторых из этих материалов позволяет изготавливать стекла высокого качества. Несмотря на широкое распространение месторождений песков, довольно редко встречаются залежи с равномерной сортировкой песчаных зерен и без вредных примесей, разработка которых была бы экономически выгодной.

Качество стекольных песков лучше всего определяется требованиями, предъявляемыми к качеству изготовляемого стекла. Очень важен контрольный размер зерен. Грубозернистые пески предпочтительнее для производства натриево-известковых, а тонкозернистые — боросиликатных стекол.

Стекольные пески обычно подразделяют на три группы: оптические, флинт-глас (кремневые) и янтарные. Оптические пески, как правило, содержат менее 0,02 % Fe_2O_3, в флинт-гласе содержание Fe_2O_3 колеблется от 0,02 до 0,10 %. В янтарных песках количество Fe_2O_3 превосходит 0,10 % и может достигать 1,0 %.

Содержание кремнезема может варьировать от 95,0 + + % (янтарные) до 98 + % (оптические), остальное при-

ходится на Al_2O_3, CaO и MgO. Содержание Al_2O_3 и суммы CaO + MgO изменчиво, однако оно должно соответствовать вариации содержания глинозема, извести и магнезии (±0,30 %).

В целом содержание каждого из окрашивающих оксидов — Cr_2O_3, Co_3O_4, CuO, MnO, NiO, SnO_2, TiO_2 и V_2O_5 — не должно превышать 0,01 %. Допустимое содержание оксидов-красителей зависит от конкретного сорта изготовляемого стекла. В зависимости от получения желаемой окраски добавляются разные количества этих оксидов.

Кремнезем, используемый в химической промышленности и в керамическом производстве, должен быть относительно более чистым по сравнению с песком, используемым при изготовлении стекла. Это сырье доставляется на предприятия, где производят силикаты натрия или карбид кремния. Для последнего существуют свои ограничения: так, содержание Al_2O_3 должно быть меньше 0,2 % для темноцветных и менее 0,05 % для высокочистых зеленых продуктов.

АБРАЗИВНЫЕ ПЕСКИ

В современной технике немногие природные абразивы могут соперничать с искусственно созданными материалами, и песок в этом отношении не составляет исключения (см *Абразивные материалы*). Наиболее широко он применяется в пескоструйной очистке, при которой отсортированный песок, преимущественно с угловатыми зернами, направляется с большой скоростью с помощью струи воздуха или жидкости на поверхности металла или каменной кладки для их очистки. Чистые пески с угловатыми зернами ранее широко использовались при шлифовке листового стекла и распиловке и шлифовке мягких строительных камней. После разработки способа изготовления стекла путем флотации применение песков для шлифовки стекол практически сошло на нет, и в настоящее время использование песков ограничивается обработкой строительного камня.

МЕТАЛЛУРГИЯ

Металлургическая «галька» представляет собой хорошо отсортированный кварцевый гравий, используемый при производстве сплавов с кремнеземом (таких, как ферросилиций и меднокремнистый сплав). Чистота материала является здесь, как и в производстве стекла, важным критерием. Некачественное сырье используется как флюс в электровосстановительных фосфорных печах.

ОГНЕУПОРЫ

Огнеупорные свойства песка определяются его высокой проницаемостью и устойчивостью к процессам спекания при высоких температурах — см. *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*. Используемый в качестве форм при отливке расплавленного металла песок позволяет выделяться пару и газам, образующимся при взаимодействии горячего металла со связующим материалом и присадками в ядре.

ФИЛЬТРЫ

Чистый песок используется в качестве наполнителя фильтров для удаления мути и бактерий в системе городского и промышленного водоснабжения. Помимо этого пески находят разнообразное применение во многих областях. В последнее время их особенно широко стали использовать в системе гидравлического регулирования трещиноватости. Песок с хорошо окатанными зернами близкого размера погружается в соответствующую жидкость и нагнетается под высоким давлением в углеводородсодержащую формацию с тем, чтобы вызвать образование в ней трещин. Затем жидкость удаляется, а сферические песчаные зерна остаются, удерживая трещины до определенной степени раскрытыми. На одну скважину обычно расходуется до 1,3 тыс. т песка.

Хотя промышленное использование песка и гальки разнообразное, они представляют собой лишь незначительную по объему и в денежном выражении долю материалов, употребляемых в качестве агрегирующих.

Д. РОСТОКЕР

См. также: *Абразивные материалы; Минералогия портландцемента; Минеральные ресурсы; Огнеупорные тугоплавкие) минералы.*

ПИРИТА ГРУППА

Состав минералов — членов этой группы может быть охарактеризован общей формулой AX_2, где A = Fe, Co, Ni, Cu, Mn, Pt, Pd, Os, Ru, Au и X = S, Se, As, Sb, Bi. В группу входят следующие минералы.

Ауростибит $AuSb_2$
Бравоит (Ni, Fe)S_2
Вэсит NiS_2
Вилламанинит (Cu, Ni, Co, Fe)S_2
Гауерит MnS_2
Геверсит $PtSb_2$
Инсизваит Pt(Bi, Sb)$_2$
Каттьерит CoS_2
Крутаит $CuSe_2$
Лаурит RuS_2
Маланит Cu(Pt, Ir)$_2S_4$
Масловит PtBiTe
Майченерит (Pd, Pt)BiTe
Пенрозеит (Ni, Co, Cu)Se_2
Пирит FeS_2
Сперрилит $PtAs_2$
Тестибиопалладит Pd(Sb, Bi)Te
Трогталит $CoSe_2$
Фукучилит Cu_3FeS_8
Эрликманит OsS_2

Структура минералов группы *пирита* имеет в основе кубическую элементарную ячейку с ионами A в вершинах куба и в центре каждой грани (гранецентрированная кубическая ячейка). Ионы X размещаются парами, причем центры пар располагаются на ребрах и в центре куба. Такое парное расположение ионов снижает порядок кристаллографической оси с четверной до двойной, что приводит к возникновению уникальной кристаллической формы пиритоэдрона {210}.

Сульфиды этой группы отличаются заметной твердостью (*пирит* 6,5; *лаурит* 7,5). Спайность — по кубу от несовершенной до совершенной. Блеск на свежем изломе металлический.

За исключением *пирита*, минералы этой группы очень редки и наблюдаются главным образом в некоторых *россыпных месторождениях* и в качестве *жильных минералов*. *Пирит* является наиболее распространенным сульфидным минералом; он встречен в гидротермальных жилах, магматических (вулканических и изверженных) породах, в пегматитах (см. *Минералы пегматитов*), в регионально- и контактово-метаморфических породах, а также в осадочных породах всех возрастов.

К. ФРЕЙ

ПИРОКСЕНОИДЫ

К пироксеноидам относятся силикаты с изолированными цепочками кремнекислородных тетраэдров, структура которых отлична от структуры *пироксена*. Сюда включены такие минералы: *бустамит, волластонит, пектолит, пироксмангит, родонит, серандит.*

К. ФРЕЙ

ПИРОКСЕНЫ

Наименование *пироксен* было впервые использовано Гаюи для описания зеленоватых кристаллов, найденных в лавах. Термин происходит от двух греческих слов руго — огонь и xenos — чуждый.

Структура *пироксена* подобна структуре *амфиболов*. Присутствуют значительные изоморфные замещения. Номенклатура внутри этой группы достаточно сложна; здесь используется, за некоторым исключением, система, сходная с номенклатурой [5], показанной на рис. 1.

СТРУКТУРА

Пироксены кристаллизуются в ромбической и моноклинной сингонии. Согласно классификации силикатов пироксены относятся к цепочечным силикатам и структурно сложены непрерывными цепочками кремнекислородных тетраэдров, соединенных общими атомами кислорода. На рис. 2 показана элементарная ячейка *пироксена* в проекции на плоскость (001). Превышение каждого иона относительно этой плоскости дано в процентах параметра *c*.

Элементарные звенья в цепочках повторяются примерно через 5,3 Å, что определяет параметр *c* элементарной ячейки. Катионы различных размеров заполняют промежутки между цепями и занимают две неэквивалентные позиции M_1 и M_2. Присутствие кальция, натрия, лития или марганца в позициях M_2 определяет структуру как моноклинную.

Размеры элементарной ячейки *пироксенов* зависят как от их общего химического состава, так и от занятости позиций различными катионами. В *ортопироксенах* параметр *a* возрастает при вхождении Fe, существенно увеличивается при вхождении Ca и мало изменяется при вхождении Al. Параметр b повышается с увеличением Fe и мало изменяется при изменении содержания Al и Ca. Параметр *c* возрастает при вхождении Fe и сильно изменяется с вхождением Al или Ca [10]. Таблица показывает, что *пижонит* и *клиноэнстатит* при комнатной температуре имеют пространственную группу $P2_1/c$ по сравнению с C_2/c для других низкотемпературных форм. Изоморфные замещения кремния и катионов в позициях M_1 и M_2 вызывают искажения в цепях, их изгибы и, следовательно, приводят к изменению размеров элементарной ячейки. Различия в структурах моноклинных и ромбических пироксенов видны на рис 2 и 3, где показано, что параметр *a клинопироксенов* вдвое больше, чем у *ортопироксенов*.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Общая формула минералов группы *пироксенов*. по предложению Бермана (1937 г.) и Хесса (1949 г.) [6], дается в следующем виде:

$$(W)_{1-p}(X, Y)_{1+p}Z_2O_6,$$

где W = Na, Ca; X = Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Li; Y = Al, Fe^{3+}, Cr, Ti; Z = Si, Al.

В *ортопироксенах* $p \leqslant 1$, отсюда количество катионов $W \approx 0$, а катионов Y невелико. Отсутствие групп (OH) в общей формуле является одним из основных различий между *пироксенами* и *амфиболами*. Анализы *пироксенов* обычно пересчитываются в атомных количествах на основе шести кислородов. Позиция Z всегда заполняется полностью до двух атомов путем, если возможно, добавления алюминия. Методики пересчета химических анализов приведены в работах [1] и [3]. Номенклатура *клинопироксенов* в связи с вариациями их химического состава показана на диаграмме рис. 4, составленной для главных породообразующих разновидностей этих минералов.

Р о л ь а л ю м и н и я. Алюминий резко различно ведет себя в *пироксенах* в зависимости от обстановки их формирования. Обнаружено, что только в таких *пироксенах*, как *энстатит* и *жадеит*, он имеет шестерную (октаэдрическую) координацию, занимая катионные позиции между цепями кремнекислородных тетраэдров; в *авгитах* и титанавгитах алюминий замещает кремний в кремнекислородных тетраэдрах цепочек. Содержание алюминия в *пироксене* и занимаемая им позиция являются функцией

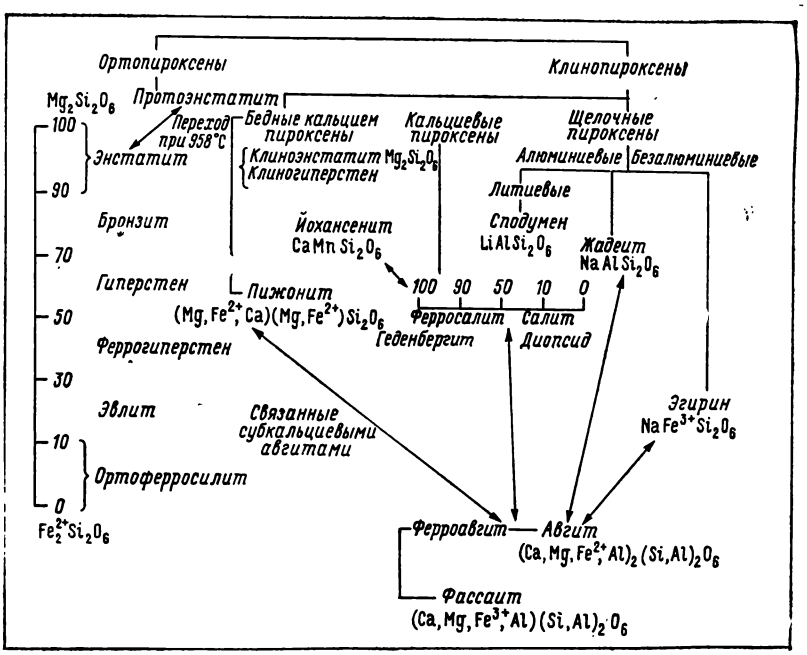


Рис. 1. Группа пироксена.

Физические свойства минералов группы пироксенов (все данные по работе [6])

Минерал	Сингония	Плотность	Твердость	Спайность	Двойникование	Цвет	Знак	Оптическая ориентировка	Дисперсия	Плеохроизм
Энстатит	Ромб.	3,209	5—6	(210) : ($2\bar{1}0$) ~88°	{100} простые или пластинчатые	Бесцветный, серый, зеленый, желтый, коричневый	+	$\alpha = \gamma$	$r < v$	Отсутствует
Ортоферросилит	»	3,96	5—6	(210) : ($2\bar{1}0$) ~88°	{100}	Зеленый, темно-коричневый, красноватый	+	$\alpha = \gamma$	$r < v$	α — бледно-красноватый; β — бледно-зеленый, желтый; γ — зеленые оттенки, голубой
Пижонит	Мон.	3,17—3,46	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	{100} или {001} простые или пластинчатые	Коричневый, зеленый, черный	+	$\alpha, \beta = \gamma$	$r \gtrless v$	Может отсутствовать; α — бесцветный, желтый, зеленый; β — коричневые оттенки; γ — бесцветный, зеленые оттенки, желтый
Клиноэнстатит	»			(110) : ($1\bar{1}0$) ~86° 30′	{100} пластинчатые		+	$\beta = \gamma$	$r > v$	
Диопсид	»	3,22—3,38	5,5—6,5	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	{100} или {010} простые или сложные	Белый, светло-зеленый	+	$\beta = \gamma$	$r > v$	Не плеохроирует
Геденбергит	»	3,50—3,56	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	То же	Коричневато-зеленый, зеленый, черный	+	$\beta = \gamma$	$r \geqslant v$	α — бледно-зеленый, голубой; β — зеленый, голубой; γ — зеленый, желто-зеленый
Йохансенит	»	3,27—3,54	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	{100} простые или пластинчатые	Красновато-коричневый, зеленый, голубой, бесцветный	+	$\beta = \gamma$	$r \gtrless v$	Бесцветный
Фассаит	»	2,96—3,60	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	То же	От светло- до темно-зеленого, коричневатый, пурпурный	+	$\beta = \gamma$	$r > v$	α — бледно-зеленый; β — бледно-желто-зеленый; γ — бледно-зеленый, желто-серый
Авгит	»	3,19—3,56	5,5—6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	{100} простые или сложные; {001} сложные	Бледно-коричневый до черного, зеленый, красноватый	+	$\beta = \gamma$	$r > v$	α — бледно-коричневые тона, зеленый, желтый; $\beta = \alpha$ или фиолетовый; γ — бледно-зеленый, сероватый, фиолетовый
Эгирин авгит	»	3,40—3,55	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	{100} простые или пластинчатые	Темно-зеленый, черный, зеленый, желто-зеленый, коричневый	±	$\beta = \gamma$	$r > v$	α — ярко-зеленые тона; β — желто-зеленые тона; γ — желто-коричневые тона, коричневато-зеленый

ПРОДОЛЖЕНИЕ ТАБЛИЦЫ

Минерал	Сингония	Плотность	Твердость	Спайность	Двойникование	Цвет	Знак	Оптическая ориентировка	Дисперсия	Плеохроизм
Эгирин	Мон.	3,50—3,60	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	То же	Темно-зеленый до зеленовато-черного, красновато-коричневый	—	$\beta = \gamma$	$r > v$	α — изумрудно-зеленый; β — ярко-зеленый, желтый; γ — коричневые тона, зеленый, желтый
Жадеит	»	3,24—3,43	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	»	Бесцветный, зеленый, голубой, белый	+	$\beta = \gamma$	$r > v$	Бесцветный
Омфацит	»	3,16—3,43	5—6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	»	Зеленых тонов	+	$\beta = \gamma$	$r > v$	α — бесцветный; β — очень бледно-зеленый; γ — очень бледно-зеленый, голубовато-зеленый
Сподумен	»	3,03—3,33	6,5—7	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	100	Зеленый, голубой, лиловый, белый, серый, бесцветный	+	$\beta = \gamma$	$r < v$	Кунцит: α — пурпурный, γ — бесцветный; гидденит: α — зеленый, γ — бесцветный
Юриит	»	3,60	6	(110) : ($1\bar{1}0$) ~87°	—	Темно-изумрудно-зеленый	—	$\beta = \gamma$	—	α — желтовато-зеленый; β — травяно-зеленый; γ — изумрудно-зеленый

Минерал	α	β	γ	$2V\gamma$*	$\gamma : Z$**	Двупреломление	a_0, Å	b_0, Å	c_0, Å	β	Z	Пространственная группа
Энстатит	1,650—1,662	1,653—1,671	1,658—1,680	55—90°	—	0,007—0,011	18,223	8,815	5,169	—	16	*Pbca*
Ортоферросилит	1,755—1,768	1,763—1,770	1,772—1,788	55—90	—	0,018—0,020	18,431	9,080	5,238	—	16	*Pbca*
Пижонит	1,682—1,732	1,684—1,732	1,705—1,757	0—30	32—44°	0,023—0,029	9,7	8,9	5,2	108°	4	$P2_1/c$
Клиноэнстатит	1,650—1,662	1,652—1,654	1,658—1,660	25—56	22	0,008—0,010	9,6065	8,8146	5,1688	108,335		$P2_1/c$
Диопсид ***	1,664	1,6715	1,694	59,3	38,5	0,030	9,752	8,926	5,248	105,83	4	*C2/c*
Геденбергит	1,732 ***	1,723—1,730	1,755 ***	52—62	47—48	0,024 ***	9,844 ***	9,028 ***	5,246 ***	104,80	4	*C2/c*
Йохансенит	1,699—1,710	1,710—1,738	1,725—1,738	58—72	46—55	0,022—0,029	9,83—9,98	9,04—9,16	5,26—5,29	105—105.5	4	*C2/c*
Фассаит	1,672—1,730	1,682—1,735	1,702—1,750	51—64	33—47	0,018—0,028	9,71—9,80	8,85—8,91	5,26—5,36	105,5—106	4	*C2/c*
Авгит	1,671—1,735	1,672—1,741	1,703—1,774	25—61	35—48	0,018—0,033	9,8	9,0	5,25	105	4	*C2/c*
Эгирин-авгит	1,700—1,760	1,710—1,800	1,730—1,813	70—110	0—20	0,028—0,050	Между акмитом и авгитом				4	*C2/c*
Эгирин	1,750—1,776	1,780—1,820	1,795—1,836	60—70	0—10	0,04—0,06	9,658 ***	8,795 ***	5,294 ***	107,42	4	*C2/c*
Жадеит	1,640—1,681	1,645—1,684	1,652—1,692	60—96	32—55	0,006—0,021	9,418	8,562	5,219	107,97	4	*C2/c*
Омфацит	1,662—1,701	1,670—1,712	1,685—1,723	56—84	34—48	0,012—0,028	9,45—9,68	8,57—8,90	5,23—5,28	105—108	4	*C2/c* или *P2/n*
Сподумен	1,648—1,663	1,655—1,669	1,662—1,679	58—68	20—26	0,014—0,027	9,45	8,39	5,215	110	4	*C2/c*
Юриит (космохлор)	1,740—1,766	1,756—1,778	1,762—1,781	53	8—22	0,015—0,022	9,54—9,58	8,69—8,73	5,26—5,28	107,3—107,5	4	*C2/c*

* Исключая *эгирин-авгит, эгирин*, где имеем $2V_\alpha$.
** Исключая *эгирин-авгит, эгирин, юриит*, где имеем α и Z.
*** Синтетический конечный член.

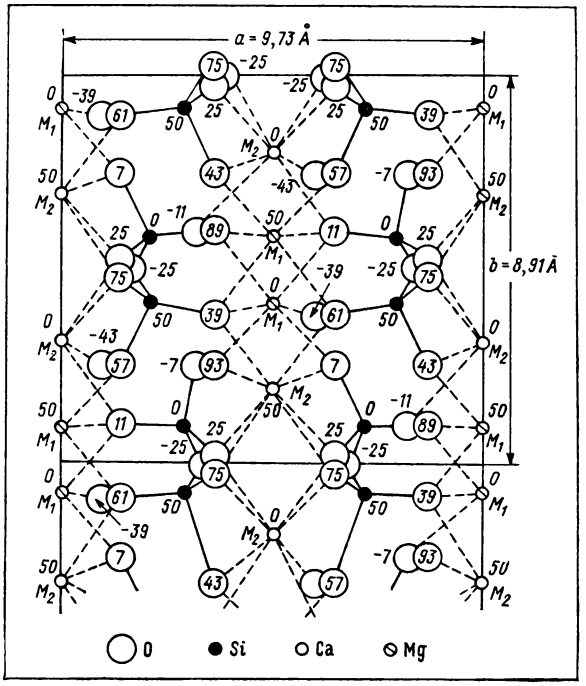


Рис. 2. Структура элементарной ячейки *диопсида* [11].

активности кремнезема в расплаве [4] в соответствии с реакцией

$$CaAl_2SiO_6 + SiO_2 = CaAl_2Si_2O_8,$$

показывающей тенденцию алюминия занимать позиции Z в условиях низкой активности кремнезема в системе. Ранее полагали, что титан замещает кремний в цепочках структур, но, как теперь установлено, титан занимает позиции Y, и его присутствие в этих позициях благоприятствует вхождению алюминия в позиции Z.

Положение алюминия в структуре *пироксенов* зависит также от давления. Изучение пироксеновых твердых растворов в определенном интервале давлений [8] показало, что при низких давлениях *клинопироксены* относительно богаты молекулой $CaAl_2SiO_6$ и бедны *жадеитом*,

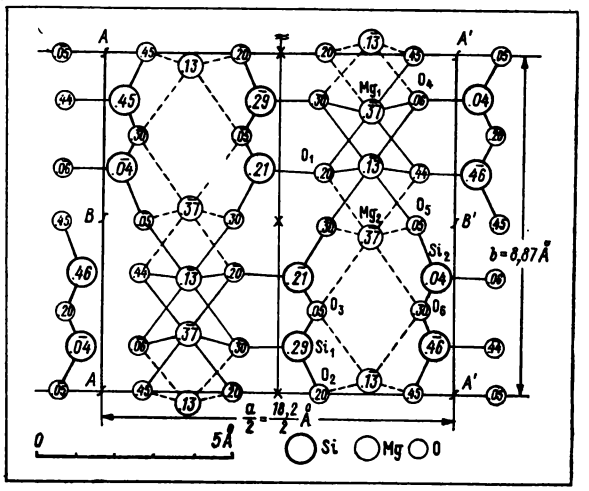


Рис. 3. Структура элементарной ячейки *энстатита* [12].

а при более высоких давлениях они беднее $CaAl_2SiO_6$ и богаче жадеитовым миналом, т. е. высокие давления благоприятствуют вхождению алюминия в октаэдрические позиции.

Алюминия больше всего в относительно редком *пироксене — жадеите*, в котором по результатам химических анализов его количество может достигать 24 вес. %. В этом минерале необычно положение алюминия в позиции M_1, так как в тетраэдрах цепочек не наблюдается замещения кремния на алюминий. Кроме того, алюминий не замещается трехвалентным железом. В некотором отношении минерал похож на *амфибол глаукофан*, но аналога *амфибола рибекита*, содержащего окисное железо, среди *пироксенов* неизвестно.

В *авгите* содержание Al_2O_3 составляет максимально 4 %, однако в титанавгитах оно может достигать 14 %. Алюминий располагается главным образом в позициях Z. В некоторых *ортопироксенах* [6] алюминий присутствует в количестве до 6 %. Он также обычен в составе *пироксенов* ряда *диопсид—геденбергит*, но в *пижонитах* его количество редко превосходит 2 %.

Окисное железо. Трехвалентное железо в некоторых отношениях сравнимо с алюминием, поскольку занимает в особых условиях позиции Y или Z. (*Эгирин*

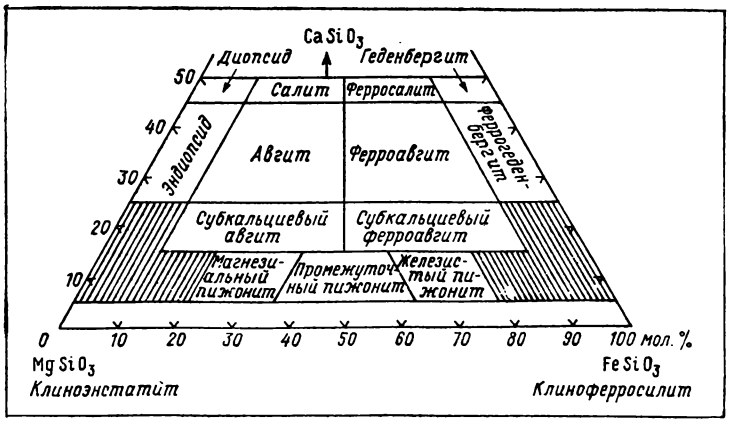


Рис. 4. Номенклатура *клинопироксенов* [Poldervaart A., Hess H. H., 1951 г.].

$NaFe^{3+}Si_2O_6$ является железистым аналогом *жадеита*, однако твердые растворы между ними очень ограниченны, и физико-химические условия образования этих минералов резко различны. Ферридиопсид $CaFe^{3+}_2SiO_6$ является аналогом алюминийсодержащего *авгита*.

Эгирин и ферридиопсид устойчивы в условиях высокой фугитивности кислорода в породах и образуются в общем случае при более низком давлении по сравнению с жадеитом [4, 7].

Другие элементы. Ромбические силикаты цепочечного строения обычно не содержат значительного количества примесных элементов в шестерной координации. В *ортопироксенах* количество CaO редко превышает 2 вес. %. Согласно работе [6], оно в общем зависит от температуры кристаллизации минерала.

Сподумен образуется в особых условиях в литийсодержащих гранитных пегматитах (см. *Минералы пегматитов*). Содержание кальция в этом минерале очень низкое; анализы показывают, что количество Na_2O редко превышает 1,5 вес. %. Содержание Li_2O составляет 6—7 вес. %. Состав *сподумена* характеризуется лишь незначительным отклонением от идеальной формулы.

Диопсиды из основных и ультраосновных пород часто содержат заметные количества хрома, который особенно характерен для редкого *пироксена* из метеоритов — юрииta. Никельсодержащие *пироксены* не встречены в природе и получены только в результате синтеза в лабораторных условиях, хотя следы никеля наблюдаются во многих природных *пироксенах*. Титан в общем не является важной примесью в минералах группы *пироксена* (за исключением титанавгита, в котором содержание TiO_2 может достигать 6 вес. %).

Марганец присутствует обычно в малых количествах во многих пироксенах. Однако *йохансенит* может содержать до 27,7 % MnO. Этот минерал является конечным членом серии твердых растворов *диопсид—геденбергит—йохансенит*. Хеттон предложил в 1956 г. в ряду *геденбергит—йохансенит* выделить марганцовистый *геденбергит*, железистый *геденбергит* и *йохансенит* [6].

В некоторых щелочных *пироксенах* обычно присутствуют цирконий, церий и редкоземельные элементы. *Эгирин-авгиты* также часто содержат заметные количества ванадия.

Твердые растворы. Группа *пироксенов* представляет собой, вероятно, одну из наиболее хорошо изученных экспериментально групп минералов. Для большинства пироксеновых подгрупп имеется обширная информация по сериям твердых растворов и фазовым равновесиям. Особенно хорошо изучены взаимоотношения *пижонита* и *авгита*. Эти исследования имеют особую важность для понимания генезиса изверженных пород [3].

Внутри различных подгрупп *пироксенов*, как и для *амфиболов*, наблюдаются сложные соотношения твердых растворов. Имеются также межгрупповые серии твердых растворов. Однако присутствуют и определенные разрывы смесимости, например *сподумен* и *жадеит* обычно не содержат посторонних примесей.

Замещения в твердых растворах внутри подгрупп носят характер простой замены, например замещения Mg—Fe. Некоторые сложности возникают при замещениях типа Na—Ca или (Mg, Fe) — (Fe^{3+}, Al), которые часто бывают двойными, т. е. Ca(Mg, Fe) на Na(Fe^{3+}, Al). Однако существуют замещения типа CaMg на $CaFe^{3+}$, дающие ферридиопсидовую серию, что сопровождается заменой Si на Al для сохранения баланса зарядов в цепях. Таким образом, имеются обширные твердые растворы между сериями *диопсид—геденбергит* и *авгит* — ферридиопсид.

Хотя *клинопироксены* с промежуточным содержанием кальция и показаны на пироксеновом четырехугольнике (см. рис. 4), сосуществование в одной и той же породе *авгита* с *пижонитом* указывает на значительный разрыв смесимости между ними. Вместе с тем натрий может замещать кальций, давая серию *авгит—эгирин-авгит—эгирин*.

ПРОБЛЕМА ПИЖОНИТА

Состав *пижонита* варьирует вследствие замещения магния железом. Однако опубликованные данные показывают, что такое замещение не доходит до идеально возможного предела. *Пижониты* могут содержать в своей структуре до 2 вес. % Al_2O_3, но, как и в аналогичном по составу *амфиболе куммингтоните*, содержание Al_2O_3 в них обычно низкое и алюминий почти всегда находится в тетраэдрической позиции. Как и в *куммингтоните*, может присутствовать заметное количество марганца, особенно в богатых железом разновидностях.

Сравнение составов *пижонита* и бедных кальцием *авгитов*, кристаллизовавшихся в эндогенных условиях, показывает, что при низких температурах между этими двумя *пироксенами* существует поле несмесимости. Даже в вулканических условиях может не наблюдаться полного ряда твердых растворов между этими двумя сериями [6, с. 174].

В *пижоните* около 10 % общего количества двухвалентных ионов может быть представлено кальцием. Это почти в три раза больше изоморфной емкости структуры *ортопироксена*. Оптически гомогенный *пижонит* иногда сохраняется в вулканических и других быстро охладившихся породах, хотя рентгеновские исследования и результаты микрозондового анализа показывают его субмикроскопическую неоднородность. Однако при медленном охлаждении в результате распада твердых растворов вростки *авгита* выделяются параллельно (001); дальнейший распад кальциевого *пироксена* может происходить при температуре инверсии моноклинный → ромбический пироксен.

Во многих пироксенах наблюдаются связь распада твердых растворов с выделением кальциевых и субкальциевых членов. Структуры распада часто хорошо развиты в медленно охлаждавшихся больших основных интрузиях, таких как Бушвелд. Обычны выделения *клиногиперстена* в *авгите*, *авгита* в *пижоните* и *авгита* в *ортопироксене*. Полиморфные превращения ранее выделившихся фаз могут усложнить взаимоотношения распада твердых растворов. *Пижонит* может выделить индивиды *авгита* параллельно (001) и стать субкальциевым *пижонитом*. Второй распад *авгита* параллельно (001) может произойти прежде, чем субкальциевый *пижонит* превратится в *ортопироксен* [6, с. 178].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Имеются многочисленные экспериментальные работы по минералам группы *пироксена*. Много было сделано по изучению инверсионных точек в серии *протоэнстатит—энстатит—клиноэнстатит*. При температуре около 1560° С *протоэнстатит* плавится инконгруэнтно, с образованием *форстерита* плюс расплав; *протоэнстатит* является устойчивой полиморфной модификацией более низких температур, до примерно 1000 °С, где устойчивым становится *энстатит*. Однако поле устойчивости *энстатита* расширяется с повышением давления, и этот *ортопироксен* становится устойчивой фазой на линии ликвидуса при температуре выше 1600 °С и давлении 7 кбар. Вместе с тем условия инверсии *энстатит* в *клиноэнстатит* продолжают оставаться загадкой вследствие неясности роли ориентированного давления в этом переходе.

Другое направление экспериментальных работ представляет собой изучение фазовых взаимоотношений между *энстатитом* и диопсидом при атмосферном давлении (рис. 5). С повышением температуры количество Ca в энстатите возрастает, а в диопсиде снижается. Более современные работы [6] показывают, что именно *пижонит*

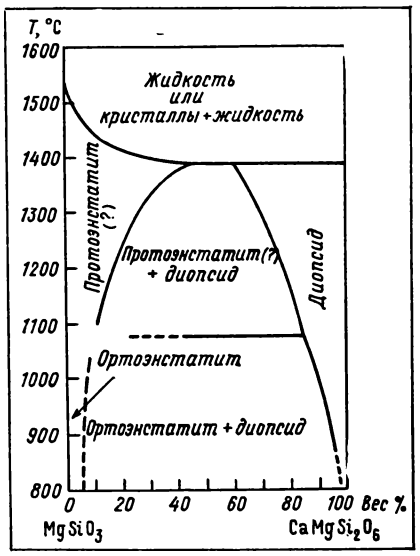


Рис. 5. Субсолидусное равновесие в системе $MgSiO_3$ — $CaMgSi_2O_6$ [Schairer J. F., Boyd F. R., 1957 г.].

с 10—20 вес. % $CaMgSi_2O_6$ становится устойчивой фазой выше 1250° С, а ассоциация диопсид—протоэнстатит выше этой температуры неустойчива.

Растворимость алюминия в *энстатите* используется для оценки условий температуры и давления при образовании ультраосновных пород (см. *Барометрия геологическая*; *Минералогия мантии*). Количество алюминия в энстатите, равновесном с *пиропом* $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$, чувствительно как к давлению, так и к температуре, тогда как содержание алюминия в *энстатите*, равновесном со *шпинелью* $MgAl_2O_4$, относительно нечувствительно к давлению.

Моноклинный *пироксен диопсид* является важной фазой в искусственной базальтовой системе, используемой в качестве модели реакционной серии Боуэна. Его взаимоотношения с другими минералами этой серии были изучены экспериментально. В своей первой работе 1915 г. по системе *диопсид—анортит—альбит* Боуэн установил эвтектику *диопсид—анортит* при 1274 °С, а эвтектику *диопсид—альбит* при 1085° С. Впоследствии Йодер (1954 г.) показал эффект воздействия воды на систему *диопсид—анортит*, в которой давление воды в 5 кбар понижает температуру эвтектики до 1095° С.

О результатах изучения фазовых взаимоотношений в системе *диопсид—форстерит*—кремнезем впервые было сообщено Н. Л. Боуэном в 1914 г. Экспериментальные исследования показывают, что *диопсид* может содержать до 5 вес. % *форстерита*, 2 вес. % *энстатита* и 4 вес. % избыточного кремнезема. *Диопсид-форстеритовые* смеси (за исключением очень богатых *диопсидом*) плавятся инконгруэнтно, давая *форстерит* и расплав. Система диопсид—кремнезем не является истинно бинарной, так как диопсидовый твердый раствор может сосуществовать с *тридимитом* и расплавом в некотором интервале температур и давлений. В системе *форстерит*—кремнезем *энстатит* плавится инконгруэнтно при давлении ниже 1300 бар, давая форстерит + расплав. Инконгруэнтное плавление составов, расположенных вдоль соединительной линии *энстатит—диопсид*, приводит к появлению насыщенных кремнеземом расплавов, образующихся путем фракционной кристаллизации из первично недосыщенных расплавов.

ПЛАСТИНЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

В ромбических и моноклинных *пироксенах* обычно наблюдаются характерные пластинчатые структуры. В ромбическом *пироксене* — минерале-хозяине выделение пластинок богатого кальцием *клинопироксена* (*авгита*) происходит параллельно плоскости (100) минерала-хозяина (*гиперстена*). Такие ассоциации называются *ортопироксенами* бушвелдского типа. Перпендикулярно к [010] эти пластинки под микроскопом наблюдаются в виде тонких прямых линий или рядов пузырьков [6]. Быстрое охлаждение в общем препятствует образованию видимых пластинок распада твердого раствора, но с помощью электронного микроскопа такие структуры, размер которых варьирует от 40 до 3200 Å, обнаруживаются в *пироксенах* вулканических и дайковых пород.

Среди *клинопироксенов* многие *авгиты*, особенно из медленно охлаждавшихся основных интрузивных пород, содержат пластинки бедной кальцием фазы — *гиперстена* или *пижонита*. Первый выделяется параллельно (100), а второй — параллельно (001) минерала-хозяина (*авгита*); они могут находиться раздельно или вместе в одном и том же минерале. Сам выделившийся *пижонит* может распадаться с образованием *ортопироксена*. Инвертированный *пижонит* — это *гиперстен* с двумя системами авгитовых пластинчатых вростков: одной, параллельной (100), и второй, параллельной плоскости (*h0l*). Зерна с такого рода пластинчатой структурой известны также как *ортопироксены* стиллуотерского типа.

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ И ПАРАГЕНЕЗИС

Имеются существенные различия состава магматических и метаморфических *ортопироксенов*. В изверженных породах раннеобразованные *пироксены* представлены магнезиальными разновидностями в ультраосновных породах и ранних фазах расслоенных интрузий. Однако в габбро-норитах *ортопироксен* представлен *бронзитом* (железистым *энстатитом*) или *гиперстеном*. В особой геологической обстановке наблюдается богатый железом *ортопироксен эвлит*, например из высокожелезистого диабаза Бивер-Бей.

В метаморфических породах содержание железа в *пироксене* иногда контролируется лейкократовым или меланократовым характером породы. Хови в 1955 г. описал *пироксены* из шт. Мадрас (Индия), где основные породы содержат *бронзит*, в то время как лейкократовые и промежуточные породы содержат *феррогиперстен*.

Много работ опубликовано по составу *пироксенов*, кристаллизующихся из базальтовых расплавов. В настящее время установлено, что активность кремнезема в магме [4] является ведущим фактором, контролирующим кристаллизацию *пироксенов* из расплава.

В толеитовых магмах активность кремнезема такова, что предпочтительная кристаллизация *ортопироксенов* перед *оливином* стабилизируется реакцией

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 = 2MgSiO_3.$$

форстерит в расплаве клиноэнстатит

Активность кремнезема, определяемая по этой реакции, разделяет поля составов толеитовых и щелочных базальтов.

Для толеитов, кроме того, характерна кристаллизация из расплава двух *пироксенов* — кальциевой и субкальциевой разновидностей, в то время как из магм с активностью кремнезема меньшей, чем определяется указанной реакцией, кристаллизуется один *пироксен*.

Последовательная кристаллизация из магматических расплавов двух *пироксенов* также была объектом детальных исследований. Результаты их лучше всего иллюстрирует рис. 6 [5]. Диаграмма показывает, что два *пироксена* часто образуются на ранних стадиях кристаллизации

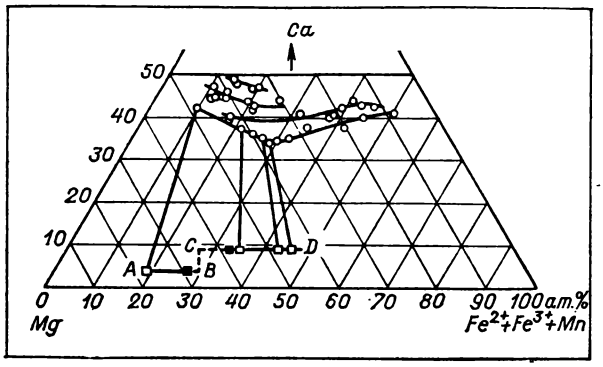


Рис. 6. Тренды кристаллизации *пироксенов* [5].

таких магм. В этой паре минералов один из *пироксенов* ранней стадии представлен *ортопироксеном*. Такого рода пары *пироксенов* типичны для процесса кристаллизации толеитовых магм.

Диаграмма на рис. 6 также показывает, что при продолжении кристаллизации остаточные расплавы (магмы) обогащаются железом и вместо *ортопироксена* кристаллизуется *пижонит*. Выделение из расплава этих двух фаз продолжается до тех пор, пока при изменении состава не начнется кристаллизация одной простой богатой кальцием фазы — ферроавгита.

У. ЛЕЙТОН, М. УИЛСОН

См. также: *Амфиболы; Выращивание кристаллов Двойникование; Девитрификация вулканического стекла; Изоморфизм; Классификация минералов: принципы; Клинопироксены; Минералогия Луны; Минералогия почв; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Оптическая минералогия; Ортопироксены; Пластические деформации в минералах; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Скелетные кристаллы; Фрагментарность кристаллических решеток.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bown M. C.* Recalculation of pyroxene analyses.— Am. Mineralogist, 1964, 49, p. 190—194.
2. *Boyd F. R., Brown G. M.* Electron-probe study of pyroxene exsolution.—Min. Soc. Am. Spec. Paper, 1969, 2, p. 211—216.
3. *Cameron M., Papike J. J.* Structural and chemical variations in pyroxenes.— Am. Mineralogist, 1981, 66, p. 1—50.
4. *Carmichael J. S. E., Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous Petrology. New York, McGraw-Hill, 1974. 739 p.
5. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-forming Minerals. Vol. 2. London, Longman, 1963. 379 p.
6. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-forming Minerals: Single-Chain Silicates. Vol. 2A. London, Longman, 1978. 668 p.
7. *Huckenholz H. G., Schairer J. F., Yoder H. S., Jr.* Synthesis and stability of ferri-diopside.— Min. Soc. Am. Spec. Paper, 1969, 2, p. 163—177.
8. *Kushiro I.* Clynopyroxene solid solutions formed by reactions between diopside and plagioclase at high pressures.— Min. Soc. Am. Spec. Paper, 1969, 2, p. 179—191.
9. *Prewitt C. T., ed.* Pyroxenes. Reviews in Mineralogy, vol. 7. Washington, D. C., Min. Soc. America, 1980.
10. *Smith J. V., Stephenson D. A., Howie R. A., Hey M. H.* Relations between cell dimensions, chemical composition and site preference of orthopyroxenes. — Mineral. Mag., 1969, 37, p. 90—114.
11. *Warren B. E., Bragg W. L.* The structure of diopside $CaMg(SiO_3)_2$.— Zeit. Kristallogr., 1928, 69, p. 168.
12. *Warren B. E., Modell D. L.* Structure of enstatite $MgSiO_3$.— Zeit. Kristallogr., 1930, 75, p. 1.

ПИРОХЛОРА И СТИБИОКОНИТА ГРУППЫ

Члены этих групп представлены кубическими (*Fd3m*) ниобатитами, танталатами, титанатами и антимонатами, имеющими общую формулу

$$A_{1-2}B_2O_6(O, OH, F),$$

где A = Ca, Na, K, Ba, Sr, Ag, Pb, Sb, Fe, Mn, Ce, Y, U, Th, Sn, Bi, Zr; B = Nb, Ta, Ti, Sb.

Среди конечных членов этих групп широко распространены твердые растворы.

Минералы группы *пирохлора* разделены на три подгруппы в соответствии с занятостью позиции B; внутри подгруппы минералы классифицируются по характеристике позиции A (см. таблицу). Минералы этой группы обычно встречаются в *метамиктном состоянии*, но могут раскристаллизовываться при нагревании. Кристаллы обычно октаэдрические, различных оттенков желтого, коричневого или черного цветов, с блеском от стеклянного до смолистого. Черта желтая до коричневой. Встречаются главным образом в пегматитах или в черных песках.

В группу стибиоконита входят следующие минералы.
Биндгеймит $Pb_2Sb_2O_6(O, OH)$
Льюизит $(Ca, Fe, Na)_2(Sb, Ti)_2O_6$
Партцит $Cu_2Sb_2(O, OH)_7$
Ромеит $(Ca, Fe, Mn, Na)_2(Sb, Ti)_2O_6(O, OH, F)$
Стибиоконит $SbSb_2O_6(OH)$
Стетефилдит $Ag_2Sb_2(O, OH)_7$ (?)

Они характеризуются преобладанием Sb в позиции B. Эти минералы образуются при окислении сурьмяных руд и наблюдаются в виде инкрустаций или небольших кристаллов. Они обычно имеют вид охр варьирующих оттенков красного, желтого и коричневого цветов.

К. ФРЕЙ

См. также: *Метамиктное состояние; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов.*

ПЛАГИОКЛАЗЫ

Плагиоклазы — это серия алюмосиликатов натрия и (или) кальция. Слово *плагиоклаз* происходит от греч. plagios — косой и clasis—трещина, что связано с двумя системами спайности в этом минерале, пересекающимися не под прямым углом.

СОСТАВ

Химический состав группы *плагиоклазов* варьирует в идеале от $NaAlSi_3O_8$ (*альбит*) до $CaAl_2Si_2O_8$ (*анортит*), однако обычно присутствует также некоторое количество калия, особенно в богатых натрием плагиоклазах. Для различающихся по составу членов непрерывной серии *плагиоклазов* используются различные названия (табл. 1).

Обычным является представление состава *полевого шпата* в молекулярных процентах содержаний конечных членов — *альбита* (*Ab*), *анортита* (*An*) и *ортоклаза* (*Or*) $KAlSi_3O_8$. В табл. 2 приведены стехиометрические составы некоторых *плагиоклазов* в весовых процентах окислов.

Так как богатые натрием *плагиоклазы* содержат больше SiO_2 (гипотетического ангидрида кремниевой кислоты), то они называются кислыми *плагиоклазами*. Основными *плагиоклазами* называются их богатые кальцием разновидности.

Группа пирохлора [Hogarth, 1977 г.]

Минеральные виды по заселенности позиции *A*		Подгруппы по заселенности позиции *B*		
		Пирохлор Nb + Ta > 2Ti, Nb > Ta	*Микролит* Nb + Ta > 2Ti, Ta > Nb	*Бетафит* 2Ti > Nb + Ta
Na + Ca > 20 % от общего количества катионов в позиции *A*		*Пирохлор*	*Микролит*	
Количество данных катионов в позиции *A* больше 20 % от общего количества катионов в позиции *A*	K	*Калипирохлор*		
	Sn		*Станномикролит*	
Минеральные виды названы по преобладающему катиону в позиции *A*	Ba	*Бариопирохлор*	*Бариомикролит*	
	TR	*Иттропирохлор* ($\sum Y > \sum Ce$) *Цериопирохлор* ($\sum Ce > \sum Y$)		*Иттробетафит* ($\sum Y > \sum Ce$)
	Pb	*Плюмбопирохлор*	*Плюмбомикролит*	*Плюмбобетафит*
	Bi		*Бисмутомикролит*	
	U	*Уранпирохлор*	*Уранмикролит*	*Бетафит*

Примечания. 1. TR = Y + (La → Lu); для целей классификации TR считается за 1 атом. 2. $\sum Y$ = Y + (Gd → Lu); $\sum Ce$ = = La → Eu.

ТАБЛИЦА 1

Номенклатура плагиоклазов и содержание в них альбитового (*Ab*) и анортитового (*An*) компонентов, %

Минерал	*An*	*Ab*
Альбит $NaAlSi_3O_8$	0—10	100—90
Олигоклаз	10—30	90—70
Андезин	30—50	70—50
Лабрадор	50—70	50—30
Битовнит	70—90	30—10
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	90—100	10—0

ТАБЛИЦА 2

Содержание окислов в плагиоклазах, вес. %

Окислы	*Альбит*	An_{10}	An_{30}	An_{50}	An_{70}	An_{90}	*Анортит*
SiO_2	68,74	66,05	60,76	55,59	50,54	45,61	43,19
Al_2O_3	19,44	21,26	24,82	27,30	31,70	35,02	36,65
Na_2O	11,82	10,57	8,12	5,73	3,40	1,12	0,00
CaO	0,00	2,12	6,30	10,38	14,36	18,25	20,16

СТРУКТУРА И СИММЕТРИЯ

Природные *плагиоклазы* являются триклинными. По структуре *плагиоклазы* подобны другим *полевым шпатам*. В плагиоклазах удобно выбирать элементарную ячейку с параметрами $a = 8{,}6$ Å, $b \approx 13{,}0$ Å, $c \approx 14$ Å, $\beta \approx \approx 116°$, $\alpha \approx \alpha \approx 90°$.

Плагиоклазы относятся к каркасным силикатам. Ионы кремния и алюминия связаны с четырьмя ионами кислорода и образуют полиэдры четверной координации. Каждый из этих тетраэдров соединяется через кислород с соседними тетраэдрами, образуя трехмерный каркас. Ионы натрия и (или) кальция занимают большие пустоты в этом каркасе. Распределение кремния и алюминия в тетраэдрах варьирует: оно может быть упорядоченным, когда алюминий концентрируется в особых тетраэдрах по всей структуре, или неупорядоченным, когда статистически все тетраэдрические позиции заняты алюминием и кремнием в одном и том же соотношении; наблюдаются также промежуточные состояния. Степень порядка—беспорядка определяется структурным состоянием минерала (см. *Полевые шпаты*, *Порядок—беспорядок*).

В упорядоченном *альбите* (называемом иногда низким *альбитом* или низкотемпературным *альбитом*) алюминий занимает одну тетраэдрическую позицию, остальные три симметрично независимые тетраэдрические позиции заняты кремнием. В неупорядоченном *альбите* (часто называемом высоким *альбитом*, высокотемпературным *альбитом* или анальбитом) каждая из четырех тетраэдрических позиций содержит статистически 25 % Al, 75 % Si. В структуре *альбита* может быть выделена элементарная ячейка, имеющая сходные размеры с *санидином* и группу симметрии $C\bar{1}$ (т. е. он имеет гранецентрированную по *c* центросимметричную триклинную ячейку).

Анортит существует только в упорядоченном состоянии, Al и Si по всей структуре занимают чередующиеся тетраэдры, давая, таким образом, в анортите отношение Al : Si, равное 1 : 1. В структуре *анортита* элементарная ячейка представляется как две элементарные ячейки санидинового размера, поставленные одна на другую по оси *c*. Таким образом, параметр *c анортита* примерно в два раза больше параметра *c* санидина (т. е. $c \approx 14{,}2$ Å); группа симметрии $P\bar{1}$.

В некоторых *битовнитах* была выявлена элементарная ячейка анортитового размера с группой симметрии $I1$ (т. е. объемноцентрированная центросимметричная триклинная ячейка). Это установлено по систематическому отсутствию нечетных $h + k + l$ брэгговских отражений

в некоторых образцах *битовнита*. Однако наличие небрэгговских отражений на рентгенограммах большинства *плагиоклазов* с промежуточными составами между *альбитом* и *анортитом* заставляет предполагать существование в них сложной доменной структуры (иногда наблюдаемой под электронным микроскопом), что и обусловливает исчезновение по крайней мере некоторых отражений.

Степень упорядоченности в кристалле имеет тенденцию возрастать по мере его остывания в течение геологического времени. В случае *полевых шпатов* состава между An_0 и An_{20} процессы упорядочения могут привести к несмесимости двух фаз, *альбита* (An_0) и *олигоклаза* (приблизительно An_{20}), которые обособляются в отдельные домены, наблюдаемые при исследованиях рентгеновским методом и методом дифракции электронов. Для подобных плагиоклазовых срастаний используется термин *перистерит*. Сходные субсолидусные разрывы смесимости характерны также для плагиоклазов состава An_{48}—An_{55} и An_{70}—An_{90}. Иризация некоторых лабрадоритов (An_{50}—An_{60}) обусловлена дифракцией света в пластинках с различным содержанием *анортита*.

ПЛАВЛЕНИЕ — КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Чистые *альбит* и *анортит* плавятся при 1118 и 1550° С соответственно при давлении 1 бар. В системе $NaAlSi_3O_8$—H_2O при давлении 5 кбар точка плавления *альбита* понижается до 750 °С. Анортит в присутствии H_2O плавится

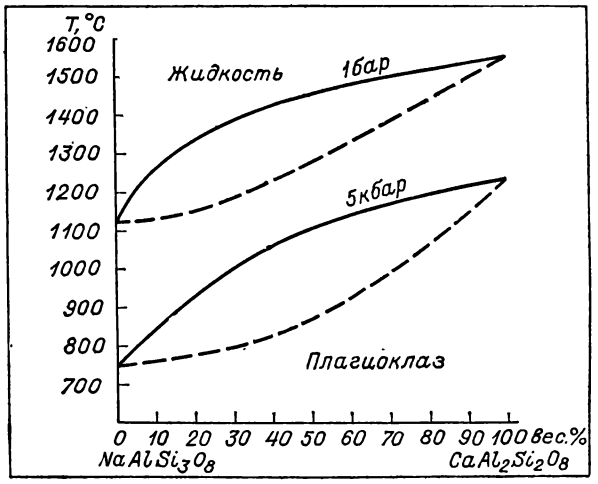


Диаграмма плавления *плагиоклазов*, спроектированная на безводное сечение *альбит—анортит* в системе $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$—H_2O при давлениях 1 бар и 5 кбар.

при 1225°С при давлении 5 кбар (см. рисунок). Ввиду полной смесимости между *альбитом* и *анортитом* вблизи температуры солидуса поля жидкости и твердого плагиоклаза разделены ликвидус-солидусной областью, соответствующей полю сосуществования двух фаз — жидкости и *плагиоклаза*. Состав кристаллизующегося плагиоклаза на линии солидуса (штриховая линия на рисунке) связан с составом жидкости на линии ликвидуса (сплошная линия) изотермой равновесия. Таким образом, кристаллизующийся *плагиоклаз* всегда будет более кальциевым, чем жидкость, с которой он находится в равновесии, а кристаллизация *плагиоклаза* из расплава всегда приводит к обогащению жидкой фазы натрием.

Перекристаллизация *плагиоклаза* ниже солидуса ведет к уменьшению неупорядоченности распределения Al и Si по тетраэдрическим позициям, что вызывает появление предполагаемых разрывов смесимости.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Морфология. *Плагиоклазы* образуют триклинные призматические кристаллы, часто таблитчатые параллельно (010) с развитием форм {010}, {1$\bar{1}$0}, {001}, {10$\bar{1}$} и {101}; они также могут слагать массивные или зернистые агрегаты. Разновидностью *альбита* является клевеландит, образующий грубые пластинки, параллельные (010). Пластинки часто имеют клиновидную форму или могут образовывать радиально-лучистые агрегаты. Периклин представляет собой натриевую разновидность в призматических кристаллах, параллельных оси *b*, в них обычно развиты двойники по периклиновому закону (см. *Полевые шпаты*).

Цвет. Обычно белые, плагиоклазы могут быть также серыми или коричневыми. *Лабрадор* обычно бывает только синим или черным, характерна его иризация в сине-красных тонах. *Перистериты* могут иризировать в розовых или синих цветах. Авантюрин, или солнечный камень, представляет собой богатую натрием разновидность *плагиоклаза* с красноватым отблеском, вызванным включениями тонких пластинок *гематита*, ориентированных параллельно определенным структурным плоскостям в кристалле.

Блеск. Минералы группы *плагиоклазов* имеют стеклянный блеск и перламутровый отлив на плоскостях спайности. Часто бывают просвечивающими или прозрачными, особенно в тонких сколах.

Твердость. 6—6,5.

Плотность. 2,50 (*альбит*) до 2,76 г/см^3 (*анортит*).

Спайность. По (001) совершенная, по (010) хорошая до совершенной. Угол между плоскостями спайности варьирует от 86,1 (*альбит*) до 85,9° (*анортит*).

Двойникование. В кристаллах и на плоскостях спайности обычно заметно полисинтетическое двойникование; также нередки простые двойники (см. *Двойникование*). Для *плагиоклазов* описано большое число законов двойникования, исключительно часто наблюдается двойникование по альбитовому закону: в нем ось двойникования *b* [010], двойниковая плоскость (010). Наблюдаются также другие законы двойникования плагиоклазов:

1) периклиновый закон: ось двойникования *b*, двойниковая плоскость — ромбическое сечение, представляющее собой воображаемую плоскость, проходящую через *b* и делающую равные углы с плоскостями (110) и (1$\bar{1}$0). Ориентировка ромбического сечения зависит от состава и структурного состояния *плагиоклаза*. Угол между следом ромбического сечения на плоскости (010) и осью *a* (σ) считается положительным, если этот след находится между положительными концами кристаллографических осей *a* и *c*. Угол σ меняется от +33° для упорядоченного *альбита* до —5° для неупорядоченного *альбита* и —16° для *анортита*;

2) карлсбадский закон: двойниковая ось *c*, двойниковая плоскость {*hk*0}.

Двойникование по альбитовому и периклиновому законам является полисинтетическим. По карлсбадскому закону происходит простое двойникование. Внутри одного кристалла могут присутствовать двойники по нескольким законам.

ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Плагиоклазы встречаются в идиоморфных, субидиоморфных или ксеноморфных кристаллах; *альбит* нередко образует срастания длиннопластинчатых кристаллов. Они бесцветны, но могут быть замутнены вследствие вторичных изменений; натриевые разновидности переходят в серицит (тонкопластинчатую белую *слюду*), более кальциевые раз-

новидности замещаются соссюритом (смесью *альбита эпидота, скаполита* и др.). Под микроскопом рельеф обычно низкий, за исключением кальциевых *плагиоклазов*, обладающих умеренным рельефом; богатые натрием разновидности имеют отрицательный рельеф, $n_p =$ $= 1{,}527\ (Ab) \div 1{,}577\ (An)$, $n_m = 1{,}531\ (Ab) \div 1{,}585\ (An)$; $n_g = 1{,}538\ (Ab) \div 1{,}590\ (An)$. Интерференционная окраска первого порядка серая или бледно-желтая.

Оптический знак меняется: он положителен вблизи составов, близких к *альбиту* и *лабрадору*, и отрицателен для составов, близких к *олигоклазу* и *анортиту*; $2V = 50 \div 105°$; ориентировка плоскости оптических осей меняется от примерно параллельной (001) в *альбите* до близкой к $(1\bar{1}0)$ в *анортите*. Дисперсия оптических осей отчетлива и варьирует от $r < v$ в *альбите* до $r > v$ в *анортите*.

Почти всегда присутствует полисинтетическое двойникование, иногда в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Обычно зональное строение зерен, оно проявляется в виде изменения оптических свойств по концентрическим зонам, отчетливого различного погасания от центра зерна к его периферии. (При нормальной зональности содержание кальция уменьшается по направлению к краю зерна; противоположная тенденция изменения состава называется обратной зональностью; при переменной зональности соотношение кальция — натрия колеблется с расстоянием от центра зерна).

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СОСТАВА ПЛАГИОКЛАЗА

В связи с тем что свойства *плагиоклазов* варьируют в общем в зависимости как от химического состава, так и от их структурного состояния, только по одному параметру не возможно однозначно определить состав плагиоклаза. Поэтому предложено много методов диагностики плагиоклазов, и по определению их состава имеется обширная литература.

Оптические методы. Оптические свойства *плагиоклазов* меняются в достаточно широких пределах, так что многие из них имеют диагностическое значение. Показатель преломления (наиболее информативный в отношении состава), угол оптических осей, оптическая ориентировка, оптический знак $2V$ (наилучший параметр для определения структурного состояния) и угол угасания — все они могут использоваться. Более точные результаты получаются в случае, когда определение оптических свойств проводится для кристаллов, у которых оптическая ориентировка может быть выяснена по двойникам или спайности.

Рентгеновские методы. Эти методы, основанные на выявлении характерных линий на порошкограммах, широко используются для установления структурного состояния *плагиоклазов* в тех случаях, когда известен их состав. Они базируются на различиях в параметрах элементарной ячейки *плагиоклазов*.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Плагиоклазы встречаются в изверженных породах как плутонического, так и вулканического происхождения; натриевые *плагиоклазы* характерны для салических изверженных пород, тогда как для мафических изверженных пород типично присутствие кальциевого *плагиоклаза*. Первичным плагиоклазом, кристаллизующимся в мафических плутонических породах, является *битовнит*, который может обособляться в виде собственно полевошпатового аккумулята, состоящего из преимущественно незональных кристаллов, или может частично реагировать с более натриевой жидкой фазой, образуя зональные кристаллы с составом, меняющимся от *битовнита* в ядре до (в некоторых случаях) *олигоклаза* в краях. *Плагиоклаз* An_{40}—An_{80} является единственным главным минералом таких пород, как анортозиты. Фракционная кристаллизация последовательно ведет к образованию *плагиоклазов* со все большим содержанием *альбита*, а при частичном плавлении именно альбитовый компонент *плагиоклаза* выплавляется первым. *Альбит* и *олигоклаз* встречаются в пегматитах (см. *Минералы пегматитов*).

Фенокристаллы *плагиоклазов* в базальтах обычно являются зональными, с битовнитовым ядром и тонкой каймой более альбитового состава. В других случаях, особенно в породах среднего состава, *плагиоклазы* могут иметь переменную зональность, показывая широкие колебания по составу. В магматических *плагиоклазах* обычны как простые, так и полисинтетические двойники; наличие последних может указывать на фазовые изменения (и изменение симметрии) в процессе остывания полевых шпатов.

Плагиоклазы в регионально-метаморфических породах характеризуются возрастанием содержания кальция с повышением степени метаморфизма от *альбита* до *андезита* (редко *лабрадора*). *Альбит* встречается с *хлоритом* и *биотитом* в сланцах и с *эпидотом* в базальтах, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации. *Плагиоклазы* состава An_3—An_{22} (перистериты), в общем, отсутствуют в минеральных ассоциациях метаморфических горных пород. Для пород амфиболитовой фации метаморфизма типично присутствие *олигоклаза* с составом, отвечающим богатой кальцием части перистеритовой области. *Андезин* присутствует в породах гранулитовой фации. *Плагиоклазы* неустойчивы в условиях эклогитовой фации (см. *Минералогия мантии*).

В осадках обломочный *плагиоклаз* обычно представлен *альбитом* или *олигоклазом*; исключение составляют некоторые очень незрелые осадки, где встречаются более кальциевые разновидности. *Альбит* — это также обычный аутигенный минерал (см. *Аутигенные минералы*), и в этом случае он является относительно чистым ($Or < 3$ и $An < 1$) и, как правило, без полисинтетического двойникования. Он является также широко распространенным жильным минералом (см. *Жильные минералы*), будучи представлен иногда такими разновидностями, как *клевеландит* или *периклин*.

ПРИМЕНЕНИЕ

Натриевые *плагиоклазы* используются в фарфоровой и гончарной промышленности для изготовления глазури и производства опалесцирующих стекол. Перистериты применяются в ювелирном деле (см. *Геммология*). Породы, богатые *лабрадором*, используются в качестве облицовочных материалов.

Дж. СТАРКИ

См. также: *Аутигенные минералы; Двойникование; Девитрификация вулканического стекла; Классификация минералов: принципы; Метод окрашивания минералов; Минералогическое правило фаз; Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Минералы пегматитов; Оптическая минералогия; Ортопироксены; Показатель преломления; Полевые шпаты; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Термолюминесценция; Щелочные полевые шпаты; Электронно-зондовый микроанализ.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bambauer H. V., ed.* In: W. E. Tröger. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale, 2nd ed. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandelung, 1969, p. 645—762.

2. *Burri C., Parker R. L., Wenk E.* Die optische Orientierung der Plagioklase. Mineralog. Geotechn. Reihe, vol. 8. Basel und Stuttgart, Birkhauser Verlag, 1967. 334 p.

3. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-forming Minerals. Vol. 4. London, Longmans, 1963, p. 94—165.
4. *Marfunin A. S.* The Feldspars. — Proc. Academy of Sciences of the USSR, issue 78, Geol. Ore Deposits, Petrog., Min. and Geochem., 1962. 317 p.
5. *Ribbe P. H., ed.* Feldspar Mineralogy. Vol. 2. Washington, Min. Soc. Am. Short Course Notes, 1975. 243 p.
6. *Smith J. V.* Feldspars Minerals. Vol. 1. Crystal Structure and Physical Properties. Vol. 2. Chemical and Structural Properties. New York, Springer-Verlag, 1974. 627 and 690 p.
7. *Van der Plas L.* The Identification of the Detrital Feldspars. Amsterdam, Elsevier, 1966. 305 p.
Каменцев Е. И., Сметанникова О. Т. Полевые шпаты. — В кн.: Рентгенография породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Л., Недра, 1983, с. 245—347.
Ивох Э. П., Кавицын Ю. В. Структурная прерывистость в ряду альбит—анортит и петрографическое значение плагиоклазов различного структурного типа. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1959, т. 88, № 3, с. 247—260.

ПЛАСТИЧЕСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ В МИНЕРАЛАХ

Многие годы геологи накапливали явные доказательства существования пластических деформаций в породах. Если на макроскопическом уровне это выражается главным образом в форме складок со значительным изгибом и искривлением пластов, то микроскопически деформация отчетливо фиксируется волнистым погасанием минералов и оптически деформированными пластинками. Первое является результатом большого количества нарушений кристаллической структуры составляющих минералов, тогда как деформированные ламели интерпретируются как указатели пластических деформаций, которые, очевидно, совпадают с осями растяжения и (или) сжатия либо активными плоскостями скольжения. Под микроскопом они наблюдаются в виде тонких полосок толщиной 1—2 мм, слегка отличающихся от материала основной массы по показателю преломления и двупреломлению (фото 21); при фазово-контрастном освещении они выглядят асимметричными: темными с одной стороны, светлыми — с другой.

Случайному наблюдателю, однако, большинство пород кажутся хрупкими и не способными испытывать никаких значительных пластических деформаций. Этот парадокс был разрешен, когда стало ясно, что породы могут в общем случае быть пластически деформированы, но очень медленно (в течение многих тысяч лет), при высоких температурах (несколько сотен градусов Цельсия) и высоком гидростатическом давлении (несколько килобар). Только после достижения подобных условий в лаборатории стало бы возможным деформировать породы экспериментально.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ ТЕХНИКА

Современная аппаратура для изучения деформаций может воспроизводить условия как температуры, так и давления, существующие в земной коре и верхней мантии, однако фактор времени остается главной проблемой. Хотя некоторые эксперименты длятся несколько месяцев, полученные скорости деформаций продолжают быть на несколько порядков выше скоростей, существующих в природе.

Наиболее ранние эксперименты были предприняты в начале XX в., но только в середине 60-х годов были достигнуты большие успехи в понимании механизмов деформации. Это стало возможным при использовании Д. Т. Григгсом с сотрудниками в Калифорнийском университете аппаратуры, которая может работать при температурах до 1000 °С и всестороннем давлении 25 кбар, и мягкого твердого вещества (такого, как тальк) в качестве передающей давление среды. Хотя эти приборы не обеспечивали нужных количественных данных (по причине резких температурных градиентов поперек образца, неточности в измерении усилий вследствие ограниченных возможностей передачи давления через твердый посредник, потерь на трение и т. д.), они привели к разработке аппаратуры, использующей аргон или другие инертные газы в качестве передающей давление среды. Только в этом случае впервые могли быть получены точные кривые в координатах деформация — напряжение при достоверно установленных температурах, давлениях и скоростях деформаций.

Главным современным достижением является использование электронной микроскопии при изучении дефектов микроструктуры минералов [11].

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО И ПРИРОДНО ДЕФОРМИРОВАННЫЕ МИНЕРАЛЫ

После экспериментального изучения многих из наиболее важных *породообразующих минералов* оказалось, что структуры, наблюдаемые в искусственно деформированных образцах, в общем подобны структурам, присутствующим в материалах, деформированных в естественных условиях.

К в а р ц. Этот минерал привлекает наибольшее внимание главным образом как основной компонент пород земной коры, обнаруживающий значительное количество деформаций. В полевых условиях *кварц* изучается с конца XIX в.

Большинство исследований *кварца* проводилось в аспекте изучения деформационных ламелей. В настоящее время установлено, что они не обязательно отражают ориентировку активных плоскостей скольжения, хотя, по-видимому, и являются надежными индикаторами осей палеонапряжений — сжатия и (или) напряжения. Электронно-микроскопическое изучение показывает, что, хотя оптические эффекты, приписываемые ламелям, могут быть обусловлены большим числом причин, значительная их часть связана с некоторыми дислокационными направлениями, содержащими множество атомов с одинаковым вектором Бургера. Несмотря на различие в структуре, большинство ламелей имеет тенденцию следовать сходному распределению ориентировок в зависимости от давления, температуры и скорости деформации.

Большое количество систем скольжения было установлено при электронно-микроскопическом изучении искусственно деформированного синтетического *кварца*. Наблюдения в общем подтверждают результаты более ранних оптических исследований, но они обнаружили также прежде и не отмечавшиеся другие системы скольжения. В таблице перечислены все установленные в кварце системы скольжения. В каждом данном образце будет наблюдаться только небольшое число систем скольжения — обычно меньше четырех; выбор активных систем скольжения зависит от ориентировки главных осей сжатия по отношению к кристаллографическим осям минерала, от скорости деформации, температуры и всестороннего давления.

Кристаллы синтетического *кварца* выращиваются из гидротермальных растворов для последующего применения в электронной промышленности. Они использовались в экспериментах по деформации в надежде на их большую гомогенность по сравнению с природными кварцами (см. *Синтетические минералы*). К сожалению, это не оправдалось, и было также установлено, что загрязнения в искусственных кристаллах оказывают существенное влияние на их деформационные свойства. Следовательно, необходима осторожность при попытках приложить полученные результаты к природным явлениям.

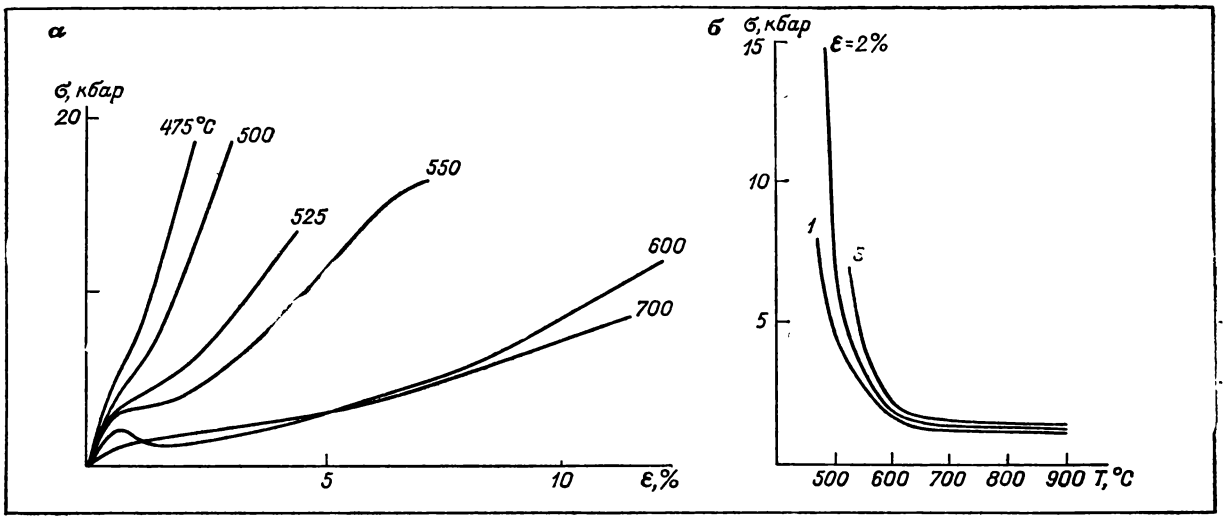


Рис. 1. Кривые напряжение σ — деформация ε (*а*) и графики, составленные по результатам серии экспериментов (*б*) для синтетических кристаллов, деформированных в аппаратуре с газом [Morisson-Smith D. J., Thesis Ph. D., 1974 г.].

Наблюдается значительная крутизна кривых при низких температурах и умеренная кривизна для температур немного выше 550 °С (см. рис. *а*). Падение давления, полученное в эксперименте при 600 °С сразу же за точкой течения, является типичной особенностью экспериментов с синтетическим *кварцем*, причем форма кривой зависит от содержания воды в кристалле. На графиках (рис. *б*) видно, как значительно падает давление с возрастанием температуры вплоть до примерно 600 °С; этот эффект является выражением феномена гидролитического ослабления.

Системы скольжения, установленные в кварце методами оптического и электронно-микроскопического изучения

Плоскость скольжения	Направление скольжения	Плоскость скольжения	Направление скольжения
(0001)	⟨11$\bar{2}$0⟩	{10$\bar{1}$2}	⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$0⟩
{10$\bar{1}$0}	[0001]	{10$\bar{1}$3}	⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$0⟩
{10$\bar{1}$0}	⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$0⟩	{11$\bar{2}$0}	[0001]
{10$\bar{1}$0}	⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$3⟩	{11$\bar{2}$1}	⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$3⟩
{10$\bar{1}$1}	⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$0⟩	{11$\bar{2}$2}	⟨11$\bar{2}$3⟩
{10$\bar{1}$1}	⟨11$\bar{2}$3⟩		

Примечание. Стандартное обозначение систем скольжения заключается в приведении сначала плоскости скольжения, а затем направления скольжения, т. е. {*hkil*} ⟨*uvtw*⟩ или (*hkil*) [*uvtw*], где {*hkil*} указывает ряд плоскостей с индексами *h*, *k*, *i*, *l* (включая их отрицательные величины), способных к любому перемещению, а ⟨*uvtw*⟩ означает возможность направления перемещений с индексами *u*, *v*, *t*, *w*; (*hkil*) и [*uvtw*] означают частные плоскости и направления, являющиеся необходимыми компонентами групп {*hkil*} и ⟨*uvtw*⟩. Например, обозначения {10$\bar{1}$0} ⟨$\bar{1}$2$\bar{1}$3⟩ включают также (01$\bar{1}$0) [2$\bar{1}$$\bar{1}$3], ($\bar{1}$100) [11$\bar{2}$3] и другие дополнительно к (10$\bar{1}$0) [$\bar{1}$2$\bar{1}$3]. В случае гексагональных осей (0001) и [0001] являются единственными, так что обозначения ⟨0001⟩ и {0001} будут в этом примере излишними (см. *Направления и плоскости*).

Одним из наиболее важных воздействий загрязнений на деформационные свойства является воздействие воды (гидролитическое ослабление). Этот эффект также наблюдается и в других силикатах, но наиболее отчетливо проявляется в синтетическом *кварце*, который в силу техники выращивания обычно содержит высокие концентрации воды. Выше определенной температуры гидролитическое ослабление значительно понижает прочность минерала (рис. 1), очевидно, за счет ослабляющего воздействия замены нормальных связей Si—O—Si на Si—OH ... OH—Si. Температурная зависимость ослабления связана со скоростями диффузии воды в структуре, так как распространение дислокаций контролируется скоростью, с которой гидролизуются связи, окружающие дислокацию (см. *Дефекты в кристаллах*).

Оливин. В течение последних лет оливин был объектом пристального внимания как вследствие его важности в качестве главного минерала верхней мантии, так и в связи с разработкой модели тектоники плит, которая неизбежно включает течение в мантии (см. *Минералогия мантии*).

Явление скольжения, очевидно, в *оливине* проще, чем в *кварце*. Оно осуществляется преимущественно по системам (100) [001] и {110} [001] при низких температурах и высоких скоростях деформаций (условия, сходные с теми, которые могут наблюдаться в связи с ударной деформацией, наблюдаемой во многих метеоритах). С возрастанием температур и (или) уменьшением скорости деформации скольжение меняет ориентировку и происходит по системам {0*kl*} [100] и (010) [100] (рис. 2). Система {0*kl*} [100] известна как «карандашная» трансляция, когда скольжение осуществляется параллельно одному частному направлению; действуют несколько плоскостей скольжения, содержащих это направление (по аналогии с пачкой карандашей, скользящих параллельно своим длинным осям, причем их грани соответствуют плоскостям скольжения).

Экспериментальные данные дают основание предполагать, что в *оливине* из верхней мантии будет преобладать скольжение, параллельное [100]; это в общем подтверждается наблюдениями над материалом, претерпевшим, как считают, деформацию в мантии (таким, как альпинотипные перидотиты и ксенолиты в щелочных базальтах). Ясно, однако, что в условиях мантии очень важными являются процессы залечивания и перекристаллизации, и представляется, что могут протекать и другие процессы, слишком медленные для воспроизведения в лабораторных экспериментах. Например, явление течения может на-

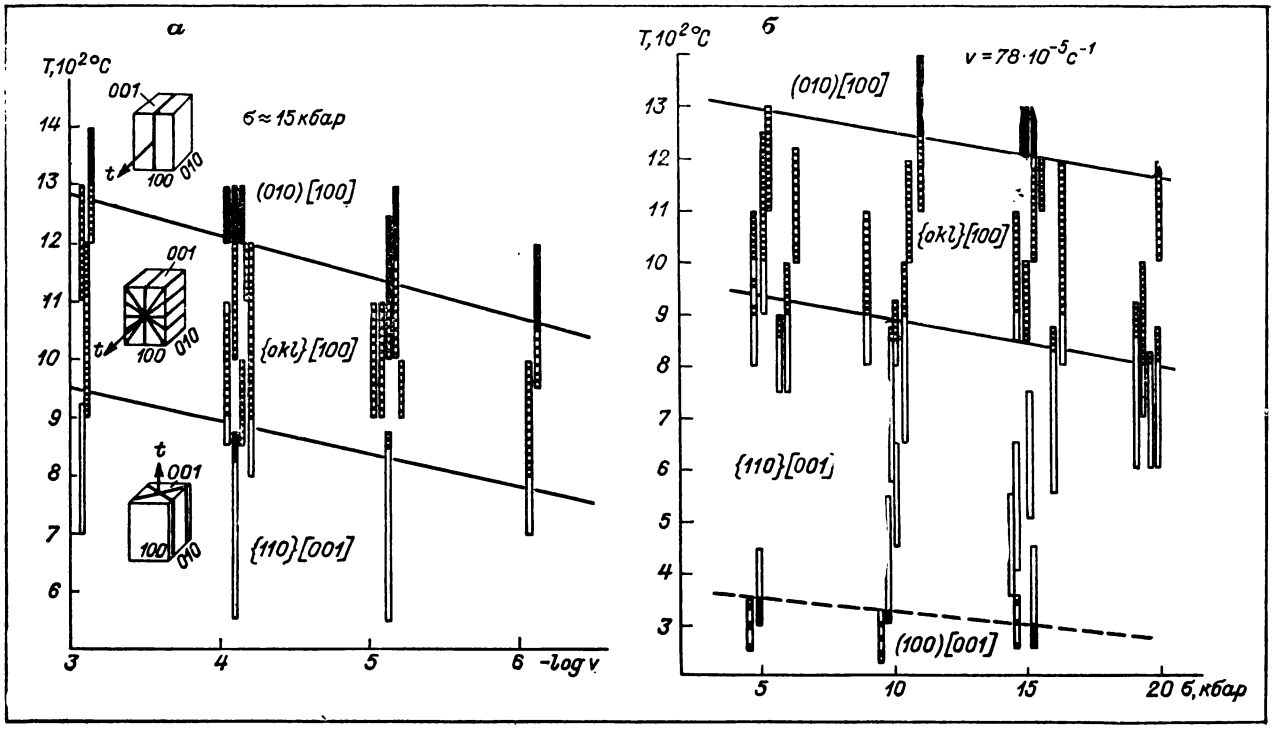


Рис. 2. Преобладающие системы скольжения в искусственно деформированном *оливине* как функции температуры T и скорости деформации v (*а*) и равностороннего на*пряжения* σ (*б*) [2].

Вертикальные полоски показывают пределы действительных экспериментальных данных. Схематическое изображение каждой системы поверхностей скольжения дано в левой части рисунка *а*.

блюдаться там, где зерна деформируются при диффузии вещества от частей, находящихся в условиях сжатия, к областям напряжения.

В деформированном *оливине* обычно наблюдаются как гидролитическое ослабление, так и деформационные ламели, которые имеют в основном те же особенности, что и в синтетическом кварце.

П и р о к с е н ы. Исследования до сих пор ограничивались *ортопироксенами*, в которых преобладающим механизмом пластического течения является скольжение по (100) [001] как в природном, так и в экспериментально деформированном материале. Важной особенностью многих образцов, однако, был переход *ортопироксена* в клинопироксен, который мог быть вызван деформацией и при котором могла быть использована значительная часть деформационных напряжений. Были проведены специальные исследования этого перехода, и, хотя сейчас все еще имеется дискуссия о деталях перераспределения атомов, совершенно ясно, что мы имеем дело с некоторой формой мартенситового перехода (гомогенное структурное напряжение лишь с небольшим контролируемым диффузией перемещением атомов, необходимым для завершения процесса). Для этого процесса необходим небольшой разрыв связей, и поэтому он характеризуется низкой энергией активации. Для многих соответствующим образом ориентированных образцов это является главным механизмом деформации.

А м ф и б о л ы. Минералам этой группы уделялось только ограниченное внимание, направленное главным образом на создание основных моделей деформации для экспериментально деформированной *роговой обманки*. Оказывается, что хотя преобладающей системой скольжения в *роговой обманке* является (100) [001], во многих случаях значительная часть напряжений расходуется на деформационное двойникование по $(\bar{1}01)$. Современная модель такого двойника показывает, что это существенно мартенситового типа превращение, включающее лишь ограниченное количество разрывов связей. Этот переход имеет низкую энергию активации и в подходяще ориентированных образцах является более предпочтительным по сравнению со скольжением, контролируемым диклокациями (см. *Амфиболы*).

Д р у г и е м и н е р а л ы. Хотя определенные исследования были проведены с некоторыми другими минералами, они были или слишком поверхностными, или значительно опережали развитие экспериментальной техники, чтобы быть в состоянии внести существенный вклад в понимание механизмов деформации. Эти минералы: *кальцит*, *доломит*, *галит*, *слюды*, *галенит* и *лед*.

Было предпринято интенсивное изучение *кальцита*, *галита* и *льда* и установлены их главные деформационные свойства. Однако эти минералы слабо исследованы методом электронной микроскопии; отсюда механизмы скольжения в них и зависимости деформационных свойств от температуры, давления, скорости деформации и т. д. все еще плохо поняты. Одним из основных достижений при изучении *льда* явилось установление важности явлений восстановления и перекристаллизации для характеристики течения в минералах, деформирующихся при температурах, близких к их точке плавления (как это предполагается для части верхней мантии).

Большинство других минералов были подвергнуты только предварительным исследованиям.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Главной задачей этих исследований является объяснение проходящих в природе деформационных процессов. Поэтому требуются определенные модели для устранения разрыва между условиями, достижимыми в лаборатории, и условиями, существующими в земных глубинах. Один метод просто включает экстраполяцию экспериментальных данных для природных скоростей деформации, как это было сделано для *оливина*. Кроме того, было сделано несколько попыток согласовать данные с эмпирическими законами течения, связывающими напряжение и деформацию и включающими различные параметры, зависящие от температуры, давления и др. До сих пор большинство данных согласуется с формулой закона течения, предложенного Виртманом первоначально для металлов:

$$\frac{d\varepsilon}{dt} = A\sigma^n \exp\left[-Q/(RT)\right],$$

где ε — деформация; σ — напряжение; A — постоянная, независимая от температуры, Q — энергия активации, R — постоянная Больцмана, T — абсолютная температура.

Результаты, удовлетворяющие уравнению, дают вариации n от 2 до 10, A между 10^2 и 10^{10} и Q между 20 и 130 ккал/моль в зависимости от материала.

Другой подход был сделан Д. Т. Григгсом для случая синтетического *кварца* [6]. Используя доступные данные, он построил модель, базирующуюся на детальной динамике дислокаций и на соотношении с диффузией воды, чтобы принять во внимание гидролитическое ослабление. Модель становится очень сложной, но, по-видимому, может объяснить многие из экспериментальных наблюдений, хотя и остаются некоторые затруднения, что требует усовершенствования модели. Кроме того, эта модель в настоящее время неприложима к природному *кварцу* вследствие важных различий в механизмах деформации в натуральном и синтетическом *кварцах*, упомянутых выше.

БУДУЩИЕ УСПЕХИ

Несмотря на большие усилия, затраченные на изучение течения в минералах, необходимо провести большую работу (как экспериментальную, так и теоретическую), прежде чем полностью будут поняты механизмы пластического течения в минералах. Например, все еще недостаточно ясно, почему в любом частном случае действующие системы скольжения меняются с возрастанием температуры. Большинство работ такого рода продолжается, и, по-видимому, в течение ближайших лет будут получены значительные результаты.

Д. МОРРИСОН-СМИТ

См. также: *Дефекты кристаллов; Минералогия мантии; Порядок—беспорядок; Синтетические минералы; Фигуры травления.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Blacic J. D., Christie J. M.* Dislocation substructure of experimentally deformed olivine. — Contr. Mineralogy Petrology, 1973, 42, p. 141—146.

2. *Carter N. L., Avé Lallemant H. G.* High temperature flow of dunite and peridotite.— Geol. Soc. Am. Bull., 1970, 81, p. 2181—2202.

3. *Christie J. M., Ardell A. J.* Substructures of deformation lamellae in quartz.— Geology, 1974, 2, p. 405—408.

4. *Coe R. S., Muller W. F.* Crystallographic orientation of clinoenstatite produced by deformation of orthoenstatite.— Science, 1973, 180, p. 64—66.

5. *Griggs D. T.* Hydrolitic weakening of quartz and other silicates.— Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1967, 14, p. 19—32.

6. *Griggs D. T.* A model of hydrolitic weakening in quartz.— J. Geophys. Research, 1974, 79, p. 1653—1661.

7. *Heard H. C. e. a., eds.* Flow and fracture in rocks, the Griggs Volume.— Geophys. Monograph 16, Am. Geoph. Union, 1972.

8. *Kohlstedt D. L., Goetz C.* Low-stress, high-temperature creep in olivin single crystals.— J. Geoph. Research, 1974, 79, p. 2045—2051.

9. *Kohlstedt D. L., Vander Sande J. B.* Transmission electron microscopy investigation of the defect microstructure of four natural orthopyroxenes.— Contr. Mineralogy Petrology, 1973, 42, p. 169—180.

10. *Rooney T. R., Riecher R. F., Ross M.* Deformation twins in hornblende.— Science, 1970, 169, p. 173—175.

11. *Wenk H.-R., ed.* Application of Electron Microscopy in Mineralogy. New York, Springer-Verlag, 1975.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., Наука, 1975. 340 с.

ПЛЕОХРОИЧНЫЕ ДВОРИКИ

Уже в 1880 г. такие петрологи, как Мишель Леви Лакруа и Розенбуш, отметили в некоторых минералах присутствие мельчайших окрашенных ореолов вокруг микроскопических включений акцессорных минералов. Эти ореолы были названы плеохроичными двориками, хотя в общем они показывают плеохроизм более слабый, чем у минерала-хозяина. Плеохроичные дворики наблюдаются как в окрашенных (*биотит, турмалин, амфиболы* и *хлориты*), так и в бесцветных (*мусковит, кордиерит, флюорит*) минералах. Наиболее часто устанавливаются включения *циркона, апатита, титанита (сфена), ксенотима* и *монацита*. Дворики, развивающиеся вокруг очень мелких включений размером менее 1 мкм, обычно обнаруживают концентрически-зональную структуру. Радиусы отдельных колец варьируют от 5 до 45 мкм (фото 19).

Мугге и Джолли в 1907 г. независимо показали, что плеохроичные дворики являются результатом воздействия α-частиц, испускаемых центральным включением. Они приводили следующие доказательства:

1) все минералы, вокруг которых обнаружены плеохроичные дворики, являются, как известно, радиоактивными и содержат уран или торий;

2) радиусы колец соответствуют пробегу α-частиц, испускаемых природными радиоактивными нуклидами. Кольцевая структура наблюдается только вокруг достаточно малых включений, что делает несущественным собственное поглощение минерала α-частиц;

3) окрашивающий эффект может быть экспериментально воспроизведен путем облучения минерала потоком α-частиц с дозой, сравнимой с измеренной природной дозой облучения.

Эксперименты и наблюдения над природными плеохроичными двориками показывают, что интенсивность окрашивания в них начинает быть заметной при α-радиации выше определенного порога, затем она повышается с облучением, пока не достигает степени насыщения, при которой остается на своем максимальном уровне и уже не зависит от дозы облучения. Дальнейшее увеличение облучения ведет к уменьшению окраски.

Много внимания было уделено идентификации источников α-частиц, ответственных за возникновение различных колец, обнаруживаемых в плеохроичных двориках с хорошей структурой. Изучение выполнялось главным образом Гендерсоном с коллегами и позволило связать все, кроме одного, из наблюдавшихся колец с известными природными источниками α-частиц, включая члены трех

радиоактивных серий и самарий-147. Джолли и Гендерсон сообщают о существовании очень редкого кольца радиусом 8,6 мкм в *биотите*. Этот размер мог бы соответствовать α-частице с энергией порядка 3 МэВ. Несмотря на различные соображения, рассмотренные в работе [2], образование этого кольца (считая его существование доказанным) не может быть связано ни с одним из известных естественных источников α-частиц.

Плеохроичные дворики также привлекают внимание геологов вследствие спорной возможности их использования для целей геохронологии. Интерес в этой области вновь оживился после внедрения ядерно-эмульсионной фотографической техники, которая позволила решить трудную проблему определения радиоактивности индивидуальных микроскопических включений (фото 20). Большая часть этой работы была выполнена Дейч и различными сотрудниками. Они показали наличие общей корреляции между интегрированной дозой α-излучения и интенсивностью окрашивания плеохроичных двориков, измеренной оптическим микроденситометром. Путем измерения специфической α-активности включения можно определить промежуток времени, в течение которого был облучен минерал, с тем чтобы образовать дворик данной интенсивности. Однако геохронологическая информация, извлекаемая из плеохроичных двориков, является очень неточной, будучи подвержена ряду экспериментальных ошибок.

С другой стороны, окраска плеохроичных двориков очень чувствительна к метаморфическим воздействиям, причем даже слабого метаморфизма достаточно, чтобы уничтожить окраску частично или полностью. В этом отношении плеохроичные дворики могут дать интересную информацию о термической истории пород.

Э. ПИЧЧОТО

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Henderson G. H.* A quantitative study of pleochroic haloes. V. The genesis of haloes.— Proc. Roy. Soc. (London), 1939, A173. 250 p.

2. *Picciotto E. E., Deutsch S.* Pleochroic haloes. Summer Course of Nuclear Geology, Varenna, 1960. Pisa, Laboratorio di Geologia Nucleare, 1961.

ПЛОТНОСТЬ

Масса единицы объема вещества есть его плотность. Размерность плотности M/L^3. Для большинства веществ с изменением температуры изменяется объем, но в минералогии поправкой на температуру (кроме случаев крайне высокой или низкой температур) можно пренебречь, так же как и поправкой на массу воздуха, вытесняемого при взвешивании.

Плотность обычно указывается в граммах на кубический сантиметр и обозначается в минералогии как D или ρ, а иногда и G (обозначение плотности через G нежелательно).

Объем вещества обычно измеряется способом вытеснения жидкости (воды), так что поправку на температуру жидкости следует вводить. Поправка на температуру воды может оказаться значительной, поэтому следует указывать в виде подстрочного индекса температуру воды во время измерений или же приводить значение плотности к температуре воды 4 °С. При измерении в условиях очень высоких или низких температур в виде надстрочного индекса указывается температура минерала: $D^{t\ \text{мин}}_{t\ \text{воды}}$ или $D^{t\ \text{мин}}_{t\ 4^\circ\text{C}}$.

М. БЕТТИ

См. также: *Геммология; Дефекты в кристаллах; Свойства минералов.*

ПОГАСАНИЯ УГОЛ — см. ОПТИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛОГИЯ.

ПОКАЗАТЕЛЬ ПРЕЛОМЛЕНИЯ

Показатель преломления n в изотропном веществе представляет собой отношение скорости света в воздухе к его скорости в этом веществе. Его, кроме того, можно описать соотношением между углом падения i и углом преломления r луча света, падающего под углом к данному веществу (см. рисунок): $n = \sin i/\sin r$.

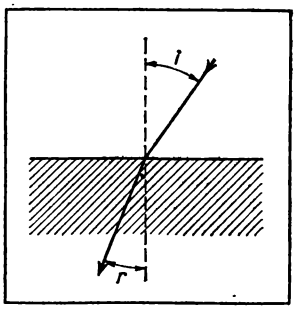
Минералы, кристаллизующиеся в тетрагональной, гексагональной сингонии, имеют два главных показателя преломления, связанные с обыкновенными и необыкновенными лучами, которые соответственно обозначаются n_o и n_e. Минералы, кристаллизующиеся в ромбической, моноклинной и триклинной сингонии, имеют три главных показателя преломления — низший n_p, средний n_m и высший n_g. Часто приводится значение только одного показателя преломления, обычно n_o или n_e, но может быть указан любой главный показатель преломления или показатель, связанный с легко устанавливаемым кристаллографическим направлением (см. *Минералы оптически одноосные* и *двуосные*).

Показатель преломления природных минералов — от прозрачных до окрашенных в желтый цвет — меняется в пределах от 1,309 (*лед*) до примерно 3,20 (*киноварь*). Примерно 54 % из ныне известных минералов характеризуются показателями преломления в диапазоне 1,475—1,700.

У прозрачных минералов с полустеклянным и стеклянным блеском показатели преломления варьируют в пределах 1,3—1,9, у минералов с алмазным блеском — от 1,9 до 2,6, у минералов с полуметаллическим блеском — от 2,6 до 3,0. У минералов с металлическим блеском показатели преломления обычно выше 3,0.

Значения показателей преломления в большинстве существенно меняются в зависимости от длины световой волны. Если длина волны не указана, то приводимый показатель преломления относится к свету определенной длины волны: «желтый свет» — линия натрия D (589,3 нм). Разность между показателями преломления двух различных длин волн называется дисперсией. Последняя обычно описывается как разность между показателями преломления для голубого света — линия водорода H_β, или F (486,13 нм) и таковым для красного света — линия H_α, или C (656,28 нм): $n_F - n_C$.

Дисперсия $n_F - n_C$ в прозрачных минералах варьирует от 0,004 (*флюорит*) до 0,23 (*ферросфалерит*). Большинство минералов характеризуется значениями дисперсии между 0,006 и 0,020. Дисперсия обычно возрастает с увеличением значения показателя преломления (см. *Дисперсия оптическая*).



Преломление на плоской поверхности.
i — угол падения светового луча; r — угол преломления.

Установлено, что в ряде случаев показатели преломления и плотность являются аддитивными свойствами соединений и зависят только от их химического состава и структуры.

Когда минералы образуют непрерывный ряд твердых растворов, показатель преломления обычно изменяется в прямой зависимости от состава.

М. ФРОСТ

См. также: *Анизотропия; Геммология; Минералы оптически одноосные и двуосные; Оптическая минералогия; Поляризация и поляризационный микроскоп.*

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Полевые шпаты представляют собой группу минералов, алюмосиликатов, в которых все четыре иона кислорода в вершинах кремниевых и алюминиевых тетраэдров связаны с соседними тетраэдрами таким образом, что образуется трехмерная каркасная структура. Если бы тетраэдры в каркасной структуре полностью были заселены ионами кремния, окруженными ионами кислорода, структура была бы электростатически нейтральной и имела бы состав SiO_2 (см. *Кварц*; *Коэсит* и *стишовит*).

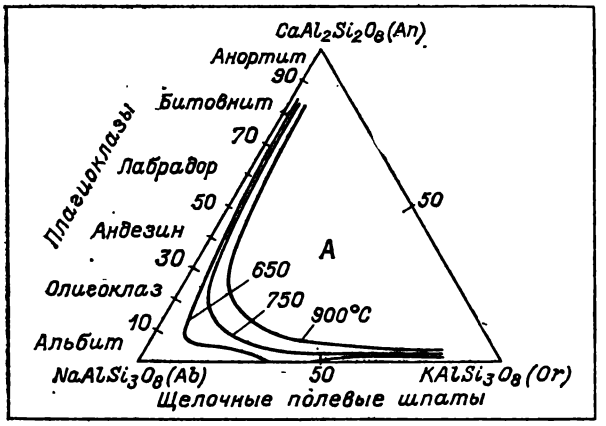


Рис. 1. Пределы существования твердых растворов в системе *альбит—ортоклаз—анортит* в зависимости от температуры при давлении водяного пара 1 кбар [2].

При уменьшении давления возрастает поле *A* твердых растворов двух полевых шпатов (p_{H_2O} = 1 кбар).

В *полевых шпатах* от половины до четверти тетраэдров заселено ионами алюминия, отчего каркас имеет общий отрицательный заряд, по одному минусу на каждый алюминиевый тетраэдр. Электростатическая нейтральность достигается при вхождении в структуру, в пустоты каркаса, ионов натрия Na^+, калия K^+ или кальция Ca^{2+} (рис. 1). Кроме того, имеются редкие минералы из группы полевых шпатов, содержащие бор B^{3+}, барий Ba^{2+} и аммоний NH_4^+. В группу полевых шпатов входят следующие минералы.

Альбит (*плагиоклаз*, An_0—An_{10}) $NaAlSi_3O_8$
Андезин (*плагиоклаз*, An_{30}—An_{50})
Анортит (*плагиоклаз*, An_{90}—An_{100}) $CaAl_2Si_2O_8$
Анортоклаз (Na, K)$AlSi_3O_8$
Бадингтонит $(NH_4)AlSi_3O_8$
Битовнит (*плагиоклаз*, An_{70}—An_{90})
Гиалофан (K, Ba)Al(Al, Si)$_3O_8$
Лабрадор (*плагиоклаз*, An_{50}—An_{70})
Микроклин $KAlSi_3O_8$
Олигоклаз (*плагиоклаз*, An_{10}—An_{30})
Ортоклаз $KAlSi_3O_8$
Парацельзиан $BaAl_2Si_2O_8$
Плагиоклаз (Na, Ca)Al(Al, Si)Si_2O_8
Ридмёрджнерит $NaBSi_3O_8$
Санидин (K, Na)$AlSi_3O_8$
Цельзиан $BaAl_2Si_2O_8$

Кроме того, что *полевые шпаты* играют большую роль в промышленности и экономике, они являются основными *породообразующими минералами*, слагая 50 % объема земной коры. Они также являются основным компонентом верхней мантии (см. *Минералогия мантии*), лунной коры (см. *Минералогия Луны*) и некоторых метеоритов (см. *Минералы метеоритов*).

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химический состав *полевых шпатов* можно охарактеризовать общей формулой MT_4O_8, где *M* — крупные катионы, заселяющие пустоты в каркасной структуре, а *T* — катионы малого размера в тетраэдрической координации, составляющие собственно каркас. В обычных пордообразующих *полевых шпатах* позиции *M* заселены преимущественно K^+, Na^+, Ca^{2+} с меньшим количеством (до следов) Ba^{2+}, Sr^{2+}, Rb^+, Cs^+, Pb^{2+} и редкоземельных элементов. Кроме того, в позициях *M* могут присутствовать Fe^{2+}, Mg^{2+} или H_3O^+ (гидроксоний).

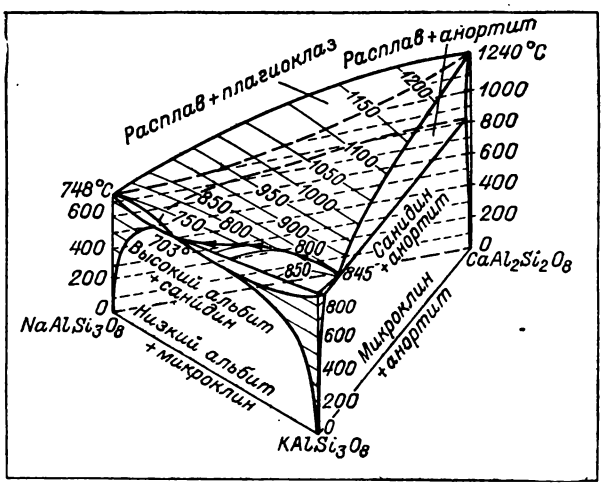


Рис. 2. Схематическая диаграмма температура—состав для системы *альбит—ортоклаз—анортит* при давлении водяного пара приблизительно 5 кбар [3].

Субсолидусная область показана упрощенно.

Позиции *T* заселены преимущественно Al^{3+} и Si^{4+} с меньшим количеством (до следов) Fe^{2+}, Fe^{3}, P^{5+}, Ti^{4+}.

Обычные *полевые шпаты* разделяются на две серии:
1) *щелочные полевые шпаты*, где *M* — Na^+ и K^+;
2) *плагиоклазы*, где *M* — Na^+ и Ca^{2+}.

Поскольку при высоких температурах существуют полные ряды твердых растворов в пределах каждой серии (но не между ними), составы минералов удобно представлять в виде мольного содержания (в процентах) составов крайних членов: *Or* (*ортоклаза*, *микроклина* или *санидина*), *Ab* (*альбита*) и *An* (*анортита*). Названия плагиоклазов и их предельные составы показаны на рис. 1.

Область существования твердых растворов полевых шпатов меняется с температурой образования, будучи более ограниченной при низких температурах, чем при высоких (см. рис. 1). Перекристаллизация при температурах ниже солидуса ограничивает область существования твердых растворов в еще большей степени (рис. 2; см. также *Щелочные полевые шпаты*; *Плагиоклазы*).

СТРУКТУРА

Структуру *полевых шпатов* можно представить как бы состоящей из особых фрагментов. (Заметьте, что, хотя при описании структуры используются термины «кольцо» и «цепочка», *полевые шпаты* по своей структуре не являются ни кольцевыми, ни цепочечными силикатами).

Основной единицей, как во всех силикатах, за исключением образовавшихся при крайне высоком давлении (см. *Коэсит* и *стишовит; Минералогия мантии*), является тетраэдр TO_4, в котором каждый ион T окружен четырьмя ионами O^{2-}. Следующим уровнем конструкции является связывание этих тетраэдров через вершинные ионы O^{2-} с образованием 4-членного кольца из тетраэдров (рис. 3, *а*). Затем противолежащие пары тетраэдров в 4-членных кольцах соединяются, образуя каркасную структуру *полевых шпатов* (рис. 3, *б* и *в*).

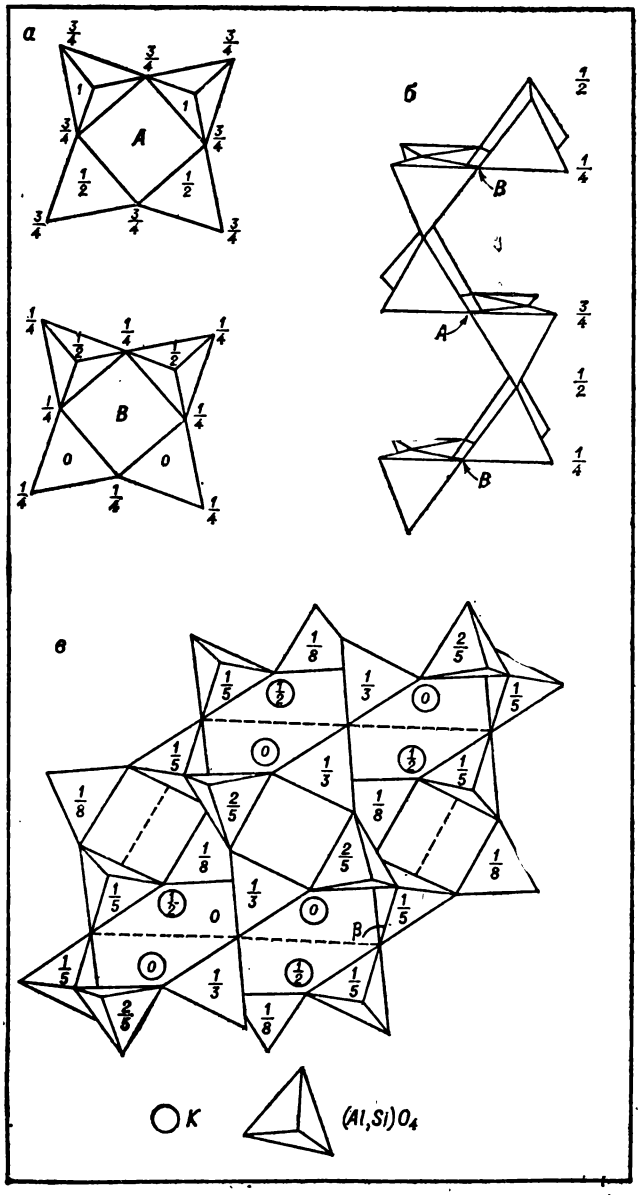


Рис. 3. Структура *полевых шпатов* [Frye K., Modern Mineralogy, 1974 г.].

а — четырехчленное «кольцо» тетраэдров (цифры показывают высоту расположения вершин тетраэдров в двух кольцах); *б* — «кольца» тетраэдров, связанные в «цепочки» (цифры и буквы означают то же, что и на рис. *а*); *в* — структура *полевого шпата*, спроектированная на кристаллографическую плоскость *а*—*с* цифры показывают высоту расположения центров тетраэдров в направлении *b*).

Структурное состояние полевых шпатов может быть охарактеризовано степенью упорядоченности заселения ионов в позициях T, составляющих каркас, и ионов в позициях M, заполняющих пустоты в каркасе (см. *Порядок—беспорядок*). В *щелочных полевых шпатах* K^+ и Na^+ заселяют позиции M. Так как Na^+ ($r = 0{,}10$ нм) меньше, чем K^+ ($r = 0{,}13$ нм), пустоты в каркасе сжимаются от координации 9 ионов O^{2-} вокруг K^+ до 6 или 7 вокруг Na^+. При температурах выше 800 °С тепловые колебания ионов в позициях M оказываются достаточными для того, чтобы Na^+ и K^+ могли взаимозамещаться в структуре и заселение позиций M становилось разупорядоченным (т. е. распределение каждого иона становится случайным). Отжиг при температурах ниже 800 °С приводит к разделению разных по объему позиций M и к образованию в кристалле областей, богатых *K* и богатых *Na*. По размеру эти области варьируют от субмикроскопических пластинок (криптопертит) до дискретных гомогенных зерен в зависимости от продолжительности перекристаллизации и присутствия минерализаторов.

Из-за сходства размеров ионов Na^+ и Ca^{2+} упорядочение их распределения в позициях M в *плагиоклазах* имеет меньшее значение, чем в *щелочных полевых шпатах*.

Упорядочение в распределении Si^{4+} и Al^{3+} в позициях T с падением температуры влияет на симметрию и двойникование *щелочных полевых шпатов*. Заселенность позиций T совершенно неупорядоченная в высокотемпературных *щелочных полевых шпатах* (*санидин*, высокий *альбит*). Такая неупорядоченность приводит к моноклинной симметрии (*C2/m*) *альбита* выше 1000° С и *санидина*. Неупорядоченность требует, чтобы заселенность позиций T была статистически случайной, т. е. чтобы вероятность нахождения иона Al^{3+} в любом конкретном 4-членном кольце тетраэдров составляла 1,0, а вероятность нахождения иона Al^{3+} в любом тетраэдре внутри кольца была 0,25. Позиции T, однако, не идентичны, при этом ионы кислорода вокруг T_1 более тесно связаны с ионом M, чем те же ионы вокруг T_2. При отжиге ионы Al^{3+} преимущественно мигрируют в позиции T_1, а Si^{4+} — в T_2. Такая степень упорядоченности позиций T свойственна *ортоклазу* и низкотемпературному *санидину*, минералам моноклинным, и промежуточному *альбиту*, триклинному.

Каждая позиция T_1 и T_2 в свою очередь дифференцирована на две подпозиции. Это позволяет в известных условиях ионам Al^{3+} сосредоточиваться только в одной из двух подпозиций T_1, оставляя ионам Si^{4+} обе подпозиции T_2 и вторую подпозицию T_1. Такая степень упорядоченности расселения алюминия и кремния характеризует низкотемпературный *альбит* и максимальный *микроклин*; оба они триклинные. Известны *альбиты* и *микроклины* и с промежуточным характером упорядоченности.

Другим закономерностям в заселении позиций T подчиняются полевые шпаты, в которых отношение Si : Al = 1 : 1 (*анортит*, *цельзиан*). Электростатическое отталкивание катионов стремится удалить насколько возможно друг от друга ионы Si^{4+}. Такое отталкивание приводит к чередованию ионов Si^{4+} и Al^{3+} в позициях T и к удвоению размеров элементарной ячейки в направлении оси *c*. Другим следствием такого порядка заселения тетраэдров, вызванного отталкиванием, является выделение среди T шестнадцати особых позиций [2].

Постепенные преобразования при охлаждении приводят к слабому, но важному изменению симметрии кристаллической решетки. Во время охлаждения и отжига уменьшающаяся неупорядоченность и связанные с этим изме-

нения симметрии вызывают одновременное множественное зародышеобразование в структуре, при этом возможны различные ориентировки позиций T_1 и T_2. Каждый из таких центров кристаллообразования может вырасти в область, микроскопически или макроскопически различимую и связанную с прилежащими областями по законам *двойникования*. Отсутствие двойников указывает, таким образом, на низкую температуру кристаллизации (см. *Аутигенные минералы*).

При температурах вблизи точки плавления неупорядоченность заселения позиций T допускает образование твердых растворов в ряду плагиоклазов между *альбитом* и *анортитом*. Однако порядок заселения позиций T обоих крайних членов ряда совершенно различен, и при низких температурах они не полностью смесимы друг с другом. Таким образом, упорядоченные плагиоклазы промежуточного состава приблизительно между An_2 и An_{95} существовать не могут. Структурная несовместимость приводит к явлениям экссолюции (распада твердого раствора). Поскольку Al^{3+} и Si^{4+} диффундируют между позициями T крайне медленно, гомогенные области обычно субмикроскопически малы.

При среднем составе *полевого шпата* приблизительно от An_2 до An_{16} упорядочение в заселении позиций T в доменах почти чистого *альбита* вызывает экссолюцию неупорядоченной фазы состава примерно An_{25}. Образующееся в результате субмикроскопическое взаимное прорастание двух фаз известно под названием перистерит (ср. с пертитом, образующимся при упорядочении в заселении позиций M). Аналогично в анортитовом окончании ряда «прорастания Гуттенлошера» состоят из упорядоченной фазы An_{85-95} и фазы An_{60-70}. Иризация некоторых образцов лабрадора (лабрадоресценция) обусловлена «прорастаниями Бёггилда», в которых состав фаз у разрыва их смесимости отвечает *полевым шпатам* An_{40-45} и An_{55-60}. В этих образцах толщина пластинок отвечает длинам волн видимого света и пластинка действует как дифракционная решетка, вызывая характерную иризацию. При температуре около 500 °С разрыв смесимости в *плагиоклазах* простирается от An_{39} до An_{88}.

ПЛАВЛЕНИЕ — КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ

Данные по плавлению и кристаллизации в системе *Ab—Or* при различных давлениях водяного пара см. в статье *Щелочные полевые шпаты*. То же для системы *Ab—An* см. в статье *Плагиоклазы*. Как можно видеть на рис. 2, при давлении водяного пара 5 кбар система *Or—An* характеризуется эвтектикой при 845 °С благодаря ограниченному образованию твердых растворов между обоими крайними членами.

Поверхность ликвидуса в системе *Ab—Or—An* при давлении водяного пара 5 кбар характеризуется обширным полем кристаллизации *плагиоклаза*, отделенным на диаграмме от небольшого поля кристаллизации *санидина* прогибом, понижающимся от *Or—An*-эвтектики при 845° С к минимуму в системе *Or—Ab* при 703° С.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Полевые шпаты бывают моноклинными (*C2/m*) или триклинными ($C\bar{1}$) в зависимости от размеров иона в позиции M и структурного состояния. Кристаллы некоторых типичных габитусов показаны на рис. 4, распространенные двойники — на рис. 5. Законы двойникования перечислены в таблице. Спайность совершенная, под прямым углом в моноклинных минералах и почти под прямым углом в триклинных. Чистые полевые шпаты белые или бесцветные, но примеси и включения придают им различные оттенки (например, зеленый у амазонита, красноватый у авантюрина, золотистый у солнечного камня).

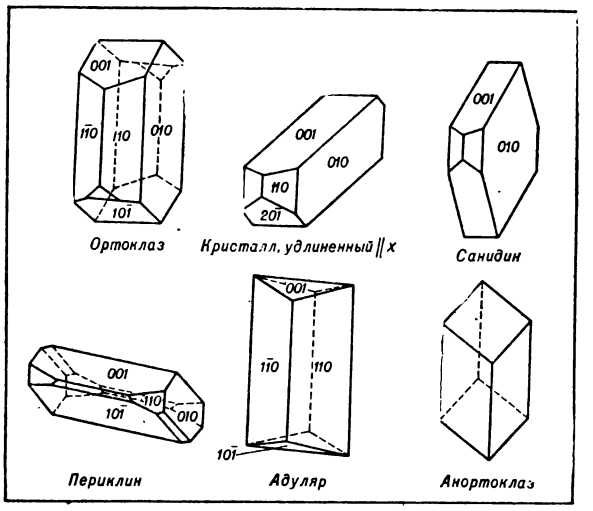


Рис. 4. Некоторые характерные габитусы кристаллов *полевых шпатов* [1].

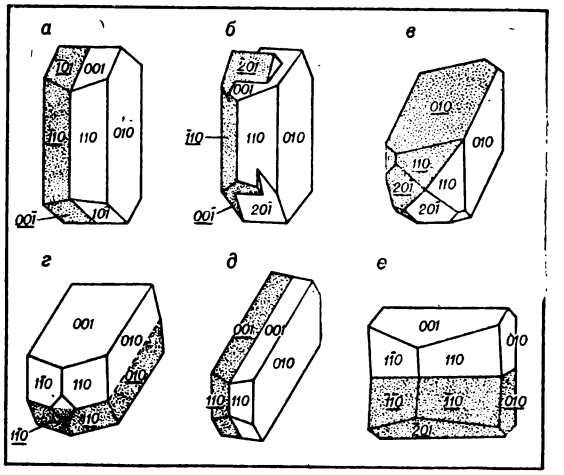


Рис. 5. Некоторые распространенные двойники *полевых шпатов* [1].

а — карлсбадский двойник срастания; *б* — карлсбадский двойник прорастания; *в* — бавенский двойник; *г* — манебахский двойник; *д* — альбитовый двойник; *е* — периклиновый двойник.

Твердость 6—6,5, плотность 2,55—2,63 г/см^3. Оптически прозрачен; $n_p = 1{,}514 \div 1{,}529$; $n_m = 1{,}518 \div 1{,}533$; $n_g = 1{,}521 \div 1{,}539$; $2V = 18 \div 103°$.

ПРИМЕНЕНИЕ

Полевые шпаты имеют большое значение в производстве фарфора, керамической посуды и стекла. Окрашенные и иризирующие разновидности являются полудрагоценными камнями (см. *Геммология*). Породы, состоящие преимущественно из *полевого шпата*, используются в строительстве.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Полевые шпаты являются основными породообразующими минералами в земной коре, в коре Луны и Марса. Они могут кристаллизоваться из магмы, образовываться путем перекристаллизации в твердом состоянии в мета-

Законы двойникования полевых шпатов [1]

Название	Ось двойникования	Плоскость двойникового срастания	Примечания
	Нормальные двойники		
Альбитовый	$\perp(010)$	(010)	Полисинтетические; только в трикл.
Манебахский	$\perp(001)$	(001)	Простые
Бавенский (правый)	$\perp(02\bar{1})$	$(02\bar{1})$	Простые, в *плагиоклазах* редки
Бавенский (левый)	$\perp(0\bar{2}1)$	$(0\bar{2}1)$	
X	$\perp(100)$	(100)	
Призматический (правый)	$\perp(11\bar{0})$	$(11\bar{0})$	
Призматический (левый)	$\perp(1\bar{1}0)$	$(1\bar{1}0)$	
	Параллельные двойники		
Карлсбадский	[001] (ось z)	($hk0$), обычно (010)	Простые
Периклиновый	[010] (ось y)	($h0l$), «ромбическое сечение» $\parallel y$	Полисинтетические; только в трикл.
Аклиновый-А	[010] (ось y)	(001)	
Аклиновый-В	[010] (ось y)	(100)	Полисинтетические, только в трикл.
Эстерельский	[100] (ось x)	($0kl$), «ромбическое сечение» $\parallel x$	Полисинтетические
Ала-А	[100] (ось x)	(001)	
Ала-В	[100] (ось x)	(010)	
	Сложные двойники		
Альбит-карлсбадский	$\perp z$	(010)	Полисинтетические
Ала-альбитовый	$\perp x$	(010)	
Манебах-аклиновый	$\perp y$	(001)	
Ала-манебахский	$\perp x$	(001)	
X-карлсбадский	$\perp z$	(100)	
X-аклиновый	$\perp y$	(100)	

морфических породах, отлагаться в жилах из гидротермальных растворов или кристаллизоваться в качестве аутигенных минералов из поровых вод в осадочных породах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Выращивание кристаллов; Двойникование; Диагенетические минералы; Классификация минералов: принципы; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералы пегматитов; Минералы и самородные металлы черных песков; Минеральные ресурсы; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Оптическая ориентировка; Пески; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Термолюминесценция; Электронная микроскопия (просвечивающая).*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 4 (пер. с англ.). М., Мир, 1966. 482 с.

2. *Ribbe P. H., ed.*, 1975. Feldspar Mineralogy. Washington, D. C.: Mineral Soc. Am. Short Course Notes, vol. 2.

3. *Smith J. V.*, 1974. Feldspar Minerals, vol. 1—2. New York: Springer-Verlag, 1317 p.

Каменцев Е. И., Сметанникова О. Г. Полевые шпаты.— В кн.: Рентгенография породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Л., Недра, 1983, с. 245—347.

ПОЛИКРИСТАЛЛ

Поликристалл — это гетерогенное кристаллическое образование, похожее на единый кристалл, но состоящее из двух (или более) структурно или химически различных разновидностей, синтаксически сросшихся [1]. Пример: в системе Na_2SO_4—NaF—NaCl две формы (*шайерит* и *гельит*) состава $Na_3SO_4(F, Cl)$ образуют поликристаллы [2]. Две химически различающиеся разновидности могут образовывать поликристаллы при следующих условиях: 1) отсутствие полных твердых растворов; 2) подобие кристаллических структур; 3) общая псевдоячейка кристаллической решетки, размеры которой могут варьировать лишь на несколько процентов от одного соединения к другому (истинная ячейка может широко варьировать как по размерам, так и по симметрии).

Дж. ДОННЕЙ

См. также: *Синтаксия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Donney G.* The «polycrystal», a product of syntaxic intergrows.— Am. Cryst. Assoc. Abstracts, 1953, p. 16.

2. *Pabst A., Sawyer D. L., Switzer G.* Galeite and related phases in the system Na_2SO_4 — NaF—NaCl. — Am. Mineralogist, 1963, 48, p. 485—510.

ПОЛИМОРФИЗМ

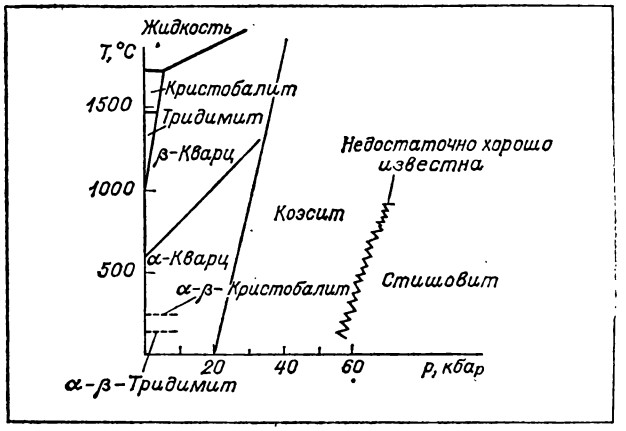
Полиморфизм — это способность некоторых веществ существовать в состояниях с различной кристаллической структурой. Многие хорошо известные вещества встречаются в земной коре в виде полиморфов, имеющих различные названия как минералы, например углерод как *графит* или *алмаз*, двуоксид титана как *рутил*, *анатаз* или *брукит*.

Существование конкретной полиморфной модификации вещества определяется температурой, давлением или составом среды во время кристаллизации. Когда кремнезем кристаллизуется из раствора в температурном интервале 573—870° С при нормальном давлении, кристаллическая фаза известна под названием высокого *кварца* (β-*кварц*); если — в пределах температур 870—1470 °С, то образуется *тридимит*, а при 1470—1720° С — *кристобалит*. Если кристаллизация идет при температуре меньше 573° С, то образуется низкий *кварц* (α-*кварц*). Если β-кварц охлаждается ниже 573° С, он переходит быстро в α-*кварц*; обратный процесс происходит, когда α-кварц нагревается выше 573 °С (см. рисунок).

Переход α—β в *кварце* называется энантиотропным, так как он обратим, если температура повышается или понижается через точку инверсии при постоянном давлении. Высокотемпературные формы обычно имеют более высокую симметрию, меньшую плотность и более низкое координационное число. *Тридимит* и *кристобалит* также дают температурный переход типа α—β.

Полиморфизм включает в себя разрыв существующих связей и, временами, изменение координационного числа. В *алмазе* С находится в тетраэдрической координации, а в *графите* имеет координационное число три.

Температура перехода низкий—высокий кварц возрастает с давлением. При давлении 35 кбар и температурах 500—800 °С SiO_2 кристаллизуется как *коэсит* моноклинный (но псевдогексагональный) с плотностью 3,01 г/см³. Коэсит был установлен в метеоритных кратерах, где он образовался, вероятно, при импакте, т. е. действии ударной волны при избыточном давлении 20 кбар. При более высоком давлении (около 100 кбар) SiO_2 образует тетрагональные кристаллы *стишовита* с плотностью 4,28 г/см³, в котором Si находится в окружении шести кислородов (структура *рутила*). Высокие давления благоприятствуют образованию компактных структур с высокой плотностью и большим координационным числом.



Области устойчивости различных полиморфных модификаций SiO_2 [3].

Переход α—β является быстрым, тогда как все другие типы переходов осуществляются замедленно.

Полиморфные модификации щелочных полевых шпатов

Модификация	Симметрия	γ	Заселенность тетраэдров		
			Тип	Al	Si
Санидин *	Моноклинная	90°	$8T_1$	2	6
			$8T_2$	2	6
Ортоклаз	Моноклинная	90	$8T_1$	2,4	5,6
			$8T_2$	1,6	6,4
Микроклин	Триклинная (промежуточный)	90° 50′	$4T_1$ (*O*)	2,6	1,4
			$4T_1$ (*m*)	1,0	3,0
			$4T_2$ (*O*)	0,12	3,88
			$4T_2$ (*m*)	0,04	3,96
Микроклин (аутигенный)	Триклинная (максимальный)	92 13	$4T_1$ (*O*)	3,68	0,32
			$4T_1$ (*m*)	0,08	3,92
			$4T_2$ (*O*)	0,24	3,76
			$4T_2$ (*m*)	0,00	4,00
Микроклин (изверженный)	Триклинная (максимальный)	92 13	$4T_1$ (*O*)	3,76	0,24
			$4T_1$ (*m*)	0,12	3,88
			$4T_2$ (*O*)	0,04	3,96
			$4T_2$ (*m*)	0,08	3,92
Альбит (высокий) «почти чистый» **	Триклинная	88 01	$4T_1$ (*O*)	1,20	2,80
			$4T_1$ (*m*)	0,84	3,16
			$4T_2$ (*O*)	0,92	3,08
			$4T_2$ (*m*)	1,04	2,96
Альбит (низкий) «почти чистый»	Триклинная	90 28	$4T_1$ (*O*)	3,76	0,24
			$4T_1$ (*m*)	0,00	4,00
			$4T_2$ (*O*)	0,16	3,84
			$4T_2$ (*m*)	0,08	3,92

* Нагретый при 1075 °С.
** Нагретый при 1050 °С.

Некоторые вещества могут иметь структуру, которая отвечает полю устойчивости другой формы. Менее устойчивая форма дает «монотропную» полиморфную модификацию. *Марказит* является хорошим примером. Переход *марказит → пирит* является монотропным, он может осуществляться в твердом состоянии только в сторону *пирита*. В случае монотропного полиморфизма неустойчивая модификация всегда имеет тенденцию к изменению в устойчивую форму, однако устойчивая модификация не переходит в неустойчивую, если только ее полностью не разрушить путем расплавления, испарения или растворения.

В некоторых веществах, имеющих значительные области твердых растворов, наблюдаются высокотемпературные формы, в которых элементы твердого раствора присутствуют в беспорядочном распределении, в то время как при более низких температурах эти элементы могут иметь упорядоченное расположение (см. *Порядок—беспорядок*). Упорядоченная фаза имеет тенденцию быть более компактной и менее симметричной. Неупорядоченные и упорядоченные структуры могут рассматриваться как полиморфные модификации. В некоторых системах неупорядоченная фаза распадается при охлаждении на сростки двух фаз.

Санидин, моноклинный щелочной полевой шпат (см. *Щелочные полевые шпаты*), кристаллизуется в вулканических породах примерно при 1000 °С. В этой фазе $(K, Na)\times$ $\times AlSi_3O_8$, Na и K распределены беспорядочно по отношению друг к другу по позициям K в структуре, а Al и Si распределены беспорядочно по тетраэдрическим позициям Si, причем 25 % Al распределены случайным образом в каждой из четырех позиций Si в четверной координации. *Ортоклаз*, моноклинный, $KAlSi_3O_8$ с ограниченной заменой K на Na показывает частичное упорядочение распределения Al, когда 32 % распределены случайным образом в одной позиции Si в четверной координации и 18 % — в другой. *Микроклин*, кристаллизующийся в плутонических, метаморфических или осадочных породах, является триклинным. Структурные исследования показывают, что распределение Al в этом минерале высоко упорядочено и он концентрируется в одной из четырех позиций Si четверной координации. «Промежуточный» триклинный *микроклин* обнаруживает около 60 % упорядоченности, а «максимально» триклинный *микроклин* имеет свыше 90 % Al в одной позиции четверной координации (см. таблицу). Максимальный *микроклин* содержит очень мало Na. Таким образом, *санидин*, *ортоклаз* и *микроклин* являются полиморфами $KAlSi_3O_8$ (см. *Полевые шпаты*).

Высоконатриевые *санидин* или *ортоклаз* в процессе перекристаллизации при более низких температурах распадаются на пертитовые или микропертитовые срастания *микроклина* и *альбита* (или высоконатриевого *плагиоклаза*). *Альбит* $NaAlSi_3O_8$ также проявляет полиморфизм, существуя как неупорядоченная форма при высокой температуре и упорядоченная форма при низкой.

Л. БЭРРИ

См. также: *Кварц; Коэсит и стишовит; Полевые шпаты; Порядок—беспорядок.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Azaroff L. V.* Introduction to solids. New York, McGraw-Hill, 1960.
2. *Dana E. S.* System of mineralogy. Vol. 3. New York, Wiley, 1962. 334 p.
3. *Fife W. S.* Geochemistry of solids. New York, McGraw-Hill, 1964. 199 p.
4. *McKinstry H. A.* Precision crystal structure analysis, Key to understanding phase transitions. — Miner. Ind. J., 1965, 34(7), p. 1—8.
5. *Smith J. V.* Feldspar minerals. Vol. 1. New York Springer-Verlag, 1974. 627 p.
6. *Verma A. R., Krishna P.* Polymorphism and polytypism in crystals. New York, Wiley, 1966. 341 p.

ПОЛЯРИЗАЦИЯ И ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЙ МИКРОСКОП

Электромагнитная теория предполагает, что свет может рассматриваться как состоящий из волн пульсирующей энергии, характеризуемых одновременными независимыми колебаниями интенсивностей электрического и магнитного полей. Видимые проявления световых волн связаны с колебаниями интенсивности электрического поля и с частотой таких колебаний. Удобно представить поведение электрического поля в пространстве и времени посредством векторов электрического поля, называемых также световыми векторами.

Простейшее представление световой волны объединяет распространение ее с обычной скоростью в данном направлении и вектор световых колебаний, который периодически возрастает от нуля до некоторого положительного максимума, затем уменьшается до нуля, уменьшается еще больше до некоторого отрицательного максимума и затем возрастает до нуля. Если световой вектор колеблется в одной плоскости, то свет называется плоско поляризованным или линейно поляризованным, а конец светового вектора описывает синусоидальную кривую по мере продвижения волны в направлении потока энергии. Другие систематические движения конца светового вектора определяют либо круговой поляризованный свет, либо эллиптически поляризованный свет.

Поляризационный микроскоп снабжен двумя линейными поляризаторами, сделанными из *кальцита* или из полароидной пленки. Поляризатор перехватывает неполяризованный свет от источника освещения прежде, чем он падает на объект на столике микроскопа, и превращает его в линейно поляризованный свет, колеблющийся в определенном направлении. Свет из поляризатора, падающий в общем случае на двупреломляющий объект на столике микроскопа, разлагается на два линейно поляризованных компонента, колеблющиеся в двух взаимно перпендикулярных плоскостях; между этими двумя компонентами образуется при отражении от объекта или при проходе через объект фазовое различие (разность хода).

Свет, проходящий или отраженный двупреломляющим объектом, далее проходит через анализатор, который нормализует взаимно перпендикулярные световые колебания после двупреломляющего объекта, превращает колебания в квазикогерентные и дает им возможность интерферировать в анализаторе, что обеспечивает видимый интерференционный эффект. Конкретный интерференционный эффект зависит от ориентировки объекта на столике микроскопа и вызванного этим фазового различия.

Когда поляризационный микроскоп используется как ортоскоп, с поляризатором и анализатором, наблюдается яркая картина объекта, вызванная интерференционным эффектом. Включение вспомогательной линзы Амичи—Бертрана в тубус поляризационного микроскопа превращает его в коноскоп, т. е. маломощный телескоп, и позволяет рассматривать интерференционные фигуры, которые образуются благодаря интерференции в анализаторе света, сфокусированного в задней (верхней) плоскости системы линз объектива.

Поляризационный микроскоп имеет важное значение в идентификации кристаллических или некристаллических веществ в единичных зернах или их агрегатах путем измерения или оценки их оптических свойств. При наблюдении и интерпретации интерференционных эффектов и их корреляции с морфологией кристаллов можно установить, подходит ли ориентировка двупреломляющего вещества

на столике микроскопа для измерения характерных для него оптических свойств.

Фундаментальные оптические свойства бесцветных прозрачных веществ установлены для одной или более стандартных длин волн света (цветов света). Сюда относятся главные показатели преломления и кристаллографические ориентировки направлений колебаний волн проходящего света, соответствующих этим показателям преломления. Дополнительной характеристикой в окрашенных веществах являются количество и степень абсорбции света с различной частотой колебаний как функции направлений колебаний. Абсорбция более или менее изменяет интерференционную картину, наблюдаемую в ортоскопе или коноскопе.

Типичный поляризационный микроскоп снабжен находящейся под столиком системой конденсорных линз, содержащих также вращающийся линейный поляризатор (нижний, или собственно поляризатор), ирисовую диафрагму для изменения интенсивности освещения и эффективной угловой аппертуры системы линз объектива и дополнительные удаляемые или вертикально включаемые линзы, обеспечивающие возможность варьирования численной аппертуры системы линз. Выше вращающегося столика микроскопа находится устройство для смены объективов различного увеличения. Перемещающийся вращающийся линейный поляризатор (верхний, или анализатор) принимает свет от линз объектива прежде, чем он доходит до окуляра. Для рассматривания интерференционных фигур может быть включена линза Амичи—Бертрана между окуляром и анализатором.

Для рассматривания объектов в отраженном свете к тубусу микроскопа пристраивается вертикальный осветитель с линейным поляризатором (так называемый опак-иллюминатор) (см. *Рудная микроскопия*).

Для производства оптических измерений необходимы многие оптические принадлежности. Наиболее распространенной из них является пластинка или клин из двупреломляющего вещества, которые дают возможность контролировать разность хода, вызванную прохождением света через объект на столике микроскопа; это так называемые компенсаторы. Принадлежности включают также предметный столик и универсальный столик, обеспечивающий поворот объекта в желаемую позицию.

Осветитель микроскопа снабжен источником белого света и (для специальных целей) светофильтрами или монохроматором. Точные измерения под микроскопом требуют использования света, близкого к монохроматическому, насколько это возможно.

Э. УОЛСТРОМ

См. также: *Анизотропия; Дисперсия оптическая; Изотропия; Кристаллография морфологическая; Минералы оптически одноосные и двуосные; Окраска минералов; Оптическая минералогия; Показатель преломления; Рудная микроскопия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cameron E.* Ore Microscopy. New York, Wiley, 1961. 293 p.
2. *Kerr P. F.* Optical Mineralogy, 4th ed. New York, McGraw-Hill, 1977. 492 p.
3. *Wahlstrom E. E.* Optical Crystallography, 4th ed. New York, Wiley, 1969. 469 p.
4. *Wood E. A.* Crystals and Light. Princeton, Van Norstrand, 1964. 160 p.

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ

Породы, которые формируют коры всех планет земной группы, исследованные на данный момент, сложены относительно небольшим числом минеральных видов из известных минералогам почти 3000 видов и разновидностей минералов. Наиболее распространенные породообразующие минералы представлены силикатами, но выделяются также оксиды, гидроксиды, сульфиды, сульфаты, карбонаты, фосфаты и галогениды. Ниже приведен перечень главных породообразующих минералов и групп минералов по классификации Дира и др. [1].

ОРТОСИЛИКАТЫ И КОЛЬЦЕВЫЕ СИЛИКАТЫ

Группа *оливина*
Группа *гумита*
Циркон
Титанит (*сфен*)
Гранаты
Кианит, андалузит, силлиманит, муллит
Топаз
Ставролит, хлоритоид
Датолит
Ларнит, мервинит, спёррит, эвдиалит, розенбушит
Группа *эпидота*
Лавсонит, пумпеллиит
Группа *мелилита*
Ранкинит, тиллеит, ловенит, катаплеит
Группа *турмалина*
Группа *аксинита*

ЦЕПОЧЕЧНЫЕ СИЛИКАТЫ

Пироксены
Пироксеноиды
Сапфирин
Амфиболы
Энигматит, астрофиллит

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Слюды
Стильпномелан
Пирофиллит, тальк
Группа *хлорита*
Группа *серпентина*
Глинистые минералы
Апофиллит, пренит

КАРКАСНЫЕ СИЛИКАТЫ И АЛЮМОСИЛИКАТЫ

Полевые шпаты (*щелочные полевые шпаты, плагиоклазы*)
Кварц, тридимит, кристобалит
Фельдшпатоиды
Берилл, кордиерит
Группа *содалита*
Канкринит, группа *скаполита*
Анальцим, цеолиты

НЕСИЛИКАТНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Оксиды: *периклаз, касситерит, корунд, гематит, ильменит, рутил, анатаз, брукит, перовскит*, группа *шпинели*

Гидроксиды: *брусит, гиббсит, диаспор, бёмит, гётит, лепидокрокит, лимонит*

Сульфиды: *пирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит*

Сульфаты: *барит, целестин, гипс, ангидрит*

Карбонаты: *кальцит, магнезит, родохрозит, сидерит, доломит, анкерит, гунтит, арагонит, стронцианит, витерит*

Фосфаты: группа *апатита, монацит*

Галогениды: *флюорит, галит*

Наличие сравнительно небольшого числа минералов, которые являются общими для всех планетарных кор, можно объяснить тремя главными причинами. Во-первых, не все химические элементы в коровых породах распространены в равных количествах. Эта неравномерность прежде всего обусловлена вариациями их космических

распространенностей, а также специфическими особенностями элементов, участвовавших в образовании планет. В коровых породах могут содержаться концентрации тех присутствующих в космосе элементов, которые не были вынесены из коры в процессе формирования ядра (например, халькофильные элементы). Накопление элементов может, кроме того, происходить при селективном выносе путем растворения в воде или летучести — выделения в атмосферу или в космос. В результате этих процессов более 98 вес. % континентальной земной коры представлены восемью элементами: кислородом, кремнием, алюминием, железом, магнием, кальцием, натрием и калием. Породы океанической, лунной коры и коры Марса по распространенностям элементов в деталях существенно отличаются от пород континентальной земной коры, но подчиняются общей закономерности: геохимически значимым является небольшое число элементов.

Второй важный фактор, лимитирующий количество породообразующих минералов, обусловлен природой химических связей, допускающей лишь ограниченное число комбинаций элементов в природных химических соединениях, т. е. в минералах. Электроположительные элементы, находящиеся в левой и центральной частях таблицы Периодической системы элементов, вступают в реакцию с электроотрицательными элементами правой части таблицы. Поскольку кислород в правой части таблицы является наиболее распространенным элементом, из этого следует, что большинство породообразующих минералов представлены соединениями, содержащими кислород. Исключением из этого правила являются сульфиды (соединения, содержащие серу) и галогениды (соединения, содержащие фтор или хлор), которые местами широко распространены в земных породах.

Третий фактор, ограничивающий разнообразие породообразующих минералов, заключается в том, что в условиях химического равновесия определенные вещества, встречающиеся совместно, не могут формировать самостоятельных соединений, а взаимодействуют между собой с образованием ряда промежуточных соединений с одним или более краевыми членами. Такие реакции ограничивают количество не только обычных породообразующих минералов, но, что важнее, и минеральных ассоциаций, которые существуют в условиях химического равновесия. Так, например, *кварц* и *корунд* относятся к породообразующим минералам, но совместно в равновесных ассоциациях не встречаются, поскольку взаимодействие между ними приводит к появлению минералов промежуточного химического состава — *андалузита, силлиманита, кианита* или *муллита* — в зависимости от давления и температуры равновесных ассоциаций.

Горная порода представляет собой скопление одного или более минералов, являющихся частью планетарной литосферы. Породы классифицируются по генетическому принципу. Они называются магматическими, если кристаллизовались из расплава в целом идентичного с породами химического состава, осадочными, если отложены на поверхности Земли в процессе выветривания, под действием воды, льда или при падении метеоритов, или метаморфическими, если они перекристаллизовывались в твердом состоянии с образованием новых минеральных ассоциаций при изменении давления, температуры и (или) химических условий.

Базальт — наиболее распространенная порода океанической коры и лунных «морей». Это эффузивная магматическая порода, преобладающие минералы которой относятся к группе *плагиоклазов*, меньшую долю занимают минералы групп *оливина* и *пироксена*, главным образом *ортопироксены*. Континентальная земная кора имеет преимущественно гранитный или гранодиоритовый состав, среди минералов преобладают *полевые шпаты*: *плагиоклазы* и *щелочные полевые шпаты*. Эти породы, кроме того, содержат *кварц* и некоторые мафические минералы (в составе их имеется магний и железо) группы *амфибола, клинопироксены* и *слюды* (слоистые силикаты). Породы лунных гор — анортозиты сложены в значительной степени *плагиоклазами*.

К земным осадочным породам относятся: песчаники, сложенные главным образом *кварцем*, в ряде случаев в них в подчиненном количестве присутствуют *щелочные полевые шпаты* (аркозовые песчаники); глинистые сланцы, сложенные преимущественно *глинами*; известняки и доломиты, сложенные *кальцитом* и *доломитом*; породы, образованные при испарении в соленосных бассейнах, где в осадок выпадают растворимые в воде галениды и сульфаты, обычно в сочетании с натрием, кальцием или магнием (см. *Минеральные соли*).

Осадочные породы Луны ограничены в своем проявлении импактными брекчиями (см. *Минералогия Луны*), состоящими из фрагментов анортозитов и базальтов, перемешанных со стеклом и метеоритным материалом (см. *Минералы метеоритов*). Осадки на Марсе, вероятно, включают импактные брекчии, железистые глины группы *смектита*, сульфаты (*кизерит*?), карбонаты (*кальцит*?) и оксиды (*гематит*?) [2].

Метаморфические породы Земли включают: аспидные сланцы, состоящие в основном из глин, местами в изобилии содержащих *пирит*; кристаллические сланцы, характеризующиеся присутствием минералов групп *слюды* и *хлорита* с меньшим количеством *щелочных полевых шпатов* и *кварца*, локально содержатся минералы группы *граната*, а также *ставролит, силлиманит* и *кианит*; амфиболиты, сложенные преимущественно минералами группы *амфибола* и *плагиоклазами*; мрамора, сложенные главным образом *кальцитом* или *доломитом* с меньшим количеством минералов групп *эпидота* и *хлорита*; гнейсы, сложенные в основном минералами группы *полевых шпатов* в ассоциации с *кварцем* и мафическими минералами групп *слюды* и *амфибола*.

Почва Земли сложена разнообразными смесями первичных минералов, возникших при механическом разрушении материнских пород без химического их изменения, и вторичных минералов, образованных в ходе химического воздействия атмосферы и гидросферы на первичные минералы (см. *Минералогия почв*). Самыми распространенными первичными минералами являются *кварц* и *полевые шпаты*, среди вторичных минералов преобладают *глинистые минералы, кальцит* и разнообразные гидроксиды железа и алюминия.

Среди минералов метеоритов наиболее часто встречаются *плагиоклазы*, минералы группы *оливина, гиперстен* и железо-никелевые минералы, *камасит* и *тэнит* (см. *Минералы метеоритов*).

Минералы, не вошедшие в приведенный перечень, в целом не являются важными с точки зрения распространенности компонентов коры, хотя некоторые из них являются ценными в хозяйственной деятельности человека.

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа*; *Минералогия Луны*; *Минералогия мантии*; *Минералогия почв*; *Минералы метеоритов*.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 1—5 (пер. с англ.). М., Мир, 1965—1966.

2. *Baird A. K. e. a.* Mineralogic and petrologic implications of Viking geochemical results from Mars: Interim report. — Science, 1976, 194, p. 1288—1293.

3. *Blatt H., Middleton G., Murray R.* Origin of sedimentary rocks. Englewood Cliffs, N. J., Prentice-Hall, 1972. 634 p.

4. *Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous petrology. New York, McGraw-Hill, 1974. 739 p.
5. *Frondel J.* Lunar mineralogy. New York, Wiley, 1975. 323 p.
6. *Mason B., Melson W. G.* Lunar rocks. New York, Wiley, 1970. 179 p.
7. *Ringwood A.* Composition and petrology of the earth's mantle. New York, McGraw-Hill, 1975. 618 p.
8. *Winkler H. G. F.* Petrogenesis of metamorphic rocks. 5th ed. New York, Springer-Verlag, 1979. 348 p.

ПОРЯДОК — БЕСПОРЯДОК

Явления порядка — беспорядка характерны для кристаллов, в которых две или более структурно и энергетически неэквивалентные позиции заняты двумя или более атомами, ионами либо другими частицами или остаются незанятыми — вакантными. У нижнего температурного уровня стабильности таких кристаллов каждый тип частиц стремится сконцентрироваться в наиболее выгодных позициях, и это называется упорядоченным состоянием. Однако с возрастанием температуры порядок постепенно нарушается, так как частицы распределяются по позициям более случайно, так что для каждого данного кристалла существует определенное состояние порядка для каждой конкретной температуры. В некоторых случаях явления порядка — беспорядка сопрягаются с фазовыми изменениями первого рода, которые включают также и изменение симметрии кристалла.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Дальний и ближний порядок. В наиболее упорядоченных структурах частицы статистически распределены по позициям, которые повторяются через определенное расстояние в кристаллической решетке. Это явление, хорошо изученное такими методами, как рентгеновская дифрактометрия, инфракрасная спектроскопия, метод Мёссбауэра и электронный спиновый резонанс, обозначается как дальний порядок. Однако известен и такой вид порядка, когда определенная частица B статистически скоординирована с частицей A в ближайшем или близком ее окружении, но безотносительно распределения частиц A в решетке. Этот порядок, называемый ближним, значительно более труден для его экспериментального изучения, чем дальний порядок.

Уравнения обменной реакции. Если упорядоченное состояние отвечает концентрации частиц A в позициях 1 и частиц B в позициях 2, процесс разупорядочения может быть представлен как обменная реакция

$$A\,(1) + B\,(2) \rightleftharpoons A\,(2) + B\,(1). \qquad (1)$$

Согласно кинетической теории, скорость сосредоточения частицы A в позиции 1 определяется разностью между двумя взаимодействующими массами:

$$\frac{dC_1^A}{dt} = K_{12}\varphi_{12}C_1^A C_2^B - K_{21}\varphi_{21}C_1^B C_2^A, \qquad (2)$$

где C — концентрации (в атомах или молях на сантиметр в минус третьей степени) вещества в разных позициях; K — константа удельной скорости обмена, она является функцией только температуры и объема (или давления); φ — коэффициенты активности веществ в макроскопической химической системе, они являются функцией температуры, объема (или давления) и общего состава кристалла.

Эффект изменения объема и давления обычно очень мал сравнительно с эффектом изменения температуры.

Простые металлические сплавы. Теоретически условия равновесия порядок — беспорядок в простых металлических сплавах были впервые рассмотрены В. Л. Брэггом и Е. Д. Вильямсом, а затем Г. Динесом были изучены явления, определяющие скорость процесса. Упорядочение в простом двойном сплаве (рис. 1) характеризуется прямым участием в нем всех атомов решетки, так что факторы φ уравнения (2) сильно варьируют в зависимости от степени порядка, а также от температуры. Кроме того, при определенной критической температуре разные позиции становятся эквивалентными, так что при любых более высоких температурах кристалл становится полностью разупорядоченным. Поэтому удобно

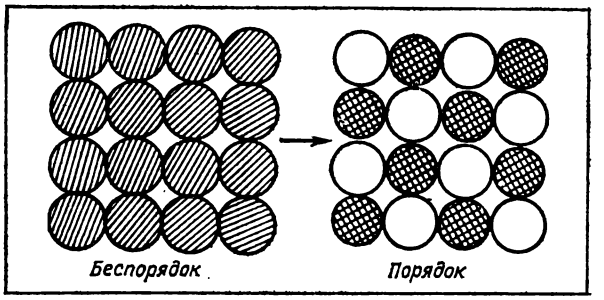


Рис. 1. Порядок—беспорядок в простом двойном металлическом сплаве.

В высокотемпературном неупорядоченном состоянии (слева) два вида атомов распределены беспорядочно по двум позициям, которые неразличимы. В низкотемпературной упорядоченной форме наблюдается почти полное разделение по двум неэквивалентным позициям.

преобразовать уравнение (2) и ограничивающие его условия равновесия в другую форму с использованием константы порядка O. Она равна единице при гипотетическом состоянии полного порядка и равна нулю при полном беспорядке.

Сложные кристаллы. Здесь картина существенно отличается от той, которая наблюдается в простых сплавах. В таких кристаллах обычно имеется более двух позиций и частиц и некоторые из них могут не принимать прямого участия в явлении порядок — беспорядок. Скорее они могут образовывать инертный каркас, который стабилизирует структуру и в котором позиции остаются неэквивалентными при самых высоких для структуры температурах ее устойчивости. Следовательно, резонно предположить, что если способные к обмену частицы близки по размеру, заряду и другим характеристикам, «энергия переселения» (соответствующая разнице в энергиях связи данной частицы в двух ее неэквивалентных позициях) будет относительно независима от степени порядка. Для таких кристаллов удобно преобразовать уравнение (2) в форму, использующую атомы или ионы в каждой позиции [Mueller, 1967 г.]. Таким образом, если число позиций 1 и 2 одинаково и если $C_{\text{общ}}$ есть их общая концентрация, тогда доля частиц A в позиции 1 может быть выражена как

$$X_1^A = 2C_1^A/C_{\text{общ}}.$$

Аналогично могут быть составлены выражения для других позиций и частиц. Уравнение (2) преобразовывается в следующее:

$$\frac{dX_1^A}{dt} = \frac{1}{2}C_{\text{общ}}\left[K_{12}\varphi_{12}X_1^A\left(1 - X_2^A\right) - K_{21}\varphi_{21}X_2^A\left(1 - X_1^A\right)\right], \qquad (3)$$

так как $X_1^A + X_1^B = 1$ и т. д.

Аналогично уравнение равновесия, получаемое при подстановке $dX_1^A/dt = 0$, будет

$$K_{21}^{\circ} = \frac{K_{21}}{K_{12}} \frac{X_1^A (1 - X_2^A) \varphi_{12}}{X_2^A (1 - X_1^A) \varphi_{21}}. \qquad (4)$$

Здесь K_{21}° — константа равновесия обменной реакции; при упорядочении она стремится к единице, если температура возрастает. Однако K_{21}° достигает единицы только в том случае, если две позиции становятся эквивалентными, как в простых сплавах.

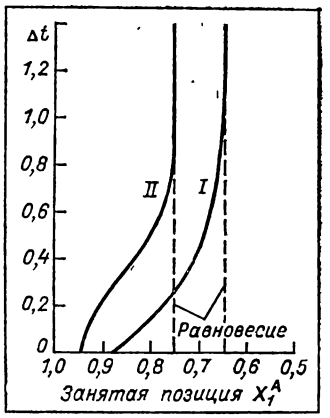


Рис. 2. Изотермы разупорядочения для идеальных (*I*) и неидеальных растворов (*II*).

Показывают зависимость от времени Δt доли атомов *A*, занявших позиции X_1^A; масштаб времени произвольный.

Наиболее интересный вид уравнения (3) и (4) приобретают после подстановки $\varphi_{21} = \varphi_{12} = 1$, что отвечает идеальной смесимости частиц в каждой структурной позиции и постоянству «энергии позиционного переселения» при постоянной температуре.

Уравнение (3) может быть проинтегрировано при постоянной температуре для кристалла известного состава. Так, если X^A есть известная доля *A* в обеих позициях 1 и 2, имеем

$$2X^A = X_1^A + X_2^A. \qquad (5)$$

Это соотношение можно использовать для исключения X_1^A или X_2^A из уравнения (3), чтобы его можно было интегрировать. Графически уравнение скорости с $\varphi_{21} = \varphi_{12} = 1$ показано в виде кривой *I* на рис. 2. Гипотетический случай, для которого фактор φ не равен единице, показан на том же рисунке как кривая *II*. Уравнения скорости и равновесия могут быть также выведены аналогично уравнениям (3) и (4) для кристаллов с более чем двумя структурными позициями и частицами, способными к обмену. Однако с растворами дело труднее и сложнее [Mueller, 1967 г.]. Более того, нельзя ожидать, что φ-фактор сложных кристаллов будет всегда маленькой величиной. Действительно, там, где в обмен между позициями вовлечены частицы с разными зарядами и размерами, отклонение от идеального раствора может быть так же велико, как для простых сплавов.

ПРИМЕРЫ ДАЛЬНЕГО ПОРЯДКА — БЕСПОРЯДКА

Пироксены и амфиболы. В этих сложных кристаллах ионы, способные к обмену, заключены между цепочками Si — O. В *ортопироксене* обмен происходит между ионами Mg^{2+} и Fe^{2+}, которые занимают позиции M_1 и M_2 (позиции металлов), как показано на рис. 3. Позиция M_1 занимает центр совершенно правильного октаэдра, образованного анионами кислорода O^{2-}, но октаэдр M_2 с этими же анионами более искажен. Как результат этого различного по степени искажения «энергии переселения» существенно различаются, обусловливая заметные концентрации Fe^{2+} в позиции M_2 [Ghose, 1965 г.]. Уравнения (3) и (4) здесь прямо применимы, если мы примем $A = Mg^{2+}$ и $B = Fe^{2+}$. Следовательно, если мы допустим, что $\varphi_{21} = \varphi_{12} = 1$ в уравнении (4), то для *ортопироксенов* из метаморфических пород получим $K_{21}^{\circ} \approx \approx 48$. Изотермическая кривая распределения, отвечающая этому значению, показана как кривая *I* на рис. 4. Для *ортопироксенов* из метаморфических пород, нагретых до 1000°C и быстро закаленных, найдено, что $K_{21}^{\circ} \approx 7$ [Ghose and Hafner, 1967 г.]. Графически это показано в виде кривой *II* на рис. 4. Интересно, что, как и можно было ожидать, точки, отвечающие медленно охлаждавшимся вулканическим *ортопироксенам*, попадают между этими двумя кривыми.

Явления порядка — беспорядка наблюдались также Гоузом [Ghose, 1961 г.] в *амфиболе* $(Fe, Mg)_7Si_8O_{22}(OH)$ (*куммингтонит*), в котором Mg^{2+} и Fe^{2+} распределены между четырьмя неэквивалентными амфиболовыми позициями M_1, M_2, M_3 и M_4. В этом случае Fe^{2+} опять концентрируется в сильно искаженном полиэдре M_4, в то время как Mg^{2+} концентрируется в слабо искаженных октаэдрических позициях M_1, M_2 и M_3. Другие *амфиболы* также обнаруживают сильную тенденцию к упорядочению в расселении различных ионов, таких как Al^{3+}, Fe^{3+}, Na^+ и Ca^{2+} в позициях *M*. Как впервые было отмечено Виттакером и подтверждено Пэпайком и Кларк, проявлена сильная тенденция к образованию ионных пар, так что Na^+ и Fe^{3+} стремятся занять соседние позиции. Такая особенность позволяет ожидать отклонения от единицы в значениях φ. Действительно, некоторое отклонение выявлено даже для Mg^{2+} и Fe^{2+} по современным очень точным данным для *ортопироксена* и *куммингтонита*. Широкие исследования термодинамики явлений порядок — беспорядок в *пироксенах* были проведены Саксеной [Saxena, 1973 г.].

Полевые шпаты. Являются прекрасным примером сложных минеральных фаз, обнаруживающих упорядочение в расселении атомов. Левис [Laves, 1960 г.] предложил модель равновесия для *полевого шпата* $KAlSi_3O_8$. Согласно этой модели в стабильном при низкой температуре триклинном микроклине Al^{3+} и Si^{4+} распределены полностью между четырьмя неэквивалентными тетраэдрическими позициями A_1, A_2, B_1 и B_2. При переходе в моноклинный *санидин* (рис. 5) различия позиций частично исчезают и сохраняются только две неэквивалентные позиции *A* и *B*. Считается, что разупорядочение идет непрерывно с возрастанием температуры и выше и ниже инверсии [Phillips and Ribbe, 1973 г.]. Аналогичная, но более сложная схема упорядочения в расселении атомов может быть выведена также для *плагиоклазов* [Taylor, 1965 г.]. В случае $NaAlSi_3O_8$ (*альбит*) соотношение порядок — беспорядок проявляется аналогично тому, как это отмечено для $KAlSi_3O_8$, но структура $CaAl_2Si_2O_8$ (*анортит*) более сильно упорядочена. В промежуточных членах этой изоморфной серии соотношение порядок — беспорядок является функцией меняющегося в них отношения Si/Al, но к этим явлениям еще добавляется порядок распределения Na^+ и Ca^{2+}. При низких температурах эти факторы сказываются в разделении серии на несколько непрерывных рядов и в разрывах смесимости с образованием мельчайших фаз.

Гранаты. В случае *гранатов* изучение явлений порядок—беспорядок сосредоточено на [illegible] синтетических разновидностях, имеющих научный или экономический интерес. Геллер [Geller, 1967 г.] и его сотрудники провели

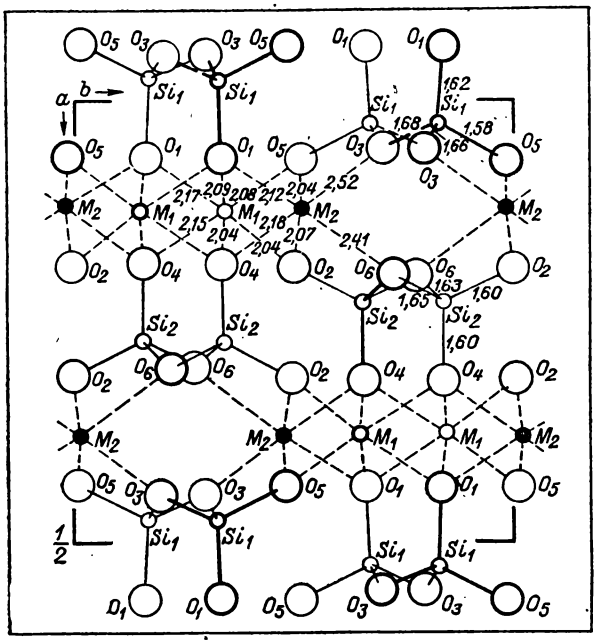


Рис. 3. Структура *ортопироксена* вдоль [001] [Ghose, 1965 г.].

Черные кружки показывают расселение Fe^{2+} в позициях M_2; белые кружки отвечают Mg^{2+} в позициях M_1. Цифры — межионные расстояния в ангстремах; O — кислород, Si — кремний.

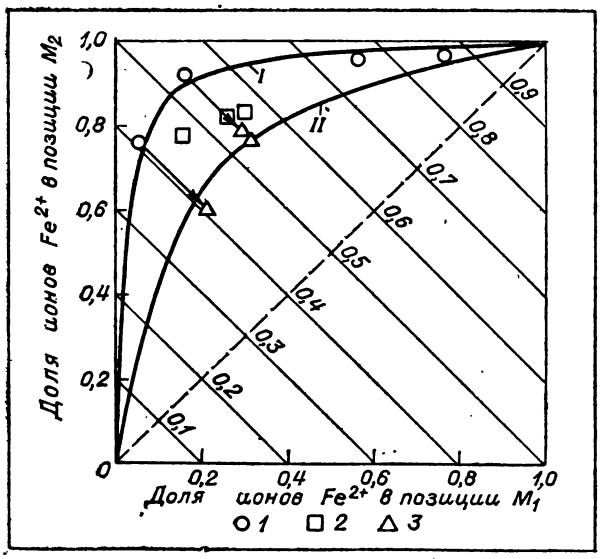


Рис. 4. Экспериментальные данные и изотерма идеального распределения для Fe^{2+} (и Mg^{2+}) между позициями M_1 и M_2 в *ортопироксене* (видоизменено по [Ghose and Hafner, 1967 г.]).

Штриховая линия показывает полностью случайное распределение, которое наблюдается в простых металлических сплавах, но очень редко в сложных кристаллах этого типа.
Ортопироксены: *1* — метаморфические, *2* — вулканические; *3* — нагретые метаморфические.

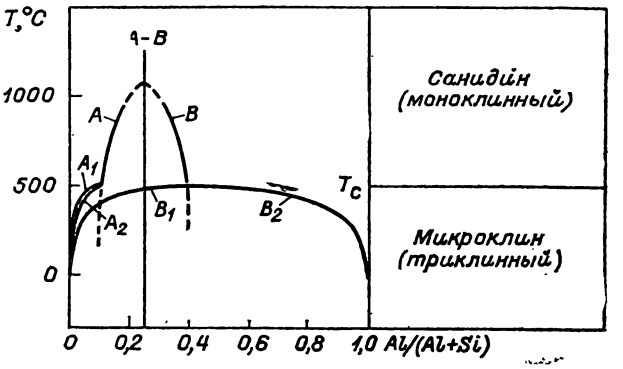


Рис. 5. Диаграмма распределения Al и Si в $KAlSi_3O_8$ в равновесных условиях.

Буквы с индексами означают неэквивалентные тетраэдры; T_c — температура перехода *микроклина* в *санидин* (изменено [Laves, 1960 г.]).

широкие исследования магнитных свойств разновидностей *гранатов* с иттрием, скандием и другими редкими элементами в качестве главных компонентов. В этих, как и в природных, гранатах имеются неэквивалентные позиции в тетраэдрической, октаэдрической и додекаэдрической координации. Общая структурная формула минерала может быть написана так: $A_3^{VIII}B_2^{VI}C_3^{VI}O_{12}$, где A, B и C — позиции катионов в координации, обозначенной римскими цифрами. Такие катионы, как Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Y^{3+} и Zn^{2+}, распределяются между октаэдрической и додекаэдрической позициями, в то время как Al^{3+}, Fe^{3+} и Ti^{4+} — между октаэдрической и тетраэдрической позициями. В некоторых случаях, как, например, для Co^{2+}, наблюдается распределение между всеми тремя позициями.

Ш п и н е л и. Они характеризуются двумя идеализированными или конечными структурами, обозначаемыми как нормальная и обращенная. Если A — двухвалентный катион, а B — трехвалентный, то формула для нормальной *шпинели* может быть написана как $A(B_2)O_4$ с A в тетраэдрической позиции и B — в октаэдрической, что выделено в скобках. Формула обращенной шпинели может быть представлена как $B(AB)O_4$. Во многих шпинелях нет ярко выраженного упорядоченного расселения частиц и катионы распределяются между двумя позициями так, что кристалл попадает между нормальным и обращенным типами. Вариант уравнения (4) для шпинелей был предложен Л. Нэлом и его соавторами и был провереи экспериментально А. Навротской и О. Клеппа. Эти авторы выявили, что стремление катиона занять октаэдрическую позицию возрастает в такой последовательности: Zn^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Ga^{3+}, Co^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Cu^{2+}, Al^{3+}, Ni^{2+}, Mn^{3+}, Cr^{3+}. Катионы Mg^{2+} и Fe^{2+}, в частности, обнаруживают лишь незначительное предпочтение октаэдрической позиции.

Исследования явлений порядок—беспорядок находятся еще в начальной стадии, но они открывают большие возможности и для экспериментального и для теоретического их изучения и перекидывают важный мост между минералогией, физикой твердого тела и химией.

Р. МЮЛЛЕР

См. также: *Амфиболы*; *Выращивание кристаллов*; *Гранаты*; *Дефекты кристаллов*; *Магнитные минералы*; *Ортопироксены*; *Пироксены*; *Плагиоклазы*; *Полевые шпаты*; *Шпинели группа*; *Щелочные полевые шпаты*.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ — см. МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ РЕШЕТКА — см. КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ РЕШЕТКА.

ПСЕВДОМОРФИЗМ

Псевдоморфизмом (pseudos — фальшивый, morphe — форма) называется кристаллизация минерала в чуждой ему кристаллографической форме.

Свободно растущие кристаллы минералов образуют кристаллические формы (совокупность связанных между собой элементами симметрии граней кристаллов), которые являются отражением внутреннего расположения атомов и на которые могут влиять условия роста кристаллов. Формы кристаллов часто бывают достаточно типичны и, следовательно, являются существенным признаком для определения минерала.

Псевдоморфизм наблюдается, когда новый минерал занимает место первоначального кристалла. Это предполагает, что равны объемы первичного и нового минерала, так как в псевдоморфозах сохраняются даже мельчайшие детали поверхности первоначальных кристаллов.

Псевдоморфизм бывает трех видов: 1) замещения, 2) выполнения и 3) изменения.

Замещение происходит при одновременном растворении и выносе первичного минерала и отложении на его месте нового образования (псевдоморфозы). Растворение и кристаллизация могут иметь или не иметь непосредственную химическую связь. Самородное *серебро*, ассоциирующее с самородной *медью* в месторождениях района Кьюиноу (шт. Мичиган), может быть отнесено к первому типу. В лабораторных условиях показано, что при взаимодействии содержащих серебро растворов с медью происходит растворение меди и кристаллизация в занимаемом ею объеме серебра. Природные растворы, содержащие серебро и взаимодействующие с кристаллами меди, будут растворять медь и выделять серебро. Иногда трудно определить, является ли какой-нибудь кристалл серебра псевдоморфозой по меди или нет, поскольку оба минерала (*серебро* и *медь*) кристаллизуются в гексаэдрическом классе кубической сингонии. Однако в отличие от *серебра* для *меди* обычны такие кристаллографические формы, как {140}, {120} и {350} (индексы по Миллеру см. *Кристаллография морфологическая*). Таким образом, если у каких-либо кристаллов *серебра* обнаруживаются эти формы, то разумно предположить, что они являются псевдоморфозами по меди. Не происходит химической реакции и в случае псевдоморфоз пирита FeS_2 по *флюориту* CaF_2 или *кальциту* $CaCO_3$, так как у первичного минерала и развивающихся по нему псевдоморфоз нет общих химических элементов. Замещение подразумевает только процессы растворения минералов и кристаллизацию на их месте новых образований.

Выполнение представляет собой точное занятие объема полости, образованной при удалении первоначального кристалла, так что вновь образованный минерал является псевдоморфозой. Могут быть использованы следующие критерии отличия псевдоморфоз выполнения от замещения: а) наличие незаполненной части объема полости и б) отличие материала, окружающего псевдоморфозу, от вещества первичного кристалла; это обеспечивает устойчивость к растворению вмещающего материала и сохранение кристаллографических очертаний образовавшейся полости. Понятно, что псевдоморфозы замещения распознаются не всегда.

Псевдоморфозы изменения (параморфозы *) бывают: а) без изменения состава; б) с привносом одного и более элементов; в) с выносом одного и более элементов и г) с выносом и привносом элементов. Изменение при постоянном составе может происходить только, когда химическое соединение имеет несколько полиморфных модификаций, т. е. если различные минералы обладают одинаковым химическим составом. Примером служит низкий *кварц* (разновидность двуокиси кремния, устойчивая при комнатных температуре и давлении, имеющая одну тройную и три двойные оси симметрии), встречающийся в виде гексагональной дипирамиды, характерной для высокого *кварца* (одна шестерная и шесть двойных осей симметрии), устойчивого при температуре выше 573 °С. В качестве псевдоморфоз одного минерала по другому могут наблюдаться *рутил*, *анатаз* и *брукит* (по составу все являются двуокисью титана). Минерал, часто идентифицируемый как *марказит* FeS_2, на самом деле представляет собой *пирит*, псевдоморфно заместивший *марказит*, так как последний на поверхности во влажной атмосфере быстро разрушается до беловатого порошка и теряет кристаллическую форму. *Пирит*, напротив, будучи устойчив при комнатной температуре, сохраняет медный цвет, металлический блеск и форму кристаллов. В общем случае изменения объема при параморфизме незначительны, за исключением псевдоморфоз *рутила* по *анатазу* или *брукиту*, когда изменение объема составляет около 40 %.

Химические изменения типов «б)», «в)», «г)» обычно характеризуются числом вовлеченных в реакцию молекул и ионов, а не объемами участвующих в реакции веществ. Маловероятно, чтобы при образовании псевдоморфоз объемы первоначального и псевдоморфного минерала оставались теми же самыми, особенно в случаях «б)» и «в)», когда есть привнос—вынос вещества. Например, при переходе от одной элементарной ячейки *куприта* $2Cu_2O$ к элементарной ячейке *меди* 4Cu наблюдается потеря объема примерно 40 %. Поэтому необходим привнос дополнительного количества меди, которое, возможно, возникает при идентичной реакции во вмещающей породе или привносится растворами извне.

В природе привнос элементов иногда наблюдается в виде окисления, карбонатизации или гидратации; все эти процессы могут быть псевдоморфными. Так, в результате окисления *магнетита* Fe_3O_4 образуется *гематит* Fe_2O_3, встречающийся в виде октаэдров (псевдоморфозы *гематита* по *магнетиту*). На знаменитом месторождении Чесси (Франция) *малахит* $Cu_2(OH)_2CO_3$ псевдоморфно развивается по октаэдрическим кристаллам куприта, а гипс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ часто образует псевдоморфозы по *ангидриту* $CaSO_4$. Эти процессы обычно приводят к увеличению объема в пересчете на молекулу или атом первоначального минерала. Однако псевдоморфное замещение *куприта медью*, устанавливаемое в зоне окисления медных месторождений, происходит с уменьшением объема и требует дополнительного привноса *меди* из других источников. Для многих реакций устанавливается одновременный привнос и вынос элементов. В качестве примера можно привести образование псевдоморфоз при окислении сульфидов — образование *гётита* FeO(OH) по *пириту*, при выветривании силикатов — образование *пирофиллита* $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$ по *ортоклазу* $KAlSi_3O_8$.

Псевдоморфизм распространен значительно шире, чем это предполагают, и почти каждый минерал может давать псевдоморфозы по каким-либо другим минералам. Вследствие совместного нахождения всех этих минералов

* Под параморфозами в СССР понимают более частный случай псевдоморфоз, когда происходит перестройка кристаллической структуры минерала без изменения его химического состава при сохранении внешней формы кристалла. — *Прим. ред. пер.*

можно думать, что развитие псевдоморфоз, по-видимому, не представляет собой простого химического изменения, при котором случайно сохраняется форма первичного минерала. Какие бы особые условия ни способствовали псевдоморфизму, этот процесс, очевидно, проходит только в природе, так как псевдоморфизм не отмечался в промышленных или лабораторных реакциях.

Г. СТОУНХАУЗ

См. также: *Выращивание кристаллов; Кристаллография морфологическая; Полиморфизм; Энгидро, энгидрит или водяной камень.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Dana E. S.* Textbook of Mineralogy, 4th ed. New York, Wiley, 1932. 851 p.

2. *Mason B., Berry L. G.* Elements of Mineralogy San Francisco, Freeman 1968. 550 p.

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., Наука, 1975. 340 с.

ПЬЕЗОЭЛЕКТРИЧЕСТВО

Пьезоэлектричество было открыто П. Ж. Кюри в 1880 г. В общем смысле пьезоэлектричество — это электрический заряд, возникающий при «сжатии твердого вещества», причем твердое вещество является особым кристаллом низкой симметрии. Например, если определенным образом вырезать блок из кристалла сегнетовой соли $KNaC_4H_4O_6 \cdot 4H_2O$ и две определенные противоположные плоскости соединить с неоновой лампочкой, то при резком сжатии блока перпендикулярно к этим плоскостям можно наблюдать ее вспышки. Такое сжатие проще всего осуществить ударом молотка. Напротив, если на плоскости кристаллического блока подать разность потенциалов, то размеры его слегка изменятся. Первый эксперимент иллюстрирует прямой пьезоэффект, второй — обратный.

ТРЕБОВАНИЯ К СИММЕТРИИ КРИСТАЛЛОВ ДЛЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ ПЬЕЗОЭФФЕКТА

Пьезоэффект является для кристаллов не правилом, а исключением. Приблизительно 2 % известных минералов обладают этим свойством, но широко используются только *кварц* и *турмалин*. Применяются также и некоторые синтетические материалы. Сегнетова соль, дигидрофосфат аммония, дигидрофосфат калия и этилендиаминтартрат ранее были главными искусственными пьезокристаллами, однако сейчас в большом масштабе изготавливается также синтетический *кварц*. Другие современные синтетические пьезоэлектрические кристаллы представлены $LiNbO_3$, $Bi_{12}GeO_{20}$, $Sr_xBa_{1-x}Nb_2O_6$, $LiGaO_2$, TeO_2, GaAs и InSb.

Кристалл не может быть пьезоэлектриком, если его структура имеет центр симметрии (см. *Симметрия*). Структура является центросимметричной, если все ряды атомов в ней выглядят одинаково с обоих концов. Последовательность *ABCABC...*, где *A*, *B* и *C* представляют собой три рода атомов, не относится к таковым. Однородное направленное давление по своей природе центросимметрично и может дать несимметричный результат, например электрическую поляризацию, только если само вещество, испытывающее давление, не имеет центра симметрии. Лишь кристаллы кубической сингонии не могут быть пьезоактивными, хотя в них иногда и отсутствует центр симметрии. Низкая симметрия кристаллов часто проявляется в расположении их граней: два конца призмы могут завершаться по-разному (гемиморфизм). Ребра призмы бывают двух видов, что проявляется в чередовании смежных граней. Если естественных граней нет, то по ямкам травления можно установить, что противоположные стороны пластины являются кристаллографически различными, поскольку углубления на двух сторонах будут иметь различную форму.

При изучении пьезоэлектрических кристаллов кроме центральной важны и другие виды симметрии. Существуют симметрия относительно оси, симметрия отражения в зеркальной плоскости и некоторые комбинации осевой симметрии с инверсией. В кристаллах группы атомов повторяются через правильные интервалы по всем направлениям, что ограничивает порядок осевой симметрии. Существуют только оси второго (двойные), третьего (тройные), четвертого и шестого порядков. Параллельно с симметрией структуры существует симметрия физических свойств. Если представить трехмерное изображение некоторого векторного свойства кристалла (такого, например, как скорость роста кристалла в стандартном растворе), то эта фигура будет симметричной.

Каждый реальный кристалл принадлежит к одному из 32 классов симметрии, к 20 из которых относятся кристаллы, обладающие пьезоэффектом.

КВАРЦ

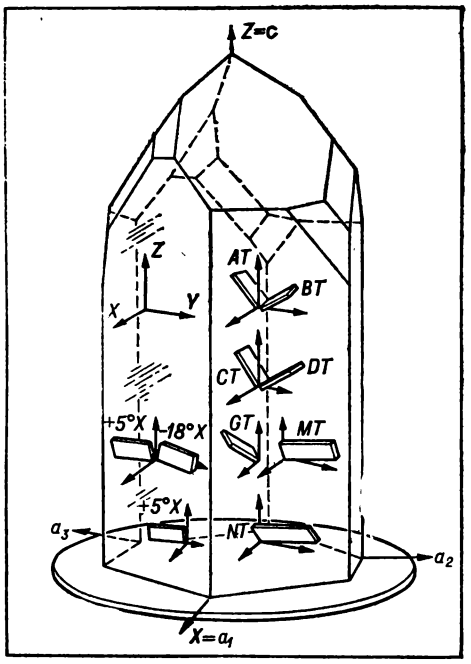
Кварц широко применяется в качестве стабилизатора частоты, поскольку из его кристаллов можно изготавливать ориентированные пластинки с температурным коэффициентом частоты, равным нулю (т. е. для которых частота колебаний не зависит от температуры). Пьезоэффект дает возможность использовать кристаллическую пластинку в качестве элемента электрической цепи, и наоборот, кристалл в замкнутом контуре может рассматриваться в качестве «эквивалентной схемы». В такой цепи сопротивление равно потерям за счет рассеивания. Если эти потери малы, тогда собственная амплитудно-частотная характеристика кристалла является очень узкой и он может поддерживать частоту с большой точностью, что нередко и используется, например, для контроля часов с высокой точностью хода. Тщательно изготовленные пластинки по сечению *AT* (см. рисунок) устойчивы как стабилизаторы частоты приблизительно до одной миллиардной секунды в месяц. Сейчас даже наручные часы имеют высокую точность хода, так как кварцевый кристалл занял в них место балансира.

Известно, что в течение второй мировой войны каждый танк в армии США имел около 50 кристаллических кварцевых пластинок в качестве стабилизаторов частоты. Они включались через заранее обусловленные интервалы времени, чтобы препятствовать вражескому радиоперехвату.

Кварц для работы в качестве пьезоэлектрика должен быть несдвойникован (см. *Двойникование*). Поскольку природный *кварц* часто сдвойникован, то пластинки из него должны быть вырезаны так, чтобы не было пересечений границ двойников, в противном случае обе части кристалла будут нейтрализовать друг друга. Два наиболее обычных вида двойникования в *кварце* — это срастание кристаллов с поворотом под углом 180° и срастания правого с левым индивидов *. При срастании правого и левого кристаллов *кварца* один из них является как бы зеркальным отражением другого. Это хорошо видно при наблюдении образца в поляризованном свете. В случае двойникования с поворотом на 180° оба срастающихся индивида структурно одинаковы **, но положительные полюса двойных осей одного кристалла совпадают с отри-

* Имеется в виду двойникование по бразильскому и дофинейскому законам соответственно. — *Прим. ред. пер.*

** Срастаются два правых или два левых кристалла. — *Прим. ред. пер.*



Идеализированный кристалл *кварца* (правосторонний).
Показаны некоторые ориентированные сечения, используемые в колебательных контурах, фильтрах и т. д.

цательными полюсами осей другого индивида. Любой вид двойникования *кварца* может быть обнаружен путем травления в плавиковой кислоте. В настоящее время *кварц* в больших масштабах выращивается искусственно. Быстро выращивается низкотемпературный кварц, и изготовление из него кварцевых фильтров обходится дешевле, чем из природного кварца. Это обусловлено тем, что искусственный материал очень однороден, несдвойникован, имеет удобные размеры, а также при его получении можно контролировать соответствующую ориентировку пластин, что несвойственно природному кварцу. Высокотемпературный кварц выращивается значительно медленнее; в настоящее время дешевле использовать природный кварц в тех случаях, когда требуются специфические свойства его высокотемпературной модификации (см. *Выращивание кристаллов; Синтетические минералы*).

ТУРМАЛИН

Минералы группы *турмалина* имеют тройную ось и параллельные ей три плоскости симметрии.

Турмалин не имеет направлений, в которых частота колебаний при пьезоэффекте не зависит от температуры, однако для него характерна одна особенность, которая делает его ценным, — возникновение электрического заряда при равностороннем давлении, чего в *кварце* не наблюдается. В связи с этим *турмалин* используется в микрофонах, частично для эталонирования. *Турмалин* гораздо дороже *кварца*, а синтезировать его невыгодно, поэтому применение *турмалина* оправданно только для весьма специальных целей. Почти полностью заменяет его синтетический ниобат лития $LiNbO_3$, который принадлежит к тому же классу симметрии, что и *турмалин*, и является сильным пьезоэлектриком.

Турмалин — это минерал, в котором впервые были установлены пироэлектрические свойства. Два конца кристалла турмалина становятся противоположно заряженными, если их температуры различны. Заряженные концы притягивают частицы пыли, наподобие того как магнит притягивает железную стружку. Это свойство не проявляется в кристаллах, имеющих центр симметрии или имеющих более одной оси симметрии. Не может быть пироэлектриком *кварц*, имеющий три двойные оси, перпендикулярные к оси третьего порядка. Пироэлектриком является также ниобат лития.

СЕГНЕТОВА СОЛЬ

Кристаллы сегнетовой соли интенсивно используются в звукозаписывающей аппаратуре и в громкоговорителях высоких регистров (так называемых tweeters — высокочастотных динамиках). Материал чувствителен к температуре и хорошо растворим в воде. Он плавится при температуре около 80 °С. Кристаллы сегнетовой соли имеют ромбическую сингонию при температуре выше 20 °С, становятся слабомоноклинными ниже 20 °С, но опять переходят в ромбическую сингонию при температуре ниже —18 °С. Кристаллы очень чувствительны к влаге и перегреву, однако они весьма широко используются в приборах. Блок, вырезанный из кристалла под 45° к оси *X* (соответствующей кристаллографической оси *Y*), позволяет демонстрировать пьезоэлектрический эффект: вспыхивание неоновой лампочки, когда по поверхности блока нанесен удар.

ДИГИДРОФОСФАТ АММОНИЯ

Он кристаллизуется в тетрагональной сингонии; интенсивно использовался во время второй мировой войны для обнаружения подводных лодок. Раньше подобные приборы были разработаны во Франции (1918 г.) Ланжевеном, который использовал кристаллы *кварца*, однако слабое развитие электроники в то время препятствовало их значительному применению. Простого сжатия вдоль удлинения достаточно для получения электрической поляризации, если удлинение кристаллической пластинки ориентировано под углом 45° к осям *X* и *Y*.

Кристаллические блоки дигидрофосфата аммония погружают в касторовое масло и помещают в камеру в обшивке судна. Вытеканию масла и попаданию морской воды препятствует диафрагма. Внезапный электрический импульс, посланный в кристалл, вызывает резкое увеличение его длины вследствие обратного пьезоэлектрического эффекта. Генерированные таким образом звуковые волны проходят через касторовое масло и диафрагму в море и распространяются в виде достаточно узкого луча. При столкновении с некоторым объектом, таким как подводная лодка, часть волны отражается назад, ударяет по кристаллу и вызывает электрический импульс. Этот импульс улавливается электронным прибором, а интервал времени между выходом сильного импульса и возвращением слабого отраженного сигнала пересчитывается в расстояние до отражающего объекта.

Хотя дигидрофосфат аммония и растворим в воде, но он легко может быть защищен от влаги и не очень чувствителен к температуре в противоположность сегнетовой соли. Однако сейчас в сонарах такого рода вместо него применяют пьезоэлектрическую керамику.

ДИГИДРОФОСФАТ КАЛИЯ

Он очень похож на дигидрофосфат аммония, но несколько дороже в производстве. Однако у него есть преимущество перед последним в одном побочном свойстве. Его показатель преломления может быть заметно изменен электрическим полем. Данное свойство позволяет использовать дигидрофосфат калия в качестве светового затвора.

ЭТИЛЕНДИАМИНТАРТРАТ

Представляет собой моноклинный кристалл; имеет 8 пьезоэлектрических и 13 констант упругости. Существует ряд направлений в кристалле этилендиаминтартрата, для которых температурный коэффициент расширения является отрицательным. Имеются также сечения, в которых температурный коэффициент частоты равен нулю в соответствующем температурном интервале. Это свойство было с успехом использовано для изготовления фильтров в каналах телефонной связи. В этом случае необходимы значительные объемы вещества для сети низкочастотных фильтров, выделяющих каждый переговор из большого числа, идущих по одному кабелю. При конструировании сетей фильтров меньшие потери на рассеивание обеспечивают более узкую полосу пропускания, которая не может быть получена при использовании в сетях только индукционных катушек и емкостей. Более низкие потери на рассеивание в *кварце* допускают выдержанную узость полосы пропускания частот, в действительности даже более узкую, чем это необходимо. Однако это легко компенсируется введением в электрическую цепь добавочного сопротивления. Потери на рассеивание в *кварце* меньше, чем у этилендиаминтартрата. Однако последний вполне пригоден для работы в фильтрах, хотя, вероятно, из него нельзя было бы изготовить такой точный генератор колебаний, который мог бы требоваться для первичного стандарта времени. Представляет трудность использование кристаллов природного *кварца* больших размеров, поэтому в низкочастотные фильтры идет синтетический кварц, а этилендиаминтартрат для этой цели теперь не применяется.

ТИТАНАТ БАРИЯ

$BaTiO_3$ кристаллизуется в тетрагональной сингонии, но становится кубическим при температуре выше 120 °С. Большие несдвойникованные кристаллы никогда не встречаются, однако их удалось изготовить в виде керамики с высокой температурой плавления. В процессе постепенного охлаждения керамики приложенное электрическое поле ориентирует ось *C* вещества в том из трех имеющихся направлений куба, которое наиболее параллельно полю. В результате получают пьезоэлектрическую керамику значительной мощности. Этот материал предпочитают дигидрофосфату аммония в устройствах по обнаружению подводных лодок. Большая работа была проделана по улучшению состава керамики путем введения малых количеств ионов других металлов. К таким веществам относится керамика, состоящая из цирконата свинца (47—52 %) и титаната свинца. Такая керамика обеспечивает существенно большую энергию, чем керамический титанат бария того же размера.

Пьезокерамика часто используется вместо оригинальных магнитострикционных материалов в некоторых режущих технических инструментах. Сложные поверхности вырезаются из твердых хрупких материалов при помощи резца с абразивом. Колеблющийся со сверхзвуковой частотой резец вводит абразив в материал, производя тем самым его разрушение и обработку. Даже корунд легко разрезается этим способом, а интенсивный звук слишком высок по частоте, чтобы быть слышимым, что можно отнести к числу преимуществ этого метода.

Для получения очень высоких частот требуются пьезоизделия очень малых размеров. Используется методика осаждения из пара некоторых пьезоматериалов. Это дает в результате слои пьезоэлектрика более тонкие, чем можно получить путем вытачивания пластинок. С целью получения частот, превышающих 10^9 Гц, применяются окись цинка, селенид кадмия, сульфид кадмия и нитрид алюминия. Путем возбуждения гармоник получают частоты, приближающиеся к 10^{10} Гц.

Существует много других технических применений пьезоэффекта. Кристаллы-усилители, главным образом *кварц*, используются для посылки групп звуковых волн сквозь различные материалы с целью измерения скорости звука в этих материалах и отсюда — констант их упругости. Для этого могут быть использованы совсем маленькие образцы, что и делалось при измерении упругих констант *алмаза*. Аналогичный метод используется для жидкостей, с трудом пропускающих высокочастотные колебания. Для их изучения применяются пьезоэлектрические кристаллы и сильные источники света (лазеры). Пьезоэлектрический эффект обеспечивает в данном случае необходимое соотношение нелинейности поляризации электрического поля. Кристалл *кварца* нередко используется как усилитель в линиях задержки. В этом случае из кристалла в какое-либо тело посылается сигнал в виде акустической волны. На прохождение волны через тело до столкновения с другим кристаллом (или снова с тем же самым кристаллом) затрачивается определенное время. Преобразованный далее в электрическую энергию сигнал может быть усилен, а указанная временная задержка позволяет осуществить какое-либо другое действие. Отставание во времени может быть использовано для накапливания информации, поступающей периодически обратно в линию задержки. В этих устройствах широко применяется керамика, состоящая из одинаковых количеств ниобата натрия и ниобата калия. Еще более значительная временная задержка может быть получена с помощью поверхностных волн в висмутгерманиевой окиси. Волны проходят в этом веществе медленно вследствие того, что оно имеет очень большую плотность ($\rho = 9{,}2$ г/см^3) и низкую упругость.

В 1940 г. в США производство пьезокристаллов возросло в денежном выражении с 1,5 млн. до 150 млн. долларов. В течение второй мировой войны изготавливалось свыше 30 млн. кристаллических пластинок в год примерно из 1000 т кварца. Большое количество пьезокварца, доставленного из Бразилии, позднее было законсервировано для возможного использования в случае крайней необходимости.

Производство кристаллов дигидрофосфата аммония приняло массовый характер. Для этого использовались большие помещения с температурным контролем и сотнями установленных кристаллизаторов, в которых рост индивидов вызывался медленным понижением температуры на несколько десятых градуса в день. Так как фактически большинство кристаллических веществ менее растворимо в холодной воде, чем в теплой, то падение температуры способствует росту кристаллов.

У. БОНД

См. также: *Выращивание кристаллов; Двойникование; Кварц; Синтетические минералы; Турмалина группа; Фигуры травления.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Cady W.* Piezoelectricity. New York, Dover, 1946. 822 p.
2. *Mason W. P.* Piezoelectric Crystals and Their Application to Ultrasonics. N. J., Van Norstrand, 1950. 508 p.
3. *Nye J.* Physical Properties of Crystals. Oxford, Clarendon, 1957. 322 p.
4. *Tiersten H. F.* Linear Piezoelectric Plate Vibrations. New York, Plenum, 1969. 212 p.
5. *Voight W.* Lehrbuch der Kristal Physik. Tuebner, 1910.

Р

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Твердое вещество под действием напряжения деформируется. Металлы — ковкие вещества и проявляют пластические деформации до разрыва сплошности. Большинство минералов хрупкие и характеризуются упругой деформацией до определенной границы — предела упругости, выше которого материал испытывает разрывные нарушения.

Если образующаяся в минерале трещина ориентирована в определенной кристаллографической плоскости, то раскалывание происходит по спайности, в противном же случае имеет место разрыв или излом. Минералы, в которых развиты кристаллографически ориентированные ослабленные зоны, формирующиеся за счет двойникования или распада твердых растворов и занимающие в конкретных образцах определенные позиции, могут раскалываться по спайности.

Спайность предопределяется особенностями кристаллической структуры минерала. Так, минералы со структурой *галита* (*галит* NaCl, *периклаз* MgO, *галенит* PbS) имеют спайность по кубу {100} (т. е. по трем взаимно перпендикулярным направлениям спайности). У минералов со структурой *кальцита* (*кальцит* $CaCO_3$, *магнезит* $MgCO_3$, *родохрозит* $MnCO_3$, *сидерит* $FeCO_3$, *натриевая селитра* $NaNO_3$), т. е. с искаженной структурой *галита*, спайность — по ромбоэдру $\{10\bar{1}0\}$ (по трем пересекающимся под одинаковыми углами направлениям спайности).

При характеристике спайности важна ее ориентировка. Серия параллельных плоскостей спайности рассматривается как одно направление, или плоскость спайности. Минералы могут иметь от одного до шести направлений спайности. Ориентировка этих направлений указывает на то, что перпендикулярно к плоскостям спайности химическая связь между ионами кристаллической решетки наиболее слабая по сравнению с другими кристаллографическими направлениями.

Слоистые силикаты могут расщепляться на тонкие чешуйки, поскольку более сильные Si—Al-связи локализованы в слоях, которые связаны друг с другом менее прочными химическими связями. Эти чешуйки, или пластинки *слюд* используются в качестве пластин плоского конденсатора. Гладкая поверхность *талька* и возможность получения мелких частиц (тальковой пудры) определяются свойством его чешуек скользить вдоль плоскостей спайности. К минералам со слоистой структурой и одним направлением спайности относятся также *графит* C и *молибденит* MoS_2, которые используются как сухой смазочный материал. У *топаза* $Al_2SiO_4F_2$ спайность по (001) определяется тем, что кремнекислородные тетраэдры упакованы в слои, а трещины спайности проходят через сравнительно слабые Al—O- и Al—F-связи.

Минералы групп *амфибола*, *пироксена* и *полевых шпатов* раскалываются вдоль взаимно пересекающихся плоскостей спайности. *Амфиболы* и *пироксены* относятся к цепочечным силикатам * — соответственно с удвоенными $(Si_4O_{11})_n$ и одиночными цепочками $(Si_2O_6)_n$, ориентированными вдоль оси *c*. Проявляется призматическая спайность по плоскостям {110}, расположенным вдоль цепочек кремнекислородных тетраэдров и не пересекающим их. Углы между плоскостями спайности {110} в *пироксенах* составляют 93 и 87°, а в *амфиболах* вследствие удвоенной ширины цепочки — 124 и 56°. Прочность *жадеита* (см. *Жад*) определяется тем, что трещины в нем располагаются по плоскостям спайности в мелких, беспорядочно ориентированных зернах.

Хотя *полевые шпаты* являются каркасными алюмосиликатами, в них проявлена призматическая спайность под прямыми или почти под прямыми углами вследствие более слабых химических связей на единицу площади в плоскостях {001} и {010}.

Флюорит CaF_2 характеризуется спайностью по октаэдру (четыре пересекающихся направления), обусловленной развитием трещин спайности вдоль ослабленных связей Ca—F, располагающихся перпендикулярно к плоскости {111}. *Алмаз* тоже имеет спайность по октаэдру. В *сфалерите* ZnS химические связи слабее перпендикулярно к плоскости {110} по сравнению со всеми другими направлениями, что приводит к появлению спайности по ромбододекаэдру.

Хрупкие минералы, в которых отсутствуют ориентированные ослабленные плоскости или имеются менее прочные связи, разрываются или ломаются. Характер таких разрывных нарушений определяется дефектами (см. *Дефекты в кристаллах*) и другими изъянами и микротрещинами в структуре кристалла. Распределение и ориентировка этих нарушений различна, но для отдельных минеральных видов характерны определенные закономерности (например, раковистый излом у *кварца*).

К. ФРЕЙ

См. также: *Абразивные материалы; Дефекты в кристаллах; Пластические деформации в минералах; Свойства минералов; Шкала твердости Мооса.*

Григорьев Д. П., Жабин А. Г. Онтогения минералов. М., Наука, 1975. 340 с.

РЕФРАКТОМЕТР — см. ГЕММОЛОГИЯ.

РОССЫПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Термии «россыпь» (placer) в Америке первоначально использовался по отношению к золотоносным гравийным речным отложениям. Само слово происходит от исп. plaza — место, площадка или песчаная банка. В немецкой литературе минеральные залежи этого типа называются россыпями, тогда как в Великобритании, Австралии и других англоязычных странах они известны под общим наименованием аллювиальных месторождений. В 1895 г. Пошепный предложил называть минеральные скопления в россыпях «гистероморфными месторождениями», исходя из того, что эти минералы являются «гистерогенными», т. е. имеют вторичное или более позднее происхождение. Широкое использование термина «россыпное месторождение» при все возрастающем интересе к ним требует более четкого его определения. Под россыпью понимается встречающееся в природе остаточное или переотложенное скопление перспективных с точки зрения промышленной добычи обломочных минералов или драгоценных камней,

* Амфиболы принято относить к ленточным силикатам. — *Прим. ред. пер.*

связанных с песками и гравием, часто в ассоциации с глинами, алевролитами, валунами и растительными остатками. К промышленному россыпному месторождению относятся залежи, содержащие ценные минеральные концентраты, добыча которых в достаточном количестве экономически целесообразна. Выделяются россыпные месторождения черных песков, в которых преобладают темноцветные минералы (см. *Минералы и самородные металлы черных песков*).

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ РОССЫПЕЙ

Практически во всех странах мира разрабатываются те или иные россыпные месторождения, где добывают драгоценные камни или один либо более минералов содержащих такие элементы, как платина, золото, сплав золота со ртутью (амальгама), ртуть, олово, уран, торий, хром, железо, ниобий (колумбий), тантал, титан, вольфрам, цирконий. Добыча этих минералов и драгоценных камней составляет значительную долю в общем объеме мировой горнодобывающей промышленности, особенно если при этом учитывать попутно добываемые строительные материалы — песок, гравий и другие неметаллические компоненты.

Помимо песка и гравия в россыпных месторождениях многих стран мира имеются разные запасы золота, часть из которых добывается. Месторождения олова известны в Малайзии, Индонезии, Таиланде, Бирме, КНР, Нигерии, Заире и США (Аляска). Платина и связанные с ней элементы добываются в СССР, Колумбии, Эфиопии и США (Аляска, Орегон). Промышленные *алмазы* добываются в Намибии, ЮАР, Сьерра-Леоне, Гане, Заире, Анголе, Австралии и США. Цирконий и *гранат* имеют глобальное распространение. Средние и небольшие по размерам россыпные месторождения ниобия (колумбия) и тантала встречаются в Гвиане, Нигерии и США (Айдахо). Титан и торий добываются в Австралии и на северо-западе США. Вольфрамовые россыпные месторождения известны в КНР. Небольшие количества урана сосредоточены во многих россыпных месторождениях мира. В большом числе стран открыты промышленные россыпные месторождения с такими драгоценными и полудрагоценными камнями, как рубин, сапфир, *турмалин*, агат, *жад*, *циркон*, *алмаз*, *гранат* и изумруд.

Список новых россыпных месторождений продолжает пополняться. Так, в 1963 г. в лондонском журнале Mining Journal Review опубликованы данные по нескольким новым месторождениям. Сравнительно недавно открыты новые месторождения олова в Квинсленде (Австралия). Вблизи побережья о. Кюсю (Япония) обнаружены россыпные месторождения железа с запасами свыше 36 млн. т; в них в среднем содержится 55,6 % железа и 11,64 % TiO_2. Вблизи морского побережья ЮАР и Намибии производится крупнейшая в мире добыча *алмазов* из обширнейших гравийных алмазоносных шельфовых месторождений. Богатое россыпное месторождение *алмазов* расположено в бассейне р. Карони (Венесуэла); другое месторождение *алмазов* известно в штате Мату-Гросу (Бразилия).

ВОЗРАСТ РОССЫПНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Большинство промышленных россыпей имеют сравнительно молодой возраст, поскольку они сформировались на современной поверхности Земли, т. е. в течение последних 70 млн. лет (от третичного периода). Однако есть веские основания полагать, что тяжелые минералы в этих россыпных месторождениях первоначально были распределены в земной коре равномерно. Вероятно, исходные природные скопления обломочных минералов возникли в процессе выветривания, эрозии и переноса в докембрийское время (более 3,0 млрд. лет назад). Кроме того, некоторые из древнейших россыпных месторождений, по-видимому, подверглись физико-химическим преобразованиям в ходе тектонических и метаморфических процессов, приведших к изменению содержащихся в них минералов. Некоторые из этих минералов, вероятно, вошли в качестве акцессорных в состав магматических и метаморфических пород, другие же могли быть вторично изменены или мобилизованы и отложены в жилах и рудных телах.

Возникновение промышленных руд в форме жил, залежей и россыпных месторождений связано с многократно повторявшимися процессами концентрации минералов, их распределения и повторного скопления под действием процессов разрушения, сноса и накопления, а также метасоматического преобразования. Такая трактовка позволяет объяснить тот факт, что и коренные, и россыпные месторождения сосредоточены вблизи поясов с постоянным мобильным режимом коры. Это позволяет понять, почему наши промышленные залежи так часто приурочены к областям длительного проявления сложных геологических процессов, ведущих к их накоплению. Эта информация в свою очередь может быть с успехом использована при разведке месторождений. Однако следует еще раз подчеркнуть, что современные промышленные россыпи — это преимущественно те, которые сформировались в ходе самого последнего продолжительного эрозионного цикла в земной коре. И далее, единственная причина накопления в ряде областей промышленных концентраций *золота* заключается в том, что они формировались в процессе длительного выветривания и эрозии широко пространственно разобщенных золотоносных кварцевых жил. Промышленная добыча *золота*, рассеянного в таких кварцевых жилах, обычно невозможна традиционными способами разработки рудных залежей в коренных породах.

Поскольку накопление минеральных компонентов в россыпях происходит под действием современных геоморфологических факторов, непосредственным источником содержащихся в них минералов или драгоценных камней должны служить либо коренные породы, либо переработанные древние россыпи. Некоторые богатые россыпи драгоценных камней, вероятно, возникли при размыве древних трубок взрыва, жильных месторождений, жеод и т. д., заключенных в окружающих коренных породах. В других месторождениях обнаруживается широкий набор минералов, возникших при размыве даек и за счет концентрации мелких зерен акцессорных минералов, рассеянных, казалось бы, в обычных коренных породах.

Одни обломочные минералы переносятся на небольшие расстояния от источника сноса, и образованные в результате россыпи называются фиксированными, остаточными россыпями или переходными россыпями. Другие же минералы транспортируются на большие расстояния от источника сноса, образуя россыпи типа «ловушек». В среднем в песчано-гравийных наносах находится менее 5 % тяжелых минеральных фракций (по отношению к общей массе отложений).

ФАКТОРЫ, БЛАГОПРИЯТСТВУЮЩИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МИНЕРАЛОВ

На самых ранних стадиях накопления минералов очень важную роль играют их физико-химические свойства. К ним относятся такие, как твердость, структура, химический состав и плотность. Все они способствуют относительной легкости отделения минерала от материнской породы. Почти столь же важными являются размер, форма и округлость зерен минерала. Как правило, нетвердые, хрупкие или трещиноватые плотные минералы и крупные их фрагменты скапливаются ближе к источникам сноса, чем более устойчивые к разрушению мелкие минеральные частицы. В россыпях распространены относительно плотные минералы. Последние должны быть до-

статочно твердыми, чтобы выдержать истирание при переносе. Хрупкие минералы разрушаются быстрее, чем прочные (см. *Жад*). Важна и устойчивость к действию водных растворов, содержащих естественные химические реагенты, в частности слабые кислоты.

Концентрация минералов в россыпях определяется непосредственно климатическими условиями и характером рельефа; она также тесно связана с изменением энергетической системы транспортирующей среды и физико-географическими условиями. Формированию россыпей благоприятствует умеренный климат, где происходит чередование сухих, влажных и ледниковых климатических фаз, в сочетании со слабо изрезанным и низким рельефом, мобильностью коры и магматической активностью. Главный фактор, благоприятствующий формированию россыпей, — интенсивное выветривание и разрушение коренных пород. Гляциологический фактор не относится к числу прямых «концентрирующих» агентов, но при таянии льда происходит образование большого числа крупных обломков пород, из которых при последующей их транспортировке могут выделяться и концентрироваться тяжелые минералы.

Литологические и структурные особенности коренных пород важны с точки зрения их устойчивости по отношению к разрушению и последующему удалению обломков в процессе эрозии. На следующем этапе в процессе эрозии и переноса происходит отделение обломочных минералов от других фрагментов породы.

Накопление обломочных минералов начинается непосредственно после выделения их из коренных пород в процессе эрозии. Начальное перемещение материала, содержащего минералы будущих россыпей, в значительной мере определяется такими факторами, как разделение их по плотности и рельефу местности. Разделение и сортировка минералов происходят в основном в водной среде. Проточные воды в этом отношении более эффективны по сравнению с другими. Отдельные минеральные фрагменты перемещаются сверху вниз под действием силы тяжести и накапливаются на месте разрушения либо постепенно смещаются по латерали вниз по склону, концентрируясь в какой-либо осадочной ловушке. В целом россыпи можно рассматривать как кратковременные отложения в масштабе геологической шкалы времени. Даже если они сохраняются в законсервированном или захороненном состоянии несколько тысяч лет, они могут начать размываться и в конце концов даже уничтожаются при более поздних перестройках дренажной системы. Известны случаи, когда весенние половодья разубоживали или, наоборот, пополняли минеральные россыпи. Вероятно, можно сделать вывод о том, что некоторые глубоко погребенные древние россыпи вовлекались в тектонические процессы и подвергались метаморфизму и метасоматозу.

Наиболее благоприятные условия для формирования россыпей, вероятно, создавались там, где довольно резкие перестройки в окружающей обстановке сменялись более умеренными изменениями, в ходе которых эрозионные процессы протекали в относительно «нормальном» энергетическом режиме. Эти внезапные перестройки могли быть вызваны геоморфологическими «катастрофами», т. е. довольно резким воздыманием или погружением какого-то сегмента коры, а также эвстатическими или изостатическими колебаниями уровня Мирового океана. Эти события могли предшествовать формированию современных россыпей. Резкие изменения относительной устойчивости пород к эрозии тоже могли привести к возрастанию скорости денудации и тем самым способствовать накоплению обломочных минералов.

Региональные и локальные перестройки дренажной системы, скорее всего, оказывают наиболее действенное влияние на формирование россыпных месторождений: например, при изменениях, ведущих к образованию центростремительного рисунка речной сети на участке вокруг слабо дренируемых предгорных равнин, конусов выноса и дельтовых отложений, террас и береговой линии, а также пляжей и баров. Кроме того, благоприятные условия для накопления тяжелых минеральных фракций могут создаваться в присутствии флювиогляциальных и моренных отложений, песчаных дюн и остаточных скоплений гравия, наступающих и отступающих береговых линий, речных перехватов и «бородообразных» притоков, протяженных узких бассейнов, размещающихся выше узких клинообразных долин и заболоченных низин.

Образование концентраций тяжелых минералов часто связано с уменьшением скорости или прекращением течения поверхностных водных потоков или движения ветров. Уклон реки может, например, резко меняться на возвышенных и равнинных участках поверхности, а течение речного потока может приостанавливаться при наличии естественных преград. Образование меандр уменьшает общий уклон реки вследствие удлинения профиля долины; в меандрирующих реках обычно происходит отложение тяжелых минеральных фракций в заводях-ловушках (на внутренней стороне речной излучины). Препятствия на пути речного потока — валуны, разбитые трещинами блоки, твердые породы и дайки, отмели, резкие повороты русла, растения — тоже могут служить местами накопления тяжелых минералов. Изменения в дренажной системе, связанные с русловыми паводками, высыханием и захватом водных потоков, могут способствовать отложению осадков, что обусловлено вариациями скорости стока и течения. Избыточная нагрузка потока обломочным материалом или уменьшение стока в общем случае ведут к образованию наносов.

В конечном итоге, когда обломочные минералы начинают накапливаться в ловушках, дальнейшая концентрация происходит при разделении их по плотности: более плотные частицы осаждаются вниз. Отложение ускоряется, когда накопленные обломки «взмучиваются» под действием порывов ветра или прибойных волн. Вынос легких и мелких частиц способствует тому, что увеличивается концентрация более тяжелых минералов, образующих остаточные скопления. Формированию таких россыпей остаточного типа способствует действие ветра, волн и течений.

В результате эти процессы могут привести к образованию в каждом россыпном месторождении обогащенных зон с повышенной концентрацией минералов (или «шнурковых залежей»). Обычно такие зоны локализуются непосредственно выше коренных пород или лежат выше ложного дна, образованного плотным илом, глиной, сцементированным конгломератом, вулканическим пеплом или лавовым потоком. В пределах данной россыпи как по вертикали, так и по горизонтали может присутствовать более одного продуктивного горизонта, что определяется геологической историей конкретного региона. Отсюда можно заключить, что сама природа россыпных месторождений предопределяет рассредоточенный характер распространения отдельных ценных минералов.

ПРОМЫШЛЕННАЯ ДОБЫЧА

Ценные минералы, заключенные в россыпных месторождениях, добываются различными способами в зависимости от принципа их извлечения и дальнейшей сортировки, начало которой положено в естественных условиях. В настоящее время удается выделить 65—75 % обломочных минералов, содержащихся в россыпях. Искусственное обогащение минеральных концентратов можно продолжить путем их дальнейшего разделения с помощью механического оборудования на отдельные типы минералов в соответствии с физическими и химическими свойствами отдельных минеральных зерен.

К. СЕВЕДЖ

См. также: *Кухаренко А. А.* Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 318 с. *Трушкова Н. Н., Кухаренко А. А.* Атлас минералов россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961. 436 с.

РУДНАЯ МИКРОСКОПИЯ (МИНЕРАГРАФИЯ)

Рудная микроскопия (минераграфия) — это изучение полированной поверхности руд или рудных минералов с помощью поляризационного отражательного микроскопа (т. е. в отраженном свете) и интерпретация наблюдаемых минеральных ассоциаций и микроструктур.

Первое упоминание о технике изучения полированных руд связано с именем Берцелиуса из Швеции, который в 1806 г. исследовал серию пирротинсодержащих руд с помощью микроскопа в отраженном свете. Х. Сорби из Шеффилда в 1820-е годы и У. Кэмпбелл из Геологической службы США в начале 1900-х годов разрабатывали методику, которая в дальнейшем нашла широкое применение как в теоретической минералогии, так и для решения ряда проблем, имеющих практическую ценность.

Исследования Фогта, Циссаржа, Берека, Кайдекомба и Орселя, Камерона и Грина и Халлимонда внесли важный вклад в кристаллооптику. Часть этих исследований была посвящена поискам методов определения минералов в полированных обломках (аншлифах); другая — была сосредоточена исключительно на теории оптики.

Наиболее полная описательная минералогия руд в отраженном свете принадлежит Рамдору [Ramdohr, 1960 г.]. Методика определений рассматривалась Шнейдерхёном [Schneiderhöhn, 1952 г.], Шортом [Short, 1940 г.], Ютенбогаардтом [Uytenbohaardt, 1951 г.] и в важной работе Бови и Тэйлора [Bowie and Taylor, 1958 г.]. Подробные сведения содержатся в Атласе Пикока по дифракции рентгеновских лучей для рудных минералов [Berry and Thompson, 1962 г.]. Не существует никакого обобщающего руководства, посвященного прикладной рудной микроскопии, особенно касающегося очистки руд; однако работы Фейрбенкса [Fairbanks, 1928 г.], Годена [Gaudin, 1939 г.], Эдвардса [Edwards, 1954 г.] и Камерона [Cameron, 1961 г.] содержат разделы, посвященные использованию рудной микроскопии. Обзор данных по практическому применению рудной микроскопии дан Лоуренсом [Laurence, 1965 г.].

Рудная микроскопия применяется главным образом для оценки последовательности осаждения рудных минералов, установления периодов деформации руд, степени окисления, относительной температуры формирования руд и для определения формы и размеров слагающих руду минералов.

ОСНОВНОЕ ОСНАЩЕНИЕ

Основное оснащение для минераграфической работы включает поляризационный рудный микроскоп, сильный источник света с трансформатором для изменения интенсивности освещения и закрепленные полированные кусочки руды (аншлифы).

Схема отражательного микроскопа и его детали, прохождение света от источника к наблюдателю показаны на рис. 1. Существует много типов рудных микроскопов — от простого настольного микроскопа, к которому может быть приспособлена камера, до усовершенствованного проекционного микроскопа с вмонтированной фотографической установкой для работы с контрастными фазами.

Кусочки руды могут быть выколоты или выпилены алмазной пилой из больших кусков. Затем кусочки с одной гладкой поверхностью закрепляются в бакелите или пластике так, чтобы гладкая поверхность находилась сверху. Брикет вручную пришлифовывается на стеклянную пластинку тонким порошком карборунда с водой. Существуют разнообразные механические приспособления для получения окончательной полировки.

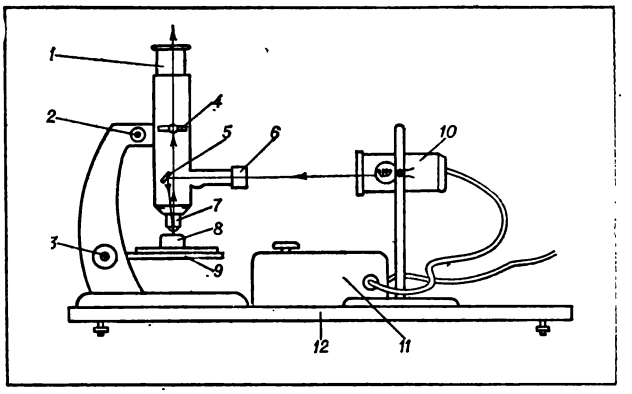


Рис. 1. Схема рудного микроскопа и хода света от источника к образцу и затем к наблюдателю.

1 — окуляр; *2* — винт для тонкой фокусировки; *3* — винт для грубой фокусировки; *4* — анализатор; *5* — рефлектор; *6* — поляризатор входящего света; *7* — объектив; *8* — полированный образец; *9* — вращающийся столик; *10* — источник света; *11* — трансформатор; *12* — подставка.

МЕТОДЫ ДИАГНОСТИКИ МИНЕРАЛОВ

На ранних этапах диагностика минералов в полировках (аншлифах) в значительной степени зависела от опыта наблюдателя, от его знания соответствующих минералов — метод, как ни странно, и до сих пор еще эффективный.

Первые попытки систематического определения рудных минералов были предприняты Мердохом [Murdoch, 1916 г.] и Дэви и Фарнхемом [Davy and Farnham, 1920 г.], которые использовали метод травления, применяя стандартные реагенты (HNO_3, HCl, KOH, $FeCl_3$, KCN и $SnCl_2$) и наблюдая под микроскопом побежалость и другие эффекты. Этот метод в дальнейшем был развит Шортом [Short, 1940 г.], в определительских таблицах которого использовались твердость, явления поляризации, а также микрохимические реакции. Методы травления Шорта использовались широко и нередко с успехом, однако многие исследователи находили их ненадежными. Значительная трудность заключается в том, что свежая полированная поверхность смачивается с трудом и реакция между каплей реагента и минералом тормозится.

Дальнейшее быстрое развитие рудной микроскопии привело к разработке целого комплекса методов диагностики минералов. К ним относятся определения микротвердости, измерение отражательной способности, изучение поляризационных свойств, дифракционных характеристик минерала и т. д. Несмотря на помощь этих методик, ничто не может заменить детального знания рудных минералов и их парагенезисов. Для определения минерального состава руд важны валовые пробы. Например, руда, содержащая медь, свинец и висмут, предположительно содержит халькопирит, галенит и самородный висмут, но может также содержать редкие минералы, такие как *галенобисмутит* $PbBi_2S_4$, *виттихенит* Cu_3BiS_3 или *айкинит* $PbCuBiS_3$. Знание парагенезиса должно быть достаточно глубоким, чтобы можно было исключить, например, такие минералы, как *науманнит*, *клокманнит*, *клаусталит* и *умангит*. Эти редкие минералы — все селениды. Они часто встречаются вместе, и определение под микроскопом одного из них может говорить о присутствии других. Парагенетические группы рудных минералов приводятся во многих учебниках.

ПРИКЛАДНОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Детальное рассмотрение теоретических основ было сделано Халлимондом [Hallimond, 1953 г.]. Определение оптических свойств минераграфической техникой является важным (хотя и редко используемым) применением минераграфии.

Практически более ценно то, что изучение микроструктуры руд позволяет получить данные о последовательности рудообразования и дальнейшей истории руд. Другие применения включают региональную корреляцию рудных образований, надежную оценку вновь открытых руд и помощь при решении проблем, связанных с обогащением руд и эксплуатацией рудника.

Микроструктуры руды. Много ценной информации можно собрать при изучении микроструктурных соотношений различных компонентов руды. Рудные текстуры и микроструктуры разнообразны. Рассмотрим следующие типы.

Одновременное отложение. Минералы, слагающие многие руды, дают свидетельства того, что они одновременно выпали из раствора. На практике же обычно ищут признаки, которые могли бы указывать на какую-то последовательность в образовании минералов. Эта процедура настолько субъективна, что уже было сделано много ошибочных оценок. В современной практике, если не наблюдаются какие-то необычные текстуры, можно предполагать одновременное осаждение рудных минералов.

Такие структуры, как перемежаемость пластинок и мирмекитовые прорастания, являются доказательством того, что компоненты кристаллизовались вместе (рис. 2, *а* и *б*).

Несмотря на выявленную стадийность отложения во многих месторождениях сульфидов цветных металлов (*сфалерит—халькопирит—галенит—тетраэдрит*), имеется много примеров, где эти металлы выпали одновременно. Главный структурный признак состоит в том, что один или многие из них встречаются в виде более или менее округлых зерен внутри других (рис. 2, *в*).

Структуры замещения. В противоположность структурам, указывающим на одновременное отложение, имеются такие, которые позволяют говорить об определенной последовательности рудоотложения. Наиболее показательными из них являются жилки одного минерала, пересекающие другие минералы таким образом, что ранние структуры такими жилками срезаются. Различаются два главных типа жил: жилы замещения (рис. 3, *а*) и трещины выполнения (рис. 3, *б*). В обоих примерах зерна отчетливо прорезаются поздней жилкой. Жилы замещения характеризуются нечеткими контурами, в то время как трещины выполнения имеют параллельные резкие края.

Структуры распада. Многие рудные минералы обладают способностью входить в виде твердого раствора в другие рудные минералы при тех высоких температурах, при которых часто начинается рудоотложение. Это происходит в случае, если «растворимое» и «растворитель» обладают близостью атомных структур, валентностей и параметров элементарных ячеек кристаллической решетки. После охлаждения растворимое вещество диффундирует в идеальном случае вдоль плоскостей кристаллической структуры растворителя, где оно отлагается как продукт распада. Очень много примеров «пар распада» известно для сульфидов и окислов. Некоторые типичные структуры распада показаны на рис. 4.

Реакции в твердом состоянии. Некоторые рудные минералы, например определенные медно-свинцовые сульфиды, сульфиды меди—свинца—сурьмы и особенно минералы ряда *станнина*, формируются при реакциях в твердом состоянии. Это вызывает атомную диффузию между смежными зернами двух рудных минералов и тем самым образование «реакционных кайм» или реакционных границ. Установлено много продуктов таких реакций;

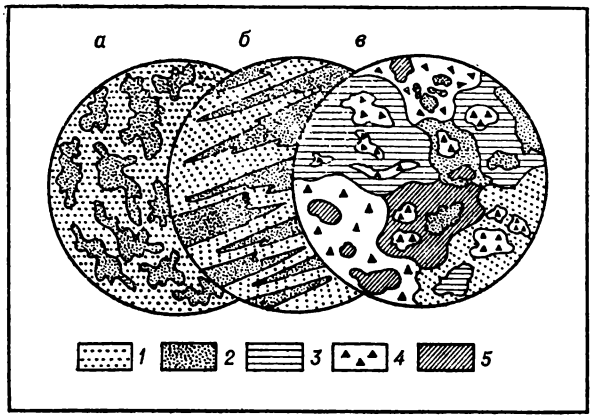


Рис. 2. Мирмекитовые прорастания *халькопирита* (*1*) и *борнита* (*2*) (*а*), пластинчатые прорастания *халькопирита* (*1*) и *борнита* (*2*) (*б*) и прорастания *халькопирита* (*1*), *сфалерита* (*3*), *галенита* (*4*) и *тетраэдрита* (*5*) (*в*).

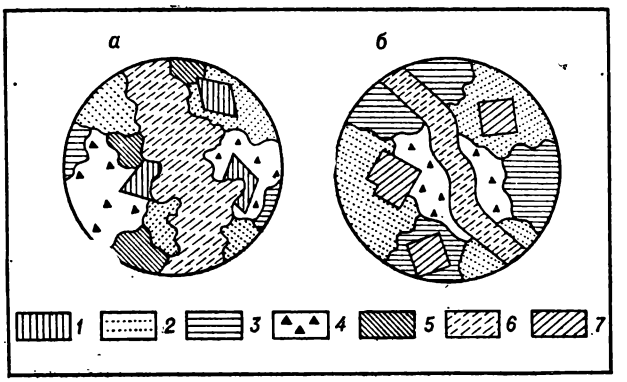


Рис. 3. Рассечение *арсенопирита* (*1*), *халькопирита* (*2*), *сфалерита* (*3*), *галенита* (*4*) и *тетраэдрита* (*5*) жилкой замещения *халькозина* (*6*) (*а*) и пересечение *пирита* (*7*), *халькопирита* (*2*), *сфалерита* (*3*) и *галенита* (*4*) жилкой разрыва, заполненной *халькозином* (*6*) (*б*).

на рис. 5 показаны две наиболее типичные из них, а именно:

касситерит + *халькопирит* → *станнин*;
галенит + *тетраэдрит* → *бурнонит*.

Пострудная деформация. Структуры, образованные при пострудных деформациях в самом рудном теле или на близлежащем участке, могут возникнуть в результате тектонических нарушений в земной коре, таких как сбросы вдоль жильных полостей, или могут быть результатом движений при региональном метаморфизме. Первый тип нарушений обычно вызывает раскалывание хрупких минералов, например *пирита* или *магнетита*, и, если, кроме того, циркулируют рудные флюиды, фрагменты ранее образованных минералов могут быть сцементированы минералами, образованными позднее. Так, брекчированный *пирит* часто «залечен» более поздним *халькопиритом*, *магнетит* — *гематитом*, а *арсенопирит* — *тетраэдритом* или *пираргиритом* (рис. 6, *а*).

Структуры, возникшие при метаморфизме рудного тела, оценивать труднее, поскольку по метаморфизму руды данных мало. Однако во многих рудных телах содержится *галенит* — минерал, который обнаруживает

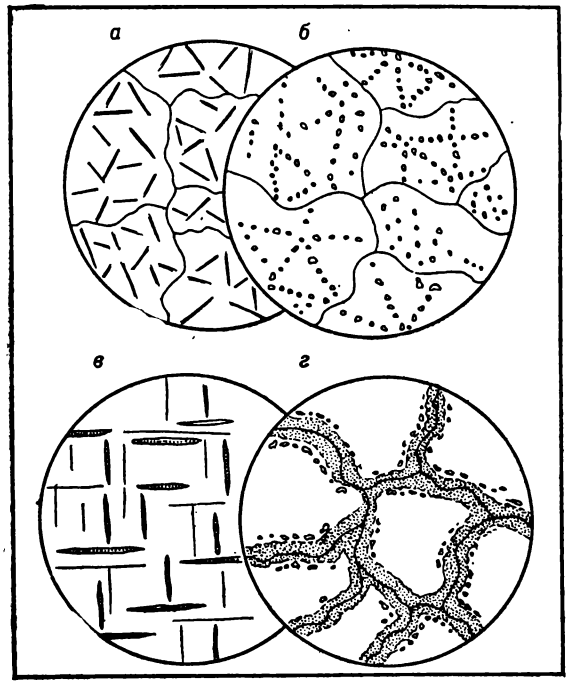


Рис. 4. *Магнетит* с выпавшими из твердого раствора пластинками *ильменита*, ориентированными по плоскостям {111} *магнетита* (*а*), *сфалерит* с выпавшим *халькопиритом* в виде «шариков» — эмульсионная структура (*б*), *галенит* с выпавшими из раствора стержнями *галенобисмутита*, располагающимися по плоскостям {100} *галенита*, (*в*) *и пирротин* (мелкие точки), выпавший из твердого раствора в *сфалерите* (белое) и мигрировавший к границам зерен *сфалерита* — «венцовая структура» (*г*).

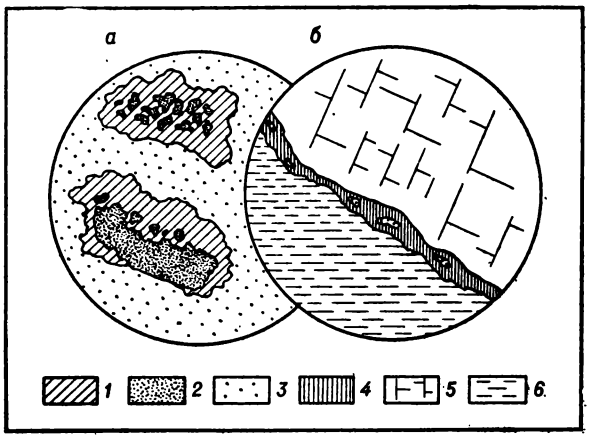


Рис. 5. «Реакционный *станнин*» (*1*), образованный при реакции в твердом состоянии между *касситеритом* (*2*) и *халькопиритом* (*3*), (*а*) и реакционная кайма *бурнонита* (*4*), образованная при реакции в твердом состоянии между *галенитом* (*5*) *и тетраэдритом* (*6*). В этой реакции при избытке меди образуется небольшое количество *халькопирита* (*3*) (*б*).

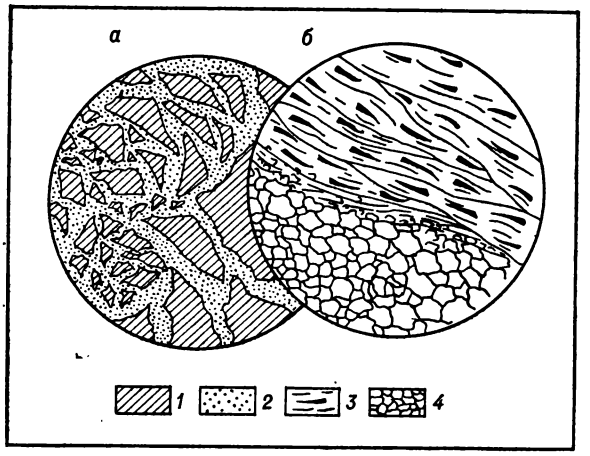


Рис. 6. Брекчированный *пирит* (*1*), «пронизанный» поздним *халькопиритом* (*2*), (*а*) и «пластическое течение» *галенита* с изогнутыми трещинками спайности (*3*), в конечном итоге перекристаллизовавшегося в зернистый агрегат (*4*) (*б*).

влияние метаморфизма, даже если в ассоциирующих с ним минералах этого не наблюдается. На раннем этапе первые признаки того, что *галенит* подвергался деформациям, могут быть обнаружены как под микроскопом, так и в образце (в последнем случае даже лучше); *галенит* приобретает гнейсовидную текстуру, возникшую в результате пластичного течения. При дальнейшем развитии метаморфизма *галенит* перекристаллизовывается, теряя свою кубическую форму и приобретая тонкозернистое полигональное строение (рис. 6, *б*). Это выявляется под микроскопом, но сахаровидное сложение обычно можно увидеть и макроскопически.

Региональная корреляция рудных месторождений. Рудные тела, принадлежащие к определенной металлогенической эпохе в пределах данного региона, часто имеют такие минерагенические характеристики, которые отличают их от других рудных тел региона или от месторождений другого металлогенического периода в смежном регионе. Этими характеристиками могут быть определенные редкие минералы в качестве акцессорных, специфические текстуры или и то и другое вместе, что позволяет отличать тип руд достаточно четко под микроскопом. В этом процессе можно идентифицировать, скоррелировать рудные тела и установить их родство.

Минераграфическое изучение вновь открытых руд. Развитие знаний в области металлургии позволило показать, что немало рудных тел большого масштаба и сравнительно хорошего качества руды остаются нетронутыми просто по причине сложной минералогии. Минеральный состав и структурные особенности руды предельно важны в технологии ее очистки, а также для проектирования обогатительных фабрик.

Современная прогнозная оценка крупных тел вкрапленных руд обычно связана с необходимостью планомерного бурения по определенной сетке. Минераграфическое изучение такого керна равносильно получению ценных данных по последовательности процессов.

Дополнительно к определению минерального состава и структурных особенностей изучение аншлифов при разработке руд дает информацию об их вторичном обогащении, позволяет проводить корреляцию керновых проб и определять глубину начинающегося окисления, поскольку она влияет на флотацию.

Минераграфия в обогащении руды. Наибольшее практическое значение минераграфии заключается в подготовке данных для рудообрабатывающих предприятий. На действующих рудниках конкретное использование зависит от ряда других проблем. Одна из них — это «анализ распределения размеров и формы». Важной особенностью многих больших рудных тел является то, что распределение минеральных типов руд меняется по простиранию и на глубину, вкрест рудного тела или другим образом. Эти изменения могут быть систематическими в данном направлении или случайными. Кроме того, они могут касаться важных в экономическом отношении минеральных компонентов или вредных для металлургии минералов. Химические пробы, конечно, обеспечивают получение информации по этому вопросу, но не проливают свет на то, как различные компоненты взаимопрорастают или какие минералы определяют изменения в составе руды.

Также и текстура руды в еще большей степени, чем состав, может меняться по вертикали, по площади или в других направлениях. Такое изменение может вызвать изменение во взаимоотношениях минералов (замещения, включения, выпадение из растворов) и (или) размеров зерен как экономически важных, так и не представляющих ценности минералов, а также вредных примесей.

Конечно, самое главное применение минераграфии — в проблемах растворения вещества, что сопряжено с обогащением (очисткой) руды. Это может быть сделано на месте или в центральной лаборатории. В общем случае это требует исследования частиц руды, отобранных по соответствующим правилам после разных этапов дробления и помола.

Степень очистки ценной руды от менее ценных примесей устанавливается при подсчете зерен. Изучается серия аншлифов дробленой руды и при помощи градуированного окуляра или при помощи электрического счетчика, прикрепленного к микроскопу, проводится статистический анализ рудных частиц. В идеальном случае должно быть подсчитано около тысячи частиц — частиц очищенной руды, частиц руды с примесями и частиц примесей отдельно.

Изучение хвостов является исключительно важным, особенно для руд, содержащих золото. Хвосты могут состоять целиком из малоценных минералов, но с ценным металлом, таким как золото; даже мельчайшие частицы, включенные в примесь, через определенное время могут составить значительные потери, если ситуацию не исправить. Минераграфическое изучение хвостов покажет, в какой степени часты такие потери и приемлем ли и экономичен более тонкий помол руды.

Л. ЛОУРЕНС

См. также. *Нерудные и рудные полезные ископаемые; Оптическая минералогия; Плеохроичные дворики; Показатель преломления; Поляризация и поляризационный микроскоп.*

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ — см. НЕРУДНЫЕ И РУДНЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Рудные минералы — один из трех классов промышленных минералов (рудные минералы, нерудные минералы и минеральное топливо), объединяющий в своем составе минералы, которые служат источником одного или более металлов. Известно свыше 300 рудных минералов, причем большинство из них представлено сульфидами и сульфосолями (60 %), 25 % приходится на оксиды, 10 % — на самородные элементы.

Если исключить самородные элементы, практическое применение которых известно с древнейших времен, первые попытки использования металлических минералов в качестве руд относятся ко времени около четвертого тысячелетия до н. э., когда впервые был открыт способ восстановления медных руд из «зон окисления» (вероятно, главным образом *малахита*). Несколько позднее совместное восстановление медной руды и касситерита привело к получению бронзы. Около 2500 г. до н. э. уже предпринимались попытки получать серебро и свинец из галенита и был найден способ получения небольших количеств железа. К 1000 г. до н. э., вероятно, уже научились извлекать некоторые количества серебра, олова, меди и железа из соответствующих руд.

Вследствие того что большинство рудных минералов непрозрачно, их можно изучать с помощью рудного микроскопа в аншлифах или в шлифах. В рудной микроскопии используется много методов исследования минералов, в том числе метод травления, микрохимические тесты, определение микротвердости и оптических свойств минералов. Изучение физических и оптических свойств минералов, особенно в сочетании с количественными оценками таких параметров, как отражательная способность и микротвердость (тест Викера), приобретает все большее значение. Использование метода порошковой дифракции рентгеновских лучей (само по себе или в сочетании с микрозондовым анализом) позволяет получить окончательные выводы при диагностике и определении состава минерала, встречающегося в виде мелких зерен. Первый метод может быть применен к истертым в порошок образцам массой 0,1 мг, а с помощью второго удается определить состав по зернам, имеющим диаметр 0,001 мм.

К. ФРЕЙ

См. также: *Нерудные и рудные полезные ископаемые; Оптическая минералогия; Рудная микроскопия (минераграфия); Самородные элементы и сплавы; Электронно-зондовый микроанализ.*

РУДОГЕНЕЗ — см. ЖИЛЬНЫЕ МИНЕРАЛЫ; МИНЕРАЛЬНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: КЛАССИФИКАЦИЯ.

РУТИЛА ГРУППА

Минералы группы *рутила* сходны по структурным и кристаллографическим свойствам, но имеют мало общего с точки зрения парагенезиса, поскольку содержат сильно различающиеся катионы. Для структуры *рутила* характерны колонки почти правильных октаэдров MO_6, соединенных общими ребрами. Позиция *M* может быть занята Sn (*касситерит*), Pb (*платтнерит*), Mn (*пиролюзит*), Ti (*рутил*) или Si (*стишовит*). *Рутил*, *анатаз* и *брукит* представляют собой хорошо известный пример полиморфизма. *Стишовит* полиморфен с *кварцем*, *тридимитом*, *кристобалитом* и *коэситом*.

Кристаллы обычно представлены тетрагональными призмами; могут быть короткопризматическими или в виде удлиненных призм; головки кристаллов ограничены тетрагональными бипирамидами. Минералы этой группы часто образуют двойники. Кристаллы *рутила* имеют характерную штриховку, параллельную оси призмы. Пиролюзит обычно встречается в дендритах (см. *Скелетные кристаллы*). Зерна *стишовита* имеют субмикроскопические размеры.

К. ФРЕЙ

С

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И СПЛАВЫ

Химические элементы, встречающиеся в природе в виде отдельных элементов или, как в случае металлов, в виде сплавов с другими металлами, называются самородными. Перечень самородных элементов и сплавов приведен в таблице. Иногда элемент представлен в чистом виде, например *алмаз*, но существует и полный ряд твердых растворов, например между *золотом* и *серебром*, структуры которых одинаковы, или между *осмием* и *иридием*, кристаллизующихся соответственно в гексагональной и кубической сингонии; существуют, помимо того, и отчетливые интерметаллические соединения, примером которых могут служить *мальдонит* и *мошеландсбергит*.

Некоторые элементы и сплавы проявляют две или более кристаллические структуры, и в соответствии с существующими правилами (см. *Наименование минералов*) они получают разные названия. Так, ромбическая сера именуется *серой*, а моноклинная — *розицкитом;* углерод в зависимости от структуры — *алмазом*, *графитом*, *лонсдейлитом* или *чаоитом*.

К. ФРЕЙ

Самородные элементы и сплавы

Название минерала	Состав	Сингония
Алмаз	C	Куб.
Амальгама	(Ag, Hg)	Куб.
Антимонит, или стибнит	Sb	Триг.
Арсеноламприт	As	Ромб.
Висмут	Bi	Триг.
Графит	C	Гекс.
Железо	Fe	Куб.
Золото	Au	Куб.
Индий	In	Тетр.
Иридий	Ir	Куб.
Иридосмин	(Os, Ir)	Гекс.
Камасит	(Fe, Ni)	Куб.
Когенит	$(Fe, Ni, Co)_3C$	Ромб.
Колымит	Cu_7Hg_6	Куб.
Лонсдейлит	C	Гекс.
Мальдонит	Au_2Bi	Куб.
Медь	Cu	Куб.
Мошеландсбергит	Ag_2Hg_3	Куб.
Муассанит	SiC	Гекс.
Мышьяк	As	Ромб.
Никель	Ni	Куб.
Олово	Sn	Тетр.
Осборнит	TiN	Куб.
Осмий	(Os, Ir)	Гекс.
Осмирид	(Ir, Os)	Куб.
Палладий	Pd	Куб.
Платина	Pt	Куб.
Платинистый иридий	(Ir, Pt)	Куб.
Полярит	Pd (Pb, Bi)	Ромб.
Родий	Rh	Куб.
Розицкит	S	Мон.
Ртуть	Hg	Триг.
Рутений	Ru	Гекс.
Рутениридосмин	(Os, Ir, Ru)	Гекс.
Рутеносмирид	(Ir, Os, Ru)	Куб.
Свинец	Pb	Куб.
Селений	Se	Триг.
Сера	S	Ромб.
Серебро	Ag	Куб.
Сидеразот	Fe_5N_2	Триг.
Соболевскит	PdBi	Гекс.
Теллур	Te	Триг.
Тетраферроплатина	PtFe	Тетр.
Цинк	Zn	Гекс.
Чаоит	C	Гекс.

СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Знание свойств минералов чрезвычайно важно для понимания геологических процессов, а также для получения новых синтетических материалов. Традиционно сложилось так, что геологи изучали свойства минералов прежде всего с целью их диагностики. Позднее больше внимания стало уделяться связи этих свойств с атомной структурой минералов и с микроструктурой поликристаллических веществ.

Свойства минералов могут изменяться с температурой, давлением и зависят от химического состава (твердого раствора). К наиболее важным свойствам относятся химические, механические, тепловые, электрические и оптические. Эти свойства часто меняются под действием таких геологических явлений, как выветривание, метаморфизм, ассимиляция вмещающих пород магмой, разнообразные тектонические процессы, затвердевание магматических пород и рудообразование.

В керамической промышленности знание свойств минералов является важным фактором создания новых и улучшения качества материалов, обладающих повышенной огнеупорностью и сопротивляемостью к резким перепадам температуры, коррозии или разрушению, а также при более тонкой их обработке.

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

О к р а с к а. Зависит от длин волн тех частей падающего на минерал света, которые им отражаются или пропускаются. Остальные длины волн составляющих света минерал поглощает. Минералы по окраске варьируют от бесцветных, которые отражают или пропускают все длины волн, до темноокрашенных (черных), которые поглощают свет всех длин волн. Зеленый минерал, например, отражает или пропускает зеленый цвет и поглощает все другие цвета (см. *Окраска минералов*).

Б л е с к. Определяется тем, каким образом свет отражается от поверхности минерала. Выделяется два типа блеска — металлический и неметаллический — и несколько его разновидностей. Неметаллический блеск подразделяется на стеклянный, алмазный, смолистый, жирный, перламутровый и шелковистый.

К р и с т а л л о о п т и ч е с к и е с в о й с т в а. Чрезвычайно важны для диагностики минералов. Этот вопрос детально освещен в литературе, и здесь нет необходимости подробно на нем останавливаться (см. *Минералы оптически одноосные* и *двуосные*, *Оптическая минералогия*). Обычно вещество изучается под поляриза-

ционным микроскопом в проходящем и (или) в отраженном свете.

Все вещества можно разделить на три группы в зависимости от внутреннего расположения атомов: изотропные — с одним показателем преломления, одноосные — с двумя главными показателями преломления и двуосные — с тремя показателями преломления.

Для идентификации минералов важны и другие свойства: дисперсия, плеохроизм, углы погасания, знак удлинения, двупреломление, оптический знак и угол оптических осей.

Твердость. Это степень сопротивления, которое оказывает вещество механическому воздействию (см. *Шкала твердости Мооса*). Обычно она определяется путем наблюдения: легко или с трудом один минерал царапается другим минералом или предметом известной твердости.

Микротвердость (абсолютная твердость). Данные по микротвердости длительно накапливались металлургами и, хотя не представляют непосредственного интереса для большинства геологов, важны для специалистов, работающих в горно-металлургической промышленности. По тестам Кнупа или Викерса алмазная пирамидка под действием определенной нагрузки вдавливается в полированную поверхность образца, а затем измеряется отпечаток, оставленный алмазом, и рассчитывается микротвердость в килограмм-силах на квадратный миллиметр.

Плотность. Это величина, выражающая отношение массы вещества определенного объема к массе такого же объема воды. Плотность обычно определяется с помощью весов Джолли, Уэстфала, пикнометра или тяжелых жидкостей (см. *Плотность*).

ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Знание таких химических свойств вещества, как устойчивость по отношению к коррозии и окислению, диффузия, реакционная способность, адсорбция, абсорбция, катализ, энергия поверхностных связей и растворимость, необходимо для понимания происхождения пород и рудообразования. Они важны также и при создании новых материалов, используемых в реактивной среде.

Фазовые диаграммы позволяют получить представление о стабильности минералов в изменяющейся химической среде. Обычно минералы, в состав которых входят оксиды щелочных металлов и (или) оксиды щелочноземельных элементов, устойчивы по отношению к коррозии основными и щелочесодержащими соединениями. Те же минералы подвержены действию кислот и кремнесодержащих жидкостей. Минералы, содержащие ZrO_2, SiO_2, Al_2O_3, Cr_2O_3, ThO_2, HfO_2, TiO_2 и SnO_2, обладают большей устойчивостью к действию кислот или кремнесодержащих жидкостей и меньшей к действию оснований и основных шлаков. В целом минералы больше подвержены коррозии в условиях образования легкоплавких эвтектических фаз. При формировании твердых растворов они корродируют медленнее. На скорость замещения влияет вязкость присутствующих жидкостей.

При возрастании температуры резко возрастает скорость растворения и замещения. Скорость диффузии ионов тоже является весьма важным фактором. В общем случае диффузия ионов в кристаллические решетки возрастает, если в них есть крупные пустоты и каналы (см. например, *Цеолиты*).

Сопротивление вещества действию окислительных процессов — важное свойство, которое учитывается в технике. Можно привести два примера: использование металлов при высоких температурах и использование оксидов переходных металлов при вариациях температуры и давления кислорода. Механизмы окисления, замещения и растворения тесно связаны. К важным свойствам материала относится также способность частиц, возникающих в ходе этих процессов, сцепляться или отслаиваться. Так, алюминий образует защитную пленку, тогда как при окислении железа поверхностные частицы отслаиваются, обнажая свежую поверхность.

Процессы окисления, замещения, растворения и гидратации играют важную роль при формировании рудных месторождений в процессе вторичного сульфидного обогащения в зоне окисления, а также в ходе метаморфизма, рудоотложения и образования осадочных пород.

МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

К важным механическим свойствам минералов относятся следующие: предел текучести, предел упругости, напряжение растяжения, модуль упругости, коэффициенты упругости, оползание, ударное сопротивление, твердость и усталость материала. Для понимания разнообразных процессов деформации необходимо знать, как эти свойства меняются в минералах и в какой связи они находятся с микроструктурой пород, сложенных соответствующими минералами, а также изменение этих свойств во времени и в зависимости от температуры, давления и состава.

Оксиды относятся к хрупким веществам, проявляющим при нагрузках перед разрывом сплошности незначительные пластические деформации (см. *Разрывные нарушения в минералах*). Резкие напряжения вызывают их упругую деформацию, а затем раскалывание при минимальной пластической деформации. Керамический материал не обладает пластичностью, что весьма ограничивает его применение в технике. Теоретически рассчитанная прочность минералов значительно превышает экспериментально полученные данные. Это обусловлено дефектами кристаллов: нарушениями, пустотами и наличием примесей (см. *Дефекты в кристаллах*). При длительном воздействии нагрузки (например, в ходе геологических процессов) хрупкий материал пластически деформируется.

Наличие поверхностных трещин больше всего влияет на понижение прочности материала. Прочность отдельных минералов в составе керамического материала или поликристаллической породы резко уменьшается. Это прежде всего связано с эффектом границ зерен (*см. Жад*). Прочность сцепления отдельных зерен минерала меньше внутренних сил сцепления в кристалле. Кроме того, нарушения обычно сосредоточиваются по границам зерен, вызывая образования трещин (плоскости спайности или раковистый излом). Краевые точки этих микротрещин представляют собой участки, на которых сосредоточивается напряжение. Поскольку в этих условиях напряжение концентрируется в конечных точках трещин, они быстро разрастаются при дальнейшем приложении напряжения. На границах анизотропных кристаллов имеют место сильные тепловые стрессы.

Прочность пород и керамики резко снижается при наличии таких дефектов, как поры, трещины, инородные включения и границы зерен. Прочность материала увеличивается при залечивании первоначальных трещин, уменьшении размера зерна и степени микропористости, уменьшении пористости и округлении пор. По новым данным, прочность керамики увеличивается при растворении и дисперсионном твердении. Это замедляет распространение дефектов, уменьшает скорость их образования по границам зерен и последующее развитие трещин. Деформации в породах и керамическом материале могут возникать и в процессе диффузии элементов, а также при локализации деформаций по границам зерен.

Существует прямая связь между силами сцепления в минерале и модулем Юнга (модуль упругости). Сила сцепления составляет примерно 10 % от модуля упругости (отношение напряжения к деформации). Обе эти величины находятся в определенной зависимости от химических связей. Сила связей в кристаллах близких групп минералов (например, MgO, CaO, BaO) увеличивается с уменьшением межатомного расстояния. Она обусловлена тем,

что в кристаллах с ионной и (или) ковалентной связями между парой противоположно заряженных ионов существует электростатическое притяжение. Сила электростатического притяжения обратно пропорциональна примерно 1/4 силы межатомной связи. Заряд иона тоже оказывает большое воздействие на силу связи. Минералы с небольшими межатомными расстояниями и высокой валентностью обладают прочными связями (например, *алмаз* и *корунд*). В общем случае, чем прочнее связь, тем выше точка плавления и коэффициент теплового расширения.

Проведенное в последние годы изучение деформации *периклаза* и кристаллов LiF показало, что кристаллы с ионной связью могут испытывать пластическую деформацию при смещении вдоль дислокаций. Единичные кристаллы этих минералов при этом изгибаются без разрыва сплошности. Однако в поликристаллических соединениях пластические деформации проявляются гораздо слабее, поскольку дислокации приурочены к границам зерен. При высоких температурах смещение охватывает большее число плоскостей дислокации.

ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА

Знание тепловых свойств чрезвычайно важно при изучении и практическом использовании минералов. В природных геологических условиях образования неорганического вещества тепловые свойства влияют на возникающие в результате фазовые ассоциации в породах и на прочность этого материала. Тепловые свойства также влияют на степень трещиноватости при затвердевании изверженных пород и количественно определяют трещиноватость при изменении температуры. К наиболее важным параметрам относятся тепловое расширение, теплопроводность, теплоемкость, сопротивление тепловому удару, стабильность фаз и термодинамические характеристики.

Тепловое расширение. Коэффициенты теплового расширения находятся в тесной связи с межионными расстояниями. В общем случае для минералов близкого состава, но с разными межионными расстояниями бо́льшая длина связи определяет больший коэффициент расширения (например, коэффициент расширения больше у NaI, чем у NaF). Минералы со сходной кристаллической структурой и близкими межионными расстояниями, но с бо́льшим зарядом ионов характеризуются меньшими значениями коэффициента теплового расширения (например, у NaF гораздо больший коэффициент, чем у CaF_2). Коэффициент теплового расширения многих органических веществ зависит от температуры, в анизотропных веществах его значение варьирует по направлениям разных осей. В тех случаях, когда они сильно различаются, минерал может иметь отрицательный коэффициент теплового расширения в определенном кристаллографическом направлении, и тогда объемное расширение очень слабое. Примерами веществ с низким объемным расширением, обусловленным высокой анизотропией, могут служить алюмосиликаты лития и *кордиерит*. Вследствие очень низкого коэффициента теплового расширения эти вещества обладают чрезвычайно высокой устойчивостью к перепаду температур, а потому используются в технике, когда имеют место резкие вариации температур.

Теплопроводность. Это величина, пропорциональная скорости распространения в минерале тепла при определенном термическом градиенте. В твердом веществе тепловая энергия передается тремя путями: посредством электронов — как в металлах; при колебаниях частиц относительно узлов кристаллической решетки — как в твердых телах с ионной или ковалентной связью; посредством молекул — как в твердых органических соединениях. При наличии теплового движения колебания частиц носят ангармонический (неупорядоченный) характер и снижают теплопроводность. Процесс проводимости в минералах с ионно-ковалентными связями можно представить как движение фононов по аналогии с движением фотонов в процессе радиации. При взаимодействии фононов ангармонический характер тепловых колебаний ведет к их рассеянию. В целом теплопроводность возрастает с возрастанием средней свободной длины пробега фононов в кристалле.

Теплопроводность кристаллического вещества выше при низких температурах. Это связано с увеличением длины свободного пробега вследствие более низкой амплитуды и более высокой гармоники тепловых колебаний при низких температурах. Рассеяние фононов обычно меньше в тех случаях, когда катионы по атомной массе приближаются к анионам. Отсюда BeO и MgO характеризуются большей теплопроводностью, чем NiO или CaO. Кроме того, кристаллы с простой структурой, как правило, обладают более высокой теплопроводностью, чем структурно более сложные соединения (например, *шпинель*, *муллит* и *оливины* имеют более низкую теплопроводность, чем Al_2O_3 или MgO).

Теплопроводность минералов важна с точки зрения их теплоизоляционных свойств — использования в качестве изоляторов или проводников тепловой энергии. Помимо того, вещества с более высокой теплопроводностью обычно более устойчивы к растрескиванию при колебаниях температуры по сравнению с аналогичными минералами с пониженной теплопроводностью.

Фазовое равновесие. Каждый минерал имеет пределы стабильности, которые можно установить по фазовым диаграммам.

В керамическом производстве фазовое равновесие отдельных минералов представляет исключительный интерес. Кремний, например, используется в промышленности в качестве важного компонента огнеупорных материалов. С изменением температуры он подвергается фазовым переходам, которые влияют на его свойства и скорость износа. При колебаниях температуры, когда происходит преобразование SiO_2 в ряду *кварц—тридимит—кристобалит*, двуокись кремния растрескивается.

Эти трансформации подразделяются на две большие группы: 1) «классические» и 2) «беспорядочные». Первые подразделяются в свою очередь на «реконструктивные трансформации», «трансформации смещения» и «полуреконструктивные трансформации». Во второй группе наибольший интерес для минералога представляет «замещенное разупорядоченное состояние» (см. *Порядок—беспорядок*). Эти трансформации связаны с твердым раствором различных атомов и с упорядоченным или разупорядоченным расположением атомов, что обусловливает изменение структуры. Полное упорядочение приводит к несмешиванию атомов двух фаз.

А. АЛПЕР, Р. ДОМАН, Р. МАК-НЕЛЛИ

См. также: *Выращивание кристаллов; Дефекты в кристаллах; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Окраска минералов; Оптическая минералогия; Показатель преломления; Порядок—беспорядок; Шкала твердости Мооса.*

Годовиков А. А. Введение в минералогию. Новосибирск, 1973. 256 с.

СИМВОЛЫ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ГРУППЫ

Пространственная группа (называемая также шенфлисовской или федоровской группой) является возможной комбинацией операций симметрии или элементов в пространстве (см. *Симметрия*). В трехмерном пространстве всевозможные операции симметрии объединены в 230 пространственных групп. Пространственная группа отличается от точечной группы (см. *Виды симметрии*) тем, что к операторам симметрии точечной группы (инверсионные

оси и оси вращения) добавляются операции симметрии, включающие трансляцию, — решетки, плоскости скольжения и винтовые оси. Пространственная группа, таким образом, является протяженной в пространстве, в то время как точка остается неизменной (неподвижной).

Кристаллографы используют индексы Германа—Могена в виде набора для обозначения пространственных групп в интернациональных таблицах рентгеновской кристаллографии. Первая буква в символе обозначает решетку (см. *Кристаллическая решетка*): *P* — примитивная; *A*, *B*, *C* — базоцентрированная; *I* — объемноцентрированная; *F* — гранецентрированная; *R* — ромбоэдрическая. Следует заметить, что, исключая *R*, симметрия решетки не может быть описана только буквой в символе.

Остальная часть символа обозначает симметрию следующим образом: 1, 2, 3, 4, 6 — оси вращения; $\bar{1}$, $\bar{2}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$, $\bar{6}$ — инверсионные оси; 2_1, 3_1, 3_2, 4_1, 4_2, 4_3, 6_1, 6_2, 6_3, 6_4, 6_5 — винтовые оси; *m* — зеркальная плоскость симметрии; *a*, *b*, *c*, *n*, *d* — плоскости скользящего отражения.

Вывод симметрии точечной группы из символа пространственной группы осуществляется исключением символа решетки, замещением плоскостей скользящего отражения плоскостью *m*, заменой винтовых осей поворотными того же порядка. Таким образом, пространственные группы *C2/c*, *Pban*, $I\bar{4}2d$, $P6_3mc$, $I4_132$ содержатся в точечных группах *2/m*,*mmm* (= *2/m 2/m 2/m*), $4\bar{2}m$, *6mm*, 432 моноклинной, ромбической, тетрагональной, гексагональной и кубической сингоний соответственно.

К. ФРЕЙ

См. также: *Виды симметрии; Кристаллическая решетка; Кристаллография морфологическая; Направления и плоскости; Симметрия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Buerger M. J.* Elementary crystallography, revised printing. New York, Wiley, 1963. 528 p.
2. *Henry N. F. M., Lonsdale K.* International tables for X-ray crystallography. Vol. 1. Birmingham, Kynoch Press, 1952.
3. *Megaw H. D.* Crystal structures: A Working Approach. Philadelphia, Saunders, 1973. 563 p.
4. *Phillips F. C.* An Introduction to crystallography, 2nd ed. London, Longmans, 1956.

Вайнштейн Б. К. Современная кристаллография. Т. 1. Симметрия кристаллов. Методы структурной кристаллографии. М., Наука, 1979. 384 с.

СИММЕТРИЯ

Симметрия — это особый вид пространственной идентичности. Симметричное преобразование воспроизводит равные части в пространстве. Элементы симметрии (плоскости, линии и точки симметрии, с помощью которых осуществляются преобразования) являются неотъемлемой частью структуры.

ЭЛЕМЕНТЫ СИММЕТРИИ

Две руки, расположенные друг против друга, связаны находящейся между ними плоскостью симметрии (рис. 1, *а*). Две руки, повернутые таким образом, что ладони параллельны друг другу, а пальцы направлены в противоположные стороны, связаны не плоскостью симметрии, а новым элементом симметрии. На противоположных концах линии, проходящей через центр между ладонями, расположены идентичные точки одинаковых пальцев: большой палец напротив большого и т. д. (рис. 1, *б*).

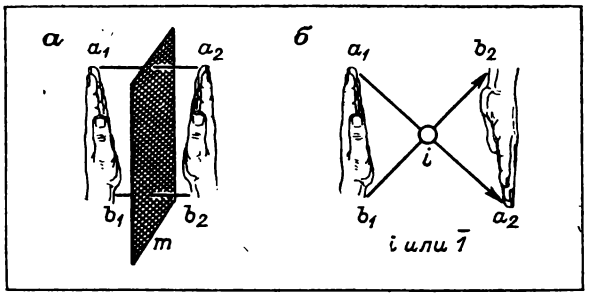


Рис. 1. Элементы симметрии [2].
а — зеркальная плоскость симметрии; *б* — центр симметрии или инверсии.

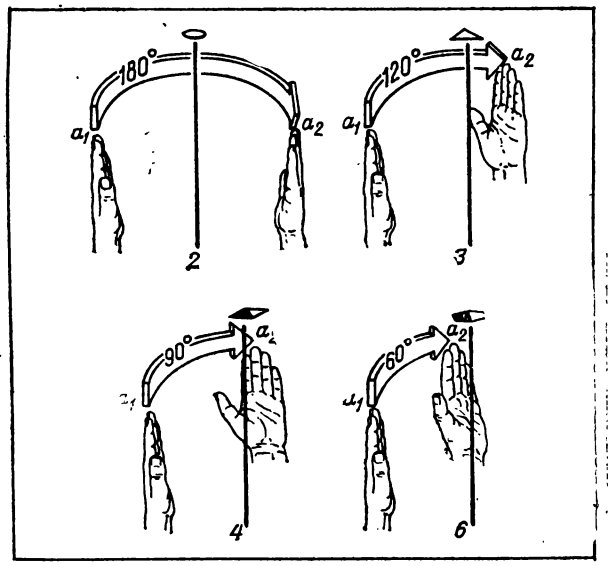


Рис. 2. Поворотные оси симметрии [2].
Показаны угол поворота и порядок оси. Обозначение каждой оси дано внизу.

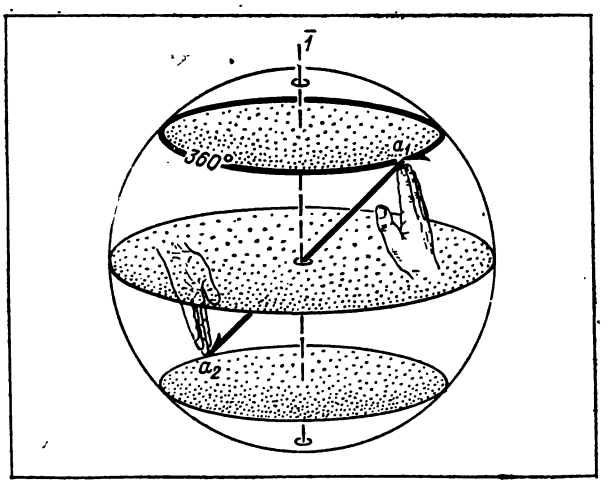


Рис. 3. Центр симметрии или поворотно-инверсионная ось симметрии первого порядка [2].

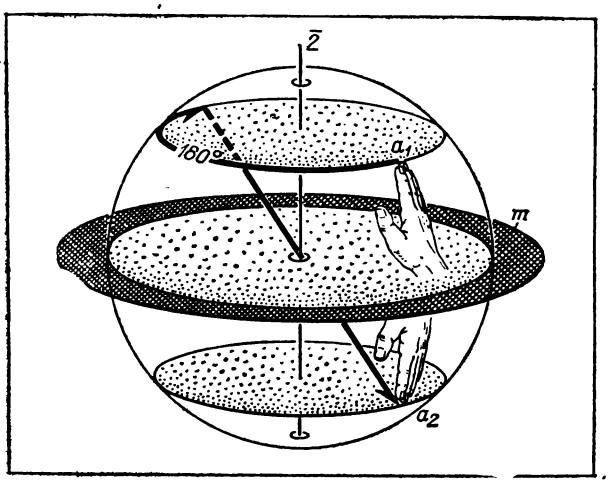


Рис. 4. Зеркальная плоскость симметрии или поворотно-инверсионная ось симметрии второго порядка [2].

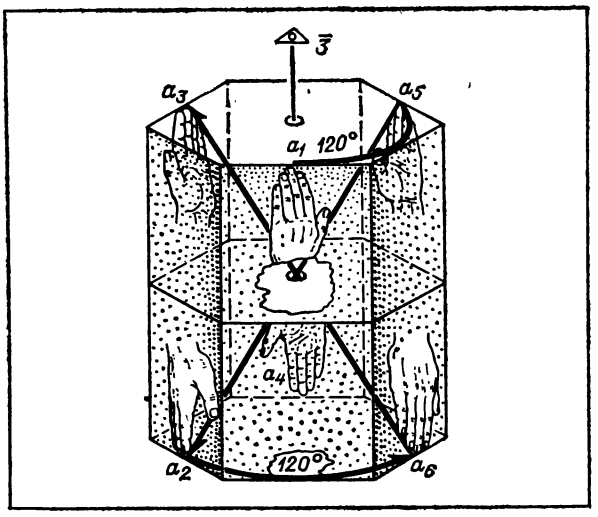


Рис. 5. Поворотно-инверсионная ось симметрии третьего порядка [2].

Такое взаимное расположение точек означает существование центра симметрии или инверсии (символ i или $\bar{1}$ — читается как «один с минусом»).

Симметрия вокруг линии включает операцию поворота (рис. 2). Так как операция поворота приводит к идентичности после некоторого любого числа повторений, учитываются только те повороты, которые при повторении приводят к исходной позиции. Порядок n оси симметрии указывает число повторений, необходимых для поворота точно на 360° вокруг осевого элемента симметрии. (Следует заметить, что на рис. 2 только одна, левая, рука совершает операцию симметрии.)

На рис. 1 и 2 симметрично тождественные точки (равноценные точки) обозначены a_1, a_2 и b_1, b_2. Таким образом, операции симметрии можно разделить на два типа: 1) поворот вокруг оси, при котором положение руки не изменяется при каждом последовательном повторении операции, и 2) отражение в зеркальных плоскостях и инверсия

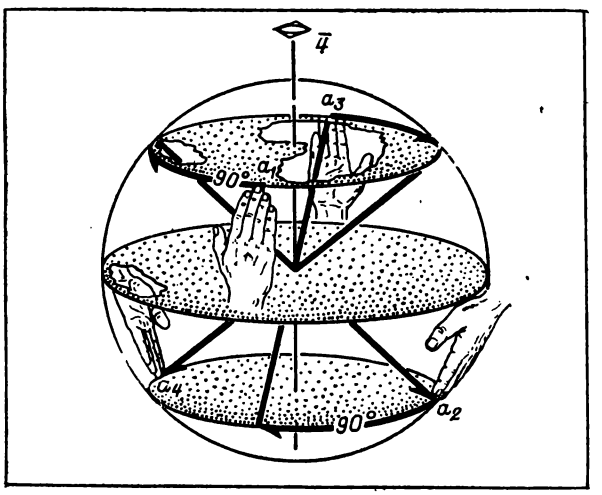


Рис. 6. Поворотно-инверсионная ось симметрии четвертого порядка [2].

через центр симметрии изменяют положение руки. Никакие повороты и другие искажения не превращают левую руку в правую.

Элементы симметрии вращения в кристаллах могут быть представлены осями первого порядка (называются единичными), второго порядка (двойные), третьего порядка (тройные), четвертого порядка (четверные), шестого порядка (шестерные) (см. рис. 2). (Оси пятого порядка не могут существовать в простых кристаллах, так как пятиугольная элементарная ячейка не может полностью заполнить пространство). Эти пять осей охватывают правильные повороты, при которых не изменяются положения объекта.

Другие пять осей называются инверсионными, так как они изменяют положение объекта, т. е. превращают левую руку в правую и наоборот. Эти оси описывают поворот, за которым следует отражение в центре инверсии, расположенном на оси. Они обозначаются $\bar{1}$, $\bar{2}$, $\bar{3}$, $\bar{4}$, $\bar{6}$ (читается «один с минусом», «два с минусом» и т. д.).

Ось $\bar{1}$ описывает симметрическое взаимоотношение, при котором два объекта или точки совпадают при повороте на 360° вокруг этой оси и последующем отражении в центре симметрии, расположенном на этой оси. Так как $\bar{1}$ идентична простой инверсии i, новое симметрическое взаимоотношение отсутствует, и $\bar{1}$ используется для обозначения центра симметрии (ср. рис. 1, *б* и 3).

Ось $\bar{2}$ предполагает поворот на 180°, за которым следует отражение; эта операция идентична отражению в плоскости симметрии, расположенной перпендикулярно к оси (ср. рис. 1, *а* и 4). Опять отсутствует новый элемент симметрии, и для обозначения этого взаимоотношения используется символ m.

Ряды из двух идентичных точек каждый размножаются операциями $\bar{1}$ и m до тех пор, пока точка не окажется в центре на плоскости.

Ось $\bar{3}$ предполагает поворот на 120°, за которым следует отражение в центре инверсии; при этом возникает совокупность из шести точек (рис. 5). (Количество симметрично связанных точек систематически уменьшается для точек, лежащих на элементах симметрии.)

Ось $\bar{4}$ предполагает поворот на 90°, за которым следует инверсия; при этом образуется четыре симметрично связанные точки (рис. 6).

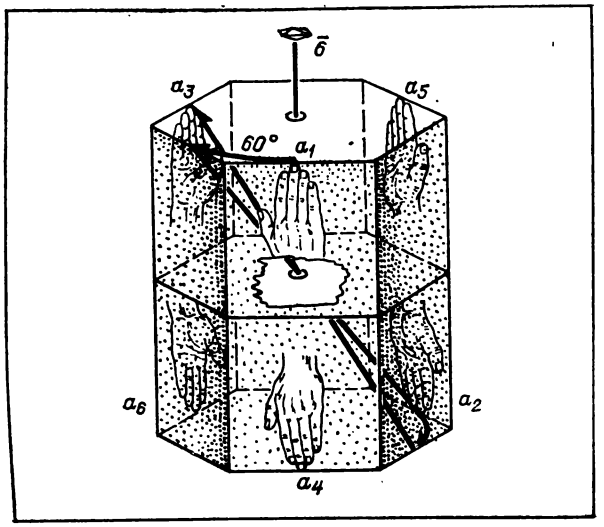


Рис. 7. Поворотно-инверсионная ось симметрии шестого порядка [2].

Симметрии оси $\bar{6}$ (рис. 7) эквивалентна симметрии правильной оси третьего порядка с расположенной под прямым углом к ней плоскостью (обозначается $3/m$). При классификации предпочитают обозначение $\bar{6}$.

Как видно из последующего обсуждения, на один объект может действовать несколько элементов симметрии и некоторые симметричные отношения могут обозначаться различным образом ($\bar{1} = i$, $\bar{2} = m$, $\bar{6} = 3/m$; см. *Виды симметрии*).

КОМБИНАЦИИ ОСЕЙ

Грани кристаллов геометрически связаны друг с другом (См. *Кристаллография: история*), и, как следует из данных когерентной рентгеновской дифракции, каждому кристаллическому материалу присущи внутренний порядок и симметрично связанные ряды атомов. Любая кристаллическая форма может быть описана десятью основными операциями симметрии, обсужденными выше, или одной из возможных 22 комбинаций. Когда присутствуют две оси симметрии или более, точка их пересечения определяет центр этой формы.

Два ограничения уменьшают до 32 число возможных простых комбинаций элементов симметрии, пересекающихся в одной точке. Во-первых, одинаковые результаты получаются в связи с отмеченной выше равнозначностью некоторых комбинаций операций симметрии. Во-вторых, на элементы симметрии как таковые также действуют операции симметрии. Например, две оси третьего порядка не могут пересекаться под углом 10°, так как первая ось генерирует две идентичные оси третьего порядка, каждая из которых генерирует еще две и так до бесконечности.

Возможные комбинации элементов симметрии, пересекающихся в одной точке, образуют 32 точечные группы (см. *Виды симметрии*). Каждый минеральный индивид, независимо от наличия кристаллических граней, обладает симметрией одного из кристаллографических классов, каждый из которых в свою очередь принадлежит к точечной группе. Следует иметь в виду, что точечная группа обладает определенной симметрией. К кристаллографическому классу принадлежат минералы, обладающие симметрией точечной группы.

ОПЕРАЦИИ ТРАНСЛЯЦИИ

Внутренние элементы или операции симметрии, не проявляющиеся во внешних формах кристалла, могут быть обнаружены при исследовании кристаллической структуры методами рентгеновской дифракции. К ним относятся винтовые оси, плоскости скользящего отражения и трансляционные решетки, которые симметрично связывают точки в трехмерном пространстве (см. *Кристаллическая решетка*).

Винтовая ось предполагает комбинацию поворота вокруг оси n-го порядка ($n = 2, 3, 4, 6$) с последующим переносом параллельно этой оси на величину, кратную доле трансляции в этом направлении. Винтовую ось второго порядка обозначают 2_1, что означает поворот на 180° и последующий перенос на трансляцию, равную (1/2) t. Винтовые оси третьего порядка могут быть 3_1 и 3_2. Ось 3_1 предполагает поворот на 120° и последующий перенос на (1/3) t. Ось 3_2 предполагает поворот на 120° и последующий перенос на (2/3) t.

Следует иметь в виду, что поворот производится против часовой стрелки, а перенос — в направлении положительного конца оси. В случае оси 2_1 это условие не имеет смысла. Ось 3_1, однако, образует ряд симметрично связанных точек, который является зеркальным отражением ряда, образованного осью 3_2. Таким образом, ось 3_1 идентична оси 3_2, если поворот происходит по часовой стрелке. Так как ось 3_1 отличается от оси 3_2 только направлением поворота, структуры, обладающие симметрией 3_1 и 3_2, называются энантиоморфными (см. *Кварца группа*).

Внешняя симметрия, обладающая поворотной осью четвертого порядка, выводится из внутренней симметрии, обладающей винтовыми осями 4_1, 4_2 или 4_3, которые предполагают поворот на 90° и последующий перенос на (1/4) t, (2/4) t или (3/4) t соответственно. Оси 4_1 и 4_3 являются энантиоморфными.

Ось шестого порядка может быть 6_1, 6_2, 6_3, 6_4, 6_5, которые предполагают поворот на 60° и перенос на (1/6) t, (2/6) t, (3/6) t, (4/6) t или (5/6) t соответственно. Ось 6_1 является энантиоморфной оси 6_5, а 6_2 — оси 6_4.

Плоскость скользящего отражения является зеркальной плоскостью, к которой добавлен перенос t вдоль зеркальной плоскости. Плоскости скользящего отражения, включающие перенос на (1/2) t вдоль направления кристаллографической оси, обозначаются a, b, c в зависимости от направления переноса вдоль x, y, или z соответственно. Диагональная плоскость скользящего отражения n предполагает трансляционный перенос (1/2) t, параллельный двум или трем кристаллографическим осям, в зависимости от ориентации зеркальной плоскости относительно кристаллографических осей. Плоскость скользящего отражения d в алмазе является диагональной плоскостью с компонентами трансляции (1/4) t.

Приложение элементов симметрии, пересекающихся в одной точке (см. *Виды симметрии*), к трехмерным бесконечным решеткам (см. *Кристаллическая решетка*) с учетом трансляционных операций симметрии образует 230 пространственных групп (см. *Символы пространственной группы*).

К. ФРЕЙ

См. также: *Виды симметрии; Габитус кристаллов; Кристаллическая решетка; Кристаллография: история; Кристаллография морфологическая; Направления плоскости; Символы пространственной группы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bernal I., Hamilton W. C., Ricci J. S.* Symmetry. San Francisco, Freeman, 1972. 182 p.

2. *Bloss F. D.* Crystallography and Crystal Chemistry. New York, Holt, Rienhart and Winston, 1971. 545 p.

3. *Buerger M. J.* Elementary Crystallography, rev. printing. New York, Wiley, 1963. 528 p.
4. *Cotton F. A.* Chemical Applications of Group Theory, 2nd ed. New York, Wiley/Interscience, 1971.
5. *Fackler J. P.* Symmetry in Coordination Chemistry. New York, Academic, 1971. 139 p.
Вайнштейн Б. К. Современная кристаллография. Т. 1. Симметрия кристаллов. Методы структурной кристаллографии. М., Наука, 1979. 384 с.
Попов Г. М., Шафрановский И. И. Кристаллография. М., Высшая школа, 1972. 352 с.

СИНТАКСИЯ

Первоначально термин «синтаксия» [5] по аналогии с «эпитаксией» (см. *Эпитаксия*) использовался для описания ориентированного срастания двух полиморфных модификаций одного химического вещества, при котором отношения соответствующих параметров являются рациональными числами. Примером синтаксического срастания служит совместная кристаллизация двух (или более) полиморфов карбида кремния, при котором ячейка (простая или удвоенная) одного полиморфа примерно совпадает по форме и размерам с ячейкой другого полиморфа. Это пример трехмерного структурного контроля. Другим примером можно считать срастание *кокимбита* и *паракокимбита* $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$.

Синтаксическое срастание также встречается у химически различных, но состоящих из одних и тех же составных частей веществ; в связи с этим понятие термина «синтаксия» было расширено [1]. В ряду *бастнезит* — $CeFCO_3$—*паризит* $2CeFCO_3 \cdot CaCO_3$—*рентгенит* $3CeFCO_3 \cdot 2CaCO_3$ — *синхизит* $CeFCO_3 \cdot CaCO_3$ — *фатерит* $CaCO_3$ синтаксические срастания наблюдаются для каждой пары фторкарбонатов, и даже для пары *бастнезит* — *синхизит* [3]. Такие прорастания являются примером поликристаллов (см. *Поликристалл*). Когда взаимная ориентация двух веществ возникает в результате твердофазовой реакции или изменения одного из минералов (как в случае дегидратации гётита α-FeOOH [2]), то используется термин «топотаксия» (см. *Топотаксия*).

Дж. ДОННЕЙ

См. также: *Эпитаксия; Поликристалл; Полиморфизм; Топотаксия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Donnay G., Donnay J. D. H.* The crystallography of bastnaesite, parisite, roentgenite, and synchisite. — Am. Mineralogist, 1953, 38, p. 932—963.
2. *Goldsztaub S.* Déshydratation de la goethite. — Bull. Soc. fr. Minéral., 1935, 58, p. 42—43.
3. *Iitaka Y., Stalder H. A.* Synchisit and Bastnäsit aus dem Druckschacht des Kraftwerkes Oberaar. — Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 1961, 41, S. 485—488.
4. *Ungemach H.* Sur certains minéraux sulfatés du Chili. — Bull. Soc. fr. Minér., 1935, 58, p. 97—221.
5. *Ungemach H.* Sur la syntaxie et la polytypie. — Zeit. Kristallogr., 1935, 91, p. 1—22.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЫ

С самого начала своего существования человечество интересовалось природными кристаллами, особенно драгоценными камнями. Позднее много природных минералов (*алмаз, слюда, кварц, корунд*) нашли различное применение (огранка камней, шлифование, электрическая техника и т. д.). Во время второй мировой войны снабжение некоторыми минералами было затруднено и их необходимость для промышленности резко возросла. Эта ситуация, а также технологические успехи привели к возникновению новой отрасли промышленности — производству синтетических кристаллов. Это область, в которой тесно пересеклись геология, химия, физика, металлургия и керамика. Знание условий образования природных минералов, их кристаллографических и кристаллохимических особенностей позволило синтезировать большое число различных синтетических минералов.

Кристаллы растут из донорной среды, которая может быть газом, жидкостью и твердым веществом. Для того чтобы кристаллы начали расти, в донорную среду часто помещают маленький кристалл того же состава. Кристаллы растут из расплава, гидротермального раствора, из низкотемпературных растворов и при высоких давлениях и (или) температурах.

Синтетические кристаллы используются в качестве осцилляторов, поляризаторов, линз, диодов, в инфракрасной оптике, в лазерах и мазерах. В настоящее время выращивают отдельные химические элементы, окислы, металлы, интерметаллические соединения, органические и неорганические вещества. Получение неорганических поликристаллических материалов (керамик) спеканием и из расплава также имеет большое значение, так как они используются в огнеупорных материалах, товарах широкого потребления, электронике и др.

МЕТОДЫ ВЫРАЩИВАНИЯ МОНОКРИСТАЛЛОВ

Множество методов выращивания монокристаллов описано в книгах Гилмана, Вуклея, Шубникова и других. Кристаллы можно выращивать из паровой фазы либо конденсацией перенасыщенного пара, либо благодаря протеканию химической реакции (см. [8]). Кроме того, выращивание кристаллов может осуществляться осаждением из жидкостей при сравнительно низких температурах и давлениях, вследствие большой подвижности и высокой концентрации в жидком растворе многих компонентов. Другим методом является гидротермальный синтез, который заключается в том, что при высоких температурах и давлениях используются водные растворители для растворения и перекристаллизации материала, который при обычных условиях является нерастворимым.

Кристаллы также можно выращивать из расплава с контейнером или без него, как в методах Чохральского и Бриджмана, методом Вернейля, а также из сухих систем при высоких давлениях, как описано у Гилмана и других.

МЕТОД ВЫРАЩИВАНИЯ ИЗ ПАРОВОЙ ФАЗЫ

Как было отмечено, кристаллы можно выращивать из паровой фазы либо конденсацией перенасыщенного пара, либо благодаря химическим реакциям. Конденсация осуществляется при одновременной адсорбции и миграции паровой фазы вдоль поверхности кристалла, при этом происходит либо рост кристалла, либо повторное испарение. Обычно составные части шихты нагреваются в зоне образования летучих форм. Затем газ-носитель переносит их в зону охлаждения, где они осаждаются. При образовании кристаллов важную роль играют шихта, газовая фаза, температура и субстрат. Кристаллы, выращенные при химических реакциях, имеют состав, отличный от химического состава паровой фазы.

Выращенные из паровой фазы кристаллы используются для производства люминесцентных кристаллов (ZnS и CdS) и полупроводниковых кристаллов. Кроме того, таким образом получают высокопрочные пружины (Al_2O_3 и SiC). Данный метод также можно использовать для выращивания органических кристаллов, но в этом случае имеется ограничение на относительную молекулярную массу вещества.

ВЫРАЩИВАНИЕ КРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСТВОРОВ

Низкие температуры (менее 200 °С) и атмосферное давление. Рост кристаллов из растворов происходит при образовании осадка в жидкости. Это перспективный метод, так как многие вещества достигают высоких концентраций в жидких растворах и обладают большой подвижностью, что позволяет выращивать большие кристаллы. Преимуществами этого метода являются: 1) контроль за температурой роста, что позволяет выращивать кристаллы, неустойчивые в точке плавления или существующие в нескольких кристаллических формах при различных температурах; 2) контроль за вязкостью, что позволяет выращивать кристаллы, которые при охлаждении из расплава имеют тенденцию к образованию стекол. Кроме того, кристаллы, выращенные из растворов, хорошо ограничены и имеют меньше структурных дефектов (дислокации, вакансии и т. д., см. *Дефекты в кристаллах*), чем кристаллы, выращенные из расплава. Этот метод используется для выращивания кристаллов химических элементов, ионных солей и галоидов серебра.

Гидротермальный синтез. Этот метод заключается в растворении составных частей в водных растворах при высоких температурах и давлениях. Эти составные части затем осаждаются на зародыш кристалла в холодной зоне. Процесс подобен образованию пегматитовых минералов (см. *Минералы пегматитов*). Изучение природных пегматитов показывает, как охотно кристаллы растут в гидротермальных условиях. Если большие кристаллы минерала известны во многих месторождениях, то этот минерал можно легко синтезировать; если минерал в природе образуется в виде мелких кристаллов, вырастить большие синтетические кристаллы будет трудно. Единственным минералом, который выращивается в промышленности этим методом, является *кварц*. Некоторые вещества, такие как *корунд*, *магнетит*, феррит никеля, фосфат алюминия, окись цинка и сульфид цинка, также выращиваются этим методом, но размер кристаллов довольно мал, а процесс трудно усовершенствовать. Как оказалось, изумруд и *берилл* являются исключением из правила.

При кристаллизации *кварца* обычная температура растворения составляет 400 °С. Температура кристаллизации 360 °С. Степень заполнения области растворения 80 %; используется 1,0 М раствор NaOH; между областью раствора и осаждения помещается перегородка. Обычно перегородка открыта на 5 %, и давление устанавливается 1500 кг/см². Масса монокристаллов достигает 800 г («Вестерн электрик Ко»). Одним из преимуществ гидротермального метода выращивания является то, что кристаллы растут при сравнительно низких температурах и с меньшим числом дефектов, чем при более высоких температурах из расплава. Скорость роста больше, и *кварц* может расти в направлении [0001] со скоростью 0,64 см/день. Также может проводиться контроль за окружающей средой. Низкие вязкости растворов и быстрая конвекция способствуют большим скоростям роста.

РОСТ КРИСТАЛЛОВ ИЗ РАСПЛАВА

Управляемая медленная кристаллизация из расплава. Тамман [14] установил, что монокристаллы могут расти из расплава при низкой скорости охлаждения. Он выращивал кристаллы металлов при очень медленном охлаждении расплава и очень незначительной степени переохлаждения. Он также установил, что при кристаллизации в узком автоклаве один из кристаллов растет в ориентации, при которой скорость его роста больше, чем у ближайших кристаллов. Это привело к выращиванию монокристаллов. Часто трубка с одного конца превращалась в капилляр. После того как монокристалл образовывался в узкой трубке, происходил рост в сопряженной более широкой трубке с большей скоростью. Тамман также установил, что при кристаллизации из расплава примеси оттесняются растущим кристаллом от границы твердое вещество—расплав, что позволяет выращивать кристаллы более чистые, чем исходный материал.

Метод Таммана был модернизирован и уточнен другими учеными. В методе Бриджмана образец постепенно опускается в холодную зону, рост часто начинается с ориентированной затравки. Метод Капицы является модифицированным методом Бриджмана. Эти методы детально описаны в работах [4, 8].

Вытягивание монокристалла из расплава. Этот метод, предложенный Чохральским, в настоящее время используется для выращивания многих монокристаллов, которые применяются главным образом в электронной промышленности. Обычно затравка кристалла погружается в расплав, а затем медленно вытягивается со скоростью, равной скорости кристаллизации. Скорость вытягивания зависит от температурного градиента на границе кристалл—расплав и может варьировать от 0,1 до 0,4 см/ч. Скорость роста максимально контролируется скоростью вытягивания. Основными факторами, обеспечивающими минимальное количество примесей в кристалле, являются контроль за градиентом температуры, оптимальная скорость вытягивания и минимальное количество тепловых и механических нагрузок.

В настоящее время многие огнеупорные кристаллы выращены по этому методу при температурах, значительно ниже их точек плавления. Тугоплавкий минерал сплавляется фазой (обычно солью), которая плавится при низких температурах. Состав выбирается так, что после охлаждения первой кристаллизуется более тугоплавкая фаза. Затравка желаемого минерала помещается в расплав и медленно вытягивается для образования кристаллов, которые могут быть нестабильными при более высоких или низких температурах (т. е. инконгруэнтно плавящиеся фазы). Этим способом выращивают кристаллы титаната бария и итрий-железистого граната. Данный метод позволяет также выращивать тугоплавкие кристаллы с наименьшим количеством дефектов, что достигается при росте вблизи точки плавления.

Кристаллы также могут выращиваться при очень медленном охлаждении расплава соль—оксид; в результате образуются большие кристаллы оксида, окруженные обогащенной солью матрицей. После затвердевания соль выщелачивается и остаются кристаллы данной фазы. Многие фазы, имеющие узкую область стабильности, не могут быть выращены таким путем. Кристаллы, выращенные этим методом, могут иметь также больше примесей.

Кристаллизация при очень высоком давлении. Наиболее ценным материалом, который получают таким методом, является искусственный *алмаз*. Фазовая диаграмма *графит—алмаз* содержит данные о температуре и давлении, характеризующие процесс. *Графит* перемешивается с металлом-катализатором, например железом, магнием, никелем или платиной, и подвергается действию высокого давления (более 45 кбар при температурах выше 1750 °С). В этих условиях возникает эвтектика *графит* — металл.

С течением времени пленка расплавленного катализатора просачивается сквозь *графит*, превращая его в *алмаз*. Чем больше давление превышает равновесное, тем выше скорость образования и роста *алмаза*. При низких давлениях кристаллы *алмаза* имеют кубический габитус, при высоких — октаэдрический (см. *Габитус кристаллов*). При низких температурах алмаз темнее, чем образованный при более высоких температурах.

Аппаратура, используемая для достижения таких температур и давлений, сконструирована Холлом в 1960 г. и называется «Белт» или «Анвил». Образец сжимается двумя коническими поршнями и в горизонтальном на-

правлении ограничивается коническим цилиндром, напоминающим пояс или кольцо. В аппаратуре может поддерживаться давление до 100 кбар и температура до 3000° С. Материал нагревается непосредственно электронагревом. Точное измерение температуры и давления затруднено.

В подобной аппаратуре для высоких давлений может использоваться гидравлический пресс, а нагревателем служить либо графитовая трубка, либо индуктор. Рост алмаза и других элементов рассмотрен в работе [15].

Метод плавления в пламени. В начале XX в. Вернейлем был предложен метод выращивания кристаллов из порошка в пламени горелки. Метод состоит в том, что монокристалл получается при просыпании порошка через пламя горелки. Обычно используется кислородно-водородная горелка. Порошок расплавляется и осаждается на подложке, которая находится в пламени. Рост «були» контролируется подачей материала и потоком газов [12]. Кристалл непрерывно и медленно передвигается в холодную часть, поскольку рост происходит в горячей зоне.

Со временем в этом методе стали использоваться плазма и индукционный нагрев. Этим методом выращиваются рубины, сапфиры, *рутил* и другие драгоценные камни. Наибольшее промышленное значение имеют сапфиры, которые используются как драгоценные камни, абразивы, оптическое сырье и т. д. (см. *Абразивные материалы; Геммология*). Метод также используется для получения кристаллов с присадками; например, кристаллы окиси хрома с присадкой *корунда* используются в лазерах. Рассматриваемый метод исключает загрязнение расплава материалом тигля, что происходит в ряде других методов. Кристаллы, выращенные этим методом, имеют больше дефектов, чем полученные при более низких температурах.

Другие методы. Один из методов состоит в перекристаллизации мелкозернистой полукристаллической массы в один или несколько больших монокристаллов. Существует также двухкомпонентная система с лучевым нагревом, где используется мощный нагреватель, например ксеноновая лампа, и набор зеркал.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ МОНОКРИСТАЛЛОВ

В настоящее время синтетические кристаллы широко используются в промышленности, особенно в лазерах и мазерах. Некоторые лазерные материалы содержат U^{3+} в CaF_2, Cr^{3+} в Al_2O_3 и Nd^{3+} в $CaWO_4$, а некоторые материалы мазеров — Gd^{3+} в $CaWO_4$, Er^{3+} и Cr^{3+} в Y_2O_3. Большая работа проведена для получения: искусственных *алмазов*, которые могут быть использованы в режущих инструментах; сапфиров для ювелирной промышленности; иттрий-железистых гранатов для ферромагнетиков; титаната бария для диэлектриков; галоидов, таких как NaCl, CaF_2 и KBr, для использования в ИК-спектроскопии. Большое число кристаллов используется в электронной промышленности в качестве электрических проводников, полупроводников и для других целей.

МЕТОДЫ ВЫРАЩИВАНИЯ ПОЛИКРИСТАЛЛОВ

Многие керамические изделия получают в промышленности методами спекания, при которых соответствующие температуры нагревания вызывают соединение отдельных мелких частиц в связанный агрегат, уплотняющийся при увеличении площади соприкосновения частиц. Агломерация обычно сопровождается уменьшением пористости и увеличением прочности и объемной плотности. Происходит уменьшение площади поверхности, так что поверхностная свободная энергия системы уменьшается. Во многом этот процесс подобен процессу образования осадочных и метаморфических горных пород, только продолжительность его — минуты и часы в отличие от природного, который длится века и тысячелетия геологического времени.

Необратимые изменения могут происходить в кристаллическом материале при температурах значительно ниже температуры плавления. Самая низкая температура, при которой обнаруживается кратковременное спекание, впервые детально была изучена Таманом; отношение этой температуры к температуре плавления названо отношением Таммана. Для окислов это отношение обычно находится в пределах 0,5—0,6. Следует иметь в виду, что это отношение соответствует чистым стехиометрическим составам при отсутствии химических и физических реакций, таких как дегидратация или инверсия.

При использовании правильной методики многие материалы могут спекаться до близкой к теоретической плотности при температуре, равной только 1/3 температуры плавления, и в отсутствие жидкой фазы. В присутствии жидкой фазы достигается значительное увеличение скорости реакции.

ВЛИЯНИЕ ЖИДКОЙ ФАЗЫ НА УПЛОТНЕНИЕ МАТЕРИАЛА

Если на одной из фаз образуется монослой эвтектического расплава двух фаз, то возникает «активизированное спекание». Тонкая пленка эвтектического расплава является той областью, в которой коэффициент диффузии основного материала значительно больше, чем для границы чистых зерен. Например, чистый вольфрам спекается приблизительно при 2700 °С с достижением плотности, близкой к теоретической, но если добавить 0,01 % никеля, теоретическая плотность получается активированным спеканием при 1400 °С. Скорость спекания линейно возрастает с увеличением содержания до момента образования монослоя. Дальнейшее увеличение содержания не влияет на увеличение скорости.

Если образовался более чем один монослой жидкой фазы, но количество недостаточно для отделения частиц преобладающей фазы при нагревании, то имеет место «перекристаллизационное спекание». Для небольшого содержания расплава (приблизительно от 5 до 15 % объема) для полного уплотнения материала необходимо изменение формы зерен. Двумя возможными механизмами контроля скорости роста являются скорость растворения на поверхности кристалл—расплав и скорость диффузии в расплаве.

При содержании жидкой фазы от 15 до 30 % существует некоторая тенденция к растворению и повторной кристаллизации кристаллической фазы. Полное уплотнение принципиально может быть достигнуто перегруппировкой частиц, при этом уменьшение пористости достигается в основном за счет изменения вязкости жидкой фазы.

Для содержания жидкой фазы 30—50 % объема частицы кристаллической фазы в процессе обжига разделены расплавом; для полного уплотнения спекания не требуется. Это традиционный процесс обжига, при котором получают сравнительно крупнозернистую керамику, например фаянс, санитарное оборудование, электрические изоляторы, декоративные изделия.

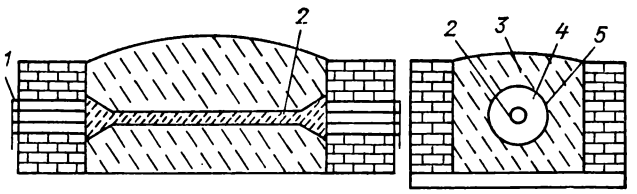
Температура достижения полного уплотнения в любом из вышеуказанных процессов может быть снижена при использовании соответствующего необходимого давления. Эти процессы, названные «горячее прессование» и «горячее изостатическое прессование», находят все более широкое применение.

Современными продуктами, получаемыми спеканием, являются элементы ядерного топлива, металлорежущие инструменты, диски для распиливания алмазов, электрические контакты, магниты, ферритовые сердечники, полупроводники, пористые самосмазывающиеся подшипники, кулаки и шестерни для машин и многое другое необходимое современной промышленности оборудование.

ТВЕРДОФАЗОВЫЕ РЕАКЦИИ В ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ПЕЧАХ СОПРОТИВЛЕНИЯ

Массивные электрические печи используются в промышленности для получения *графита* и карбида кремния в больших количествах.

Карбид кремния образуется при реакции $SiO_2 + 3C = SiC + 2CO$ из смеси углерода и кварцевого песка в горизонтальной печи, схематично изображенной на рисунке. Центральным ядром является сравнительно хорошо проводящий материал, который быстро нагревается до определенной температуры, чтобы в смеси, помещенной в печь, могла проходить реакция.



Горизонтальная печь сопротивления.

1 — электроды; *2* — ядро; *3* — непрореагировавшая смесь; *4* — кристаллы SiC; *5* — графит и SiC.

Подобные печи используются для получения *графита* из аморфного углерода. Карбид кремния и *графит* широко используются в качестве огнеупоров и электрических проводников. Карбид бора может быть получен подобным образом из окиси бора и углерода. Технические данные этого процесса приведены в таблице.

ОБЖИГ

Прокаливание (обжиг или нагрев) является одним из наиболее важных процессов, проводимых в лабораторных условиях. В промышленности обжиг используется для предварительной обработки материалов и получения стабильных продуктов, например улучшенного сырья (см. *Минералогия портландцемента*). В процессе нагревания при соответствующей температуре из *каолинита* удаляется кристаллизационная вода ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O = Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + 2H_2O$), *магнезит* переходит в *периклаз* ($MgCO_3 = MgO + CO_2$) или расширение *кианита* при превращении завершается образованием пространственно стабильного *муллита* и мелкокристаллического стекла: $3(Al_2O_3 \cdot SiO_2) = 3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + SiO_2$.

ОТЛИВКА ИЗ РАСПЛАВА

Этот метод является одним из основных для получения огнеупорных материалов, которые используются в стеклоплавильных печах и на сталелитейных заводах. Они также применяются в доменных печах, в цементных печах обжига и в производстве абразивных материалов. Эти огнеупоры обладают высокой коррозионной и эрозионной устойчивостью, характеризуются большой силой связей в кристалле, высокой плотностью, низкой проницаемостью, высоким сопротивлением к разрушению и термостойкостью.

Свойства этих огнеупоров связаны с микроструктурой, которая сильно зависит от таких факторов, как состав, содержание растворенных газов, степень перегрева и скорость охлаждения расплавленного материала. Фазовые диаграммы каждой системы огнеупоров имеют важное значение для определения возможных изменений этих параметров при получении оптимальных микроструктуры и свойств.

Все промышленно получаемые огнеупоры плавятся в печах с электрической дугой. Преимущество этого метода состоит в том, что он предотвращает загрязнение огнеупорных материалов примесями из контейнера. Шихта помещается в стальную форму с водяным охлаждением, и после расплавления центральной части шихты оставшаяся часть огнеупорных окислов образует свой собственный контейнер. Электроды удалены друг от друга настолько, что образование дуги между ними невозможно

Техническая характеристика печей сопротивления для получения графита и карбида кремния [11]

Исходные данные	Графит	Карбид кремния
Сырье	Низкозольный антрацит или нефтяной кокс	Кокс, 98 % кварцевый песок
Добавки	—	Древесные опилки, соль
Печь:		
тип	Печь сопротивления	Печь сопротивления
мощность, кВт	746	1491
длина, м	9,1	9,1
поперечное сечение, м	—	3×3
поперечное сечение смеси (диаметр, м)	0,61	0,91
стенки	Огнеупорный кирпич или бетонные блоки	Огнеупорный кирпич, чугун или металлические опоры
Начальное напряжение, В	200	230
Конечное напряжение, В	80	75
Начальный ток, А	—	6000
Максимальный ток при 200 В, А	3700	—
Плотность тока в поперечном сечении смеси в печи, А/см^2	1—2,3	0,7—2,3
Температура ядра, °С	—	2350
Температура печи, °С	2200	1820—2220
Экспозиция, ч	24	36
Выход материала, %	90—100	70—80
Расход энергии, кВт·ч/кг	3,3	7,0—8,5
Энергетическая отдача, %	25—30	55—70

Нагрев, необходимый для расплавления смеси, достигается пропусканием тока от одного электрода через расплавленную смесь к другому электроду. Дополнительный нагрев также возникает от электрической дуги между концами электродов и ванной.

Огнеупоры для стеклоплавильных печей (ZrO_2—Al_2O_3—SiO_2, $Al_2O_3 \pm CaO \pm Na_2O$, Al_2O_3—SiO_2, Al_2O_3—Cr_2O_3) обычно наливают в литейные формы, изготовленные из пластин песка, окруженных отжигаемым порошком и помещенных в металлический контейнер. Так как огнеупоры для сталелитейных заводов плавятся при очень высоких температурах, они обычно помещаются в литейную форму, изготовленную из графитовых пластин, окруженных расплавленным порошком и помещенных в металлический контейнер. Они отливаются в заготовки, из которых затем вырезаются брикеты для сталеплавильных печей — мартеновских, электрических, конвертеров Калдо и для плавки медного штейна. Подробную информацию о производстве, использовании и свойствах огнеупоров можно получить из работы [3]. Процесс плавления имеет также важное значение для изготовления гранул, таких как Al_2O_3 (*корунд*), ZrO_2 (*бадделеит*), MgO (*периклаз*), Al_2O_3—$2SiO_2$ (*муллит*) и MgO—Cr-руды. После плавки и кристаллизации материал подвергается дроблению и измельчению для изготовления керамик и огнеупоров, использования в качестве абразивов и оболочек электронагревательных элементов в печах.

Р. МАК-НЕЛЛИ, А. АЛПЕР, Р. СМИТ

См. также: *Выращивание кристаллов; Кристаллография морфологическая.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Alper A. M.* Science of Ceramics. Vol. 3. New York, Academic, 1967.
2. *Alper A. M.* High Temperature Oxides, Refractory Materials monographs. Vol. 5. New York, Academic, 1970. 358 p.
3. *Alper A. M.* Phase diagrams. Materials Science and Technology, Refractory Materials Monographs. Vol. 6, New York, Academic, 1976.
4. *Buckley H. E.* Crystal Growth. New York, Wiley, 1951. 571 p.
5. *Bundy F. P.* Diamond synthesis and the behavior of carbon at very high pressures and temperatures. — Ann. N. Y. Acad. Sci., 1964, 105 p. 951—982.
6. *Coble R. L., Burke J. E.* Sintering in Ceramics, Progress in Ceramic Science. Vol. 3, New York, Macmillan, 1963.
7. *Current* Ceramic Research Issue. — Am. Ceramic Soc. Bull., 54 (2).
8. *Gilman J. J.* The Art and Science of Growing Crystals. New York, Wiley, 1963. 493 p.
9. *Hausner H. H.* Bibliography of Fundamental and Practical Aspects of Sintering in Powder Metallurgy. Riverton, N. J., Hoeganaes Sponge Iron Corp., 1964.
10. *Lynch Charles T.* Handbook of Materials Science. Vol. 1. General Properties. Vol. 2. Metals, Composites and Refractory Materials. Cleveland, CRC Press, 1974.
11. *Perry J. H.* Chemical Engineers Handbook, 3rd ed. New York, McGraw-Hill, 1950. 1942 p.
12. *Shubnikov A. V., Sheftal N. N.* Growth of Crystals. New York, Consultants Bureau, 1959. 291 p.
13. *Suits C. G.* Man-made diamonds — A progress report. — Am. Scientist, 1964, 52, 395—408.
14. *Tamman G.* Metallography. New. York, Cemical Catalog. Co., 1925. 26 p.
15. *Wentorf R. H., Jr.* and *Bovenkerk H. P.* J. Chem. Phys.. 1962, 36, 1987 p.
17. *White J.* Science of Ceramics. Vol. 1. New York, Academic, 1962.

Балицкий В. С., Лисицына Е. Е. Синтетические аналоги и имитации природных драгоценных камней. М., Недра, 1981. 157 с.

Современная кристаллография. Т. 3. Образование кристаллов. М.: Наука, 1980. 408 с.

Элуэлл Д. Искусственные драгоценные камни. М., Мир, 1981. 176 с.

СКЕЛЕТНЫЕ КРИСТАЛЛЫ

Скелетный кристалл развивается в условиях быстрого роста и высокой степени пересыщения. Атомы присоединяются быстрее к ребрам и вершинам растущего кристалла, чем к центрам кристаллических граней, а это ведет к появлению либо ветвистых (древовидных) форм, либо полых кристаллов со ступенчатыми углублениями на гранях. Ветвистые кристаллы имеют так называемый дендритный (дендритовый) габитус, полые ступенчатые кристаллы — воронкообразный габитус.

Хотя градиенты концентрации велики, но в условиях общего пересыщения локальные перепады в целом не влияют на скорость роста кристалла, и, как правило, в таких кристаллах преобладают плоские грани. Если уровень пересыщения выше критического, то в растворе вблизи кристалла возникают высокие градиенты концентрации вещества, приводящие к наиболее интенсивному росту ребер и вершин с образованием скелетных форм.

Термин «скелетный кристалл» употребляется в двух несколько различных значениях. При быстром росте ребер на некоторых или на всех гранях кристалла образуются внутренние полости, которые в ходе дальнейшего роста могут перекрываться, но чаще всего они заполняются жидкостью предположительно того же состава, что и исходный раствор, из которого растет кристалл. Это явление иллюстрируется на примерах кристаллов *кварца* (штат Минас-Жерайс, Бразилия) и *галита* (Мертвое море, Израиль) (рис. 1 и фото 22).

Чаще всего под термином «скелетный рост» понимают развитие кристаллов ветвистого (дендритного) габитуса (см. *Габитус кристаллов*). Примерами дендритных кристаллов могут служить морозные узоры *льда* на оконном стекле, *пиролюзита* на агате (моховой агат), а также самородного *золота, серебра и меди.*

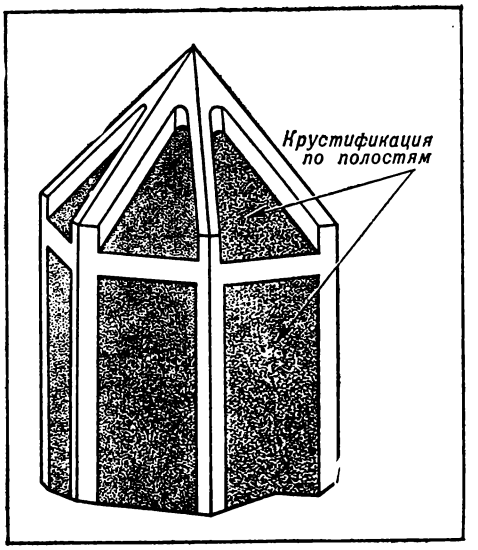


Рис. 1. Скелетный *кварц.*

ВОРОНКООБРАЗНЫЕ КРИСТАЛЛЫ

Воронкообразный кристалл формируется в тех случаях, когда атомы присоединяются быстрее не к центрам граней, а к ребрам и вершинам кристалла, что ведет к возникновению ступенчатых глубоких впадин в центральных частях соответствующих граней (рис. 2). Воронкообразные кристаллы обычно развиваются при высокой степени пересыщения (т. е. при высоких температурах и высоких градиентах концентрации), а следовательно, и при высокой скорости кристаллизации.

Использование специальных приборов показало, что градиент концентрации в пересыщенных растворах для кристаллов типа NaCl оказался самым высоким вблизи вершин кристаллов. Поскольку диффузия вещества к растущему кристаллу прямо пропорциональна градиенту концентрации, вещество доставляется быстрее к ребрам и вершинам, чем к центрам граней.

В обычных условиях кристаллизации грани куба развиваются параллельно самим себе, несмотря на то, что уровень пересыщения выше вблизи вершин. Это обусловлено тем, что наиболее быстро растущие грани (например, {111} или {110}) быстро и исчезают, тогда как медленно растущие грани куба сохраняются. Кроме того, кристаллические дефекты вблизи центров граней способствуют увеличению их роста по сравнению с вершинами кристалла, противодействуя эффекту диффузии. Однако выше кристаллического уровня пересыщения диффузия становится доминирующим фактором и те дефекты, которые сосредоточены вблизи области наибольшего пересыщения (т. е. вблизи вершин), будут вызывать более быстрое осаждение вещества. Коль скоро рост начался, выступающие ребра могут затруднять поступление растворенного вещества к центрам граней, тем самым еще более замедляя осаждение на этих участках. Наличие примесей (наподобие включений илистых частиц) также может затруднять рост центральных участков, что хорошо видно на примере воронкообразных кристаллов *галита* из Мертвого моря (см. фото 22).

Воронкообразные кристаллы характерны для *галита* *пироморфита* и *ванадинита* (фото 22 и рис. 2), реже для *халькопирита*, *алмаза* и *золота*.

Кристаллы металлического *висмута*, выращенные искусственным путем, развиваются в виде псевдокубических ромбоэдров. Воронкообразный габитус характерен, кроме того, и для синтетических кристаллов ZnS, CdS, CdTe, HgSe, HgTe (со структурой *вюртцита*), которые формируют полые, иногда спиралевидные гексагональные призмы, в ряде случаев как бы насаженные на тонкие нитевидные или волосовидные кристаллы (фото 23). Возможный механизм образования таких кристаллов — спиральный рост на винтовой дислокации, причем рост вещества идет по периферии, что приводит к появлению пирамидальных форм (см. *Выращивание кристаллов*). В условиях ограниченного пространства (вследствие тесного соприкосновения с соседними кристаллами) наращивание вещества происходит в вертикальном направлении и в результате образуются полые гексагональные призмы. У ZnO гроздья полых гексагональных призм воронкообразных кристаллов растут по направлению оси *c* от кристалла-субстрата, который лежит параллельно плоскости $(2\bar{1}\bar{1}0)$. Воронкообразные кристаллы состоят из нескольких полых призм; они росли одновременно на субстрате, расходясь радиально из одной точки.

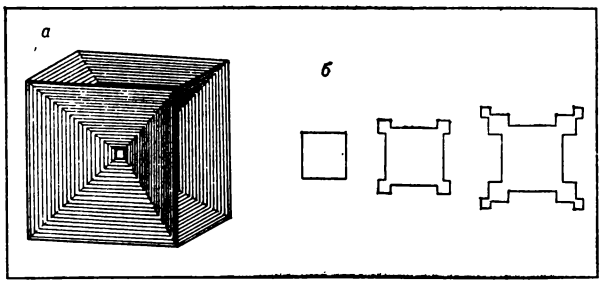


Рис. 2. Воронкообразный кристалл [6] (*а*) и стадии роста идеализированного воронкообразного кристалла [4] (*б*).

Галит может кристаллизоваться в виде не только воронкообразных кубических кристаллов, но и пирамидальной воронки. Этот пирамидальный *галит* обычно формируется из тонкого слоя раствора в условиях высоких температур, скорости испарения, а следовательно, и при высокой степени пересыщения. Рост, вероятно, начинается на поверхности испаряющегося раствора. Мелкие плоские пластинчатые кристаллы образуются на поверхности и удерживаются там силами поверхностного натяжения рассола. Они растут вниз, формируя пирамидальные воронкообразные кристаллы. Пластинчатые кристаллы срастаются в корку, которая погружается на дно и продолжает расти в форме кубических кристаллов. Зональность и полосчатость в кристаллической природной соли свидетельствуют о наличии фантомных воронкообразных кристаллов (см. *Фантомные кристаллы*).

Интересно отметить необычную находку воронкообразного кристалла в базальтах лунных морей (см. *Минералогия Луны*). *Пироксены* характеризуются крайне сложной историей кристаллизации. На гиперстеновое ядро эпитаксически нарастает оболочка *пижонита*, в свою очередь окаймленного *авгитом* (см. *Эпитаксия*). Однако с помощью электронного микрозонда удалось установить, что в *пижоните* остается полость по пирамиде роста ⟨001⟩, которая впоследствии заполняется эпитаксически наросшим *авгитом*. Аналогичным образом микрозондовый анализ кристаллов *плагиоклаза* из другого образца показал увеличение содержания Na и K как по направлению к его внешней каемке, так и к ядру; следовательно, плагиоклаз рос и в том и в другом направлении в виде полого кристалла, который служил ловушкой для остаточного расплава, в итоге сформировавшего ядро *пироксена* и других минералов.

ДЕНДРИТЫ

В то время как большинство дендритных кристаллов проявляют сложные ветвистые формы, снежинки дают прекрасную иллюстрацию того, как гексагональная симметрия контролирует форму кристалла. В снежинке все ветви располагаются параллельно кристаллографическим осям I, II, III. Точная причина такого постоянного расстояния неизвестна. Равное расстояние между ветвями может быть результатом вариации уровня пересыщения. Рост на боковых сторонах (гранях) ветвей понижает пересыщение в непосредственной близости от них и предотвращает дальнейший рост повсюду, кроме как на некотором удалении от них. Согласно представлениям Флетчера [2], окончательная симметрия снежинки определяется анизотропией свободной поверхностной энергии и анизотропией кинетики роста, которые обусловливают одновременное развитие дендритов по всем шести вершинам шестиугольника *льда*. Этот процесс очень сильно определяется степенью пересыщения.

Экспериментальные исследования показали, что габитус кристаллов снега зависит от температуры и давления пара. На участках наибольшей плотности водяного пара развиваются наиболее отчетливо выраженные дендритные кристаллы. Гексагональные призмы увенчаны тонкими гексагональными пластинками, возникающими при переносе растущего кристалла *льда* из температурной области формирования призм в область более низких температур, благоприятных для роста тонких пластин (кристаллы

Цузуми). Необычный тип снежинки, проявляющий трехмерный дендритный узор, образуется только в случае, если кристаллы снега растут из сильно переохлажденных капель воды. Угол между осью *с* плоской снежинки и вторичными ветвями составляет примерно 70°. Такая ориентировка способствует образованию сверхрешетки, в которой несовпадение точек решетки пластинчатого кристалла и его ветвей минимальное.

В. ГОРНИЦ

См. также: *Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Дефекты в кристаллах; Кристаллография морфологическая; Поликристалл; Симметрия; Фантомные кристаллы; Эпитаксия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Chernov A. A.* Stability of faceted shapes. — J. Cryst. Growth, 1974, 24/25, p. 11—31.
2. *Fletcher N. H.* Dendritic growth of ice crystals. — J. Cryst. Growth, 1973, 20, p. 268—272.
3. *Gornitz V, Schreiber C.* Displacive halite hoppers from the Dead Sea: some implications for ancient evaporite deposits. — J. Sed. Petr., 1981.
4. *Holden A., Singer P.* Crystals and crystal growing. New York, Doubleday, 1960. 320 p.
5. *Kobayashi T., Furukawa Y.* Epitaxial relationships during the formation of three-demensional snow dendrites. — J. Crystal. Growth, 1978, 45, p. 46—56.
6. *Vanders I., Kerr P. F.* Mineral recognition. New York, Wiley, 1967. 316 p.

Григорьев Д. П. Жабин А. Г. Онтогения минералов. Индивиды. М., Наука, 1975. 337 с.

СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ

Слоистыми (листовыми) называют минералы, в которых атомы в кристаллической решетке располагаются по отдельным слоям. Многие из этих минералов кристаллизуются в форме тонких пластинок — листов или чешуек — и проявляют совершенную спайность параллельно структурным слоям. Наиболее известные из них — белая слюда (*мусковит*) и черная слюда (*биотит*). На рис. 1 показана модель строения кристалла *мусковита*.

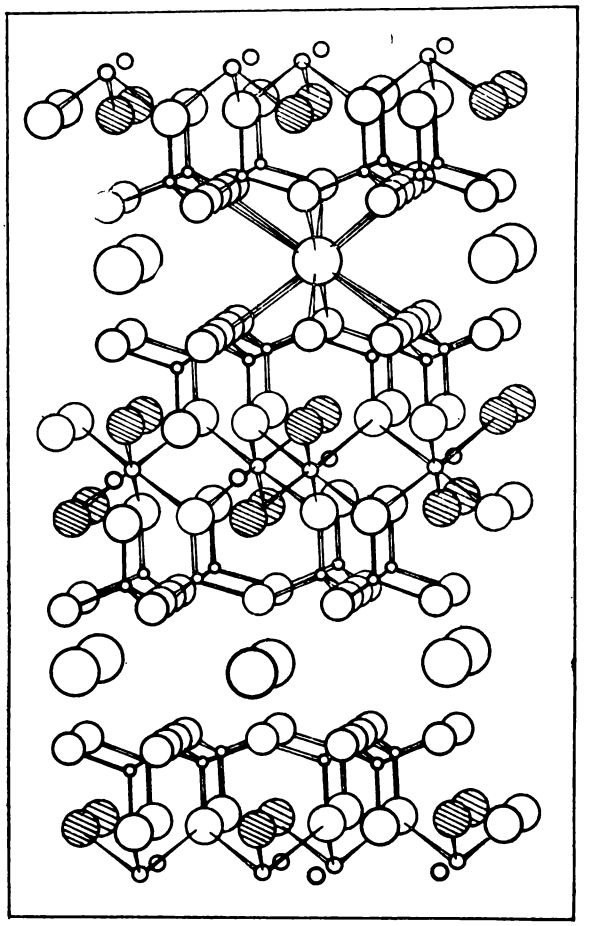


Рис. 1. Структура *мусковита* [Brindley, MacEwan, 1953 г.].

Большинство слоистых силикатов подразделяются на основании их слоистых структур и химического состава на следующие группы: *каолинита—серпентина, пирофиллита—талька, смектита, вермикулита, слюды, хрупкой слюды* и *хлорита*. В пределах каждой группы наблюдаются существенные вариации химического состава, а также разнообразные комбинации размещения структурных слоев (атомной упаковки). Обширные списки составов слоистых силикатов приведены в работе Дира, Хауи и Зусмана [1].

Минералы, характеризующиеся близким химическим составом и идентичной слоистой структурой, но проявляющие разную упаковку слоев, называются политипами (полиморфными модификациями). Политипизм — широко распространенное явление в слоистых силикатах, и обычно разные политипы диагностируются с помощью рентгеновского дифрактометрического метода. В хорошо раскристаллизованных слоистых силикатах слои образуют закономерную пространственную систему со структурами, обладающими четко упорядоченным строением. В плохо раскристаллизованных слоистых силикатах существуют разные типы разупорядоченности, в том числе смещения и развороты последовательных слоев, проявляющиеся скорее беспорядочно, чем закономерно, а также переслаивание слоев более чем одного типа в разных пропорциях и с разной степенью порядка. Кроме того, во многих слоистых силикатах определенные структурные позиции может занимать более чем один сорт атомов, например Si и Al в тетраэдрических позициях. Проблема состоит в том, размещаются ли они беспорядочно или обнаруживают достаточно упорядоченное расположение.

АТОМНЫЕ (ИЛИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ) СТРУКТУРЫ

Кристаллические структуры слоистых силикатов сложены сетками связанных между собой атомов, упакованных в основном по двум довольно простым геометрическим законам. Крупные отрицательно заряженные атомы (анионы) кислорода, гидроксил-ионы (реже ионы фтора) образуют четырех- и шестивершинные группы — тетраэдры и октаэдры — вокруг меньших по размерам положительно заряженных атомов (катионов). На рис. 2 показано расположение слоев тетраэдров — групп XO_4 (X — обычно Si, но в некоторых минералах и Al, реже Fe^{3+}), связанных в гексагональные кольца.

На рис. 3 показано расположение октаэдров — групп Y (O, OH, F)$_6$ (Y — обычно Al, Fe^{3+}, Mg, Fe^{2+}). Они соединены общими ребрами и образуют непрерывные слои. Ионы кислорода располагаются в двух плоскостях в плотнейшей упаковке. Октаэдрические слои бывают двух типов, в одном случае 2/3 возможных позиций катионов занято в основном трехвалентными ионами, а в другом — 3/3, т. е. все позиции заняты преимущественно, но не исключительно двухвалентными ионами. Эти слои получили

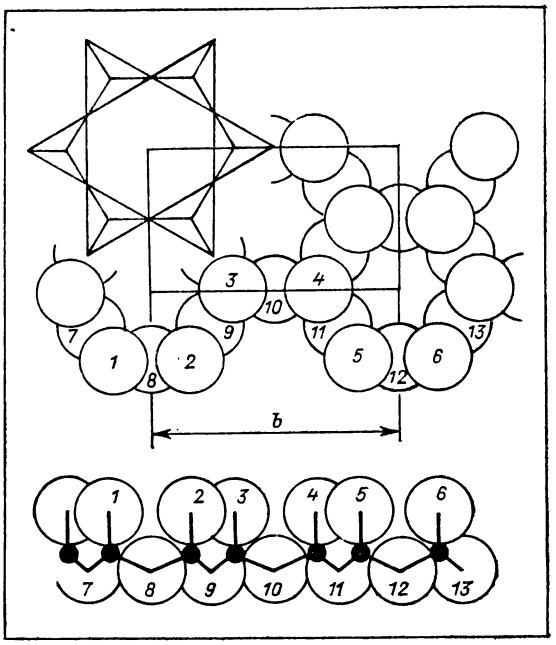


Рис. 2. Схема расположения кремнекислородных тетраэдрических групп, образующих слой (в плане и в разрезе).

Крупные кружки — ионы кислорода; черные кружки — ионы кремния. На верхнем рисунке ионы Si «спрятаны» под верхней плоскостью ионов кислорода. В левом верхнем углу показано гексагональное кольцо из тетраэдров, соединенных общими вершинами. Нижний рисунок иллюстрирует Si—O-связи.

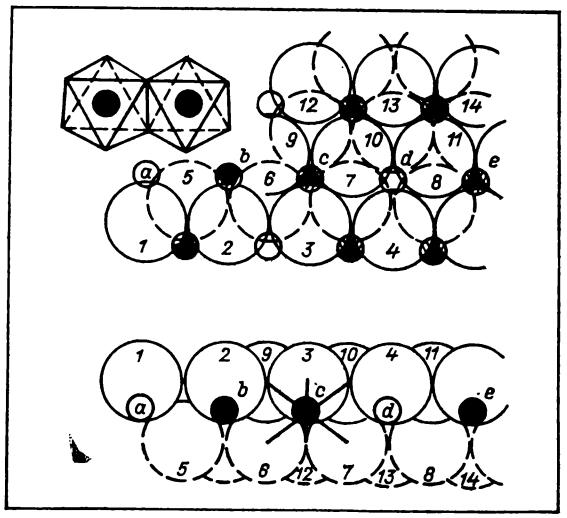


Рис. 3. Схема расположения катион-кислородных октаэдрических групп, образующих слой (в плане и в разрезе).

Крупные кружки — ионы кислорода, маленькие кружки — катионы металлов. Трехвалентные катионы Al^{3+} занимают черные кружки и образуют диоктаэдрический слой. Двухвалентные катионы Mg^{2+} занимают все октаэдрические центры и образуют триоктаэдрический слой. В верхней левой части рисунка показаны два сопряженных общим ребром октаэдра. На нижнем рисунке показаны шестерные связи ионов металла и кислорода.

соответственно названия: «диоктаэдрический» и «триоктаэдрический» (см. рис. 3).

Относительное расположение атомов, показанное на рис. 2 и 3, — это идеализированная схема реально существующей структуры, удобная для рассмотрения в первом приближении, но недостаточно информативная для получения ответов на все вопросы о строении этих силикатов. На рис. 4 представлены разнообразные комбинации тетраэдрического и октаэдрического слоев, формирующих разные структуры, при этом диоктаэдрические и триоктаэдрические группировки различаются так же, как и на рис. 2 и 3. Более детальные описания см. у Бейли [2].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Химические составы главных групп минералов можно рассматривать на основе структурных диаграмм, показанных на рис. 2—4.

Минералы групп *каолинита—серпентина* (рис. 4, *а*) имеют пакеты, состоящие из одного тетраэдрического и одного октаэдрического слоя (тип пакетов 1 : 1) со следующими составами:

Слои	*Каолинит*	*Серпентин*
Октаэдрический	$Al_2O_2(OH)_4$	$Mg_3O_2(OH)_4$
Тетраэдрический	Si_2O_3	Si_2O_3
В целом	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$

Каолиниты относятся к диоктаэдрическим минералам, а *серпентины* — к триоктаэдрическим. В них, как и в других слоистых силикатах, состав тетраэдрического слоя — Si_2O_5 на структурную единицу слоя, но в случае соединения с октаэдрическим появляются два общих аниона кислорода, посредством чего и происходит их связь. Количество атомов считается по октаэдрическому слою во избежание повторного счета, и состав октаэдрического слоя в соответствии с этим показывается как Si_2O_3.

Минералы группы *пирофиллита— талька*, показанные на рис. 4, *б*, имеют один октаэдрический слой, заключенный между двумя тетраэдрическими, и такой тип пакетов обозначается 2 : 1. *Пирофиллит* относится к диоктаэдрическим, а *тальк* — к триоктаэдрическим минералам. Состав их следующий:

Слои	*Пирофиллит*	*Тальк*
Тетраэдрический	Si_2O_3	Si_2O_3
Октаэдрический	$Al_2O_4(OH)_2$	$Mg_3O_4(OH)_2$
Тетраэдрический	Si_2O_3	Si_2O_3
В целом	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$

Минералы группы *слюды* (рис. 4, *в*) имеют аналогичный тип слоистой структуры 2 : 1, но существенно отличаются по составу. Пакет 2 : 1 имеет общий отрицательный заряд, который нейтрализуется межпакетными катионами K^+, реже Na^+, в группе хрупкой *слюды* — ионами Ca^{2+}. Типичные диоктаэдрические и триоктаэдрические *слюды* характеризуются составами, приближающимися к следующим формулам: *мусковит* (диоктаэдрический) $KAl_2(Si_3Al)\cdot O_{10}(OH)_2$, *парагонит* (диоктаэдрический) $NaAl_2(Si_3Al)\cdot O_{10}(OH)_2$, *биотит* (триоктаэдрический) $K(Mg, Fe^{2+})_3\cdot(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$.

Составы большинства природных *слюд* приближаются к формуле диоктаэдрических или триоктаэдрических разновидностей, но синтезированные тетракремниевые слюды с составом $KMg_{2,5}Si_4O_{10}(OH)_2$, вероятно, следует называть «2,5-октаэдрическими».

В хрупких *слюдах* набор тетраэдрических катионов приближается к (Si_2Al_2), величина заряда пакета 2 — на формульную единицу, а межпакетные катионы представлены Ca^{2+}. Типичные формулы следующие: *маргарит* (диоктаэдрический) $CaAl_2(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2$, *клинтонит* (триоктаэдрический) $Ca(Mg, Al)_3(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_2$.

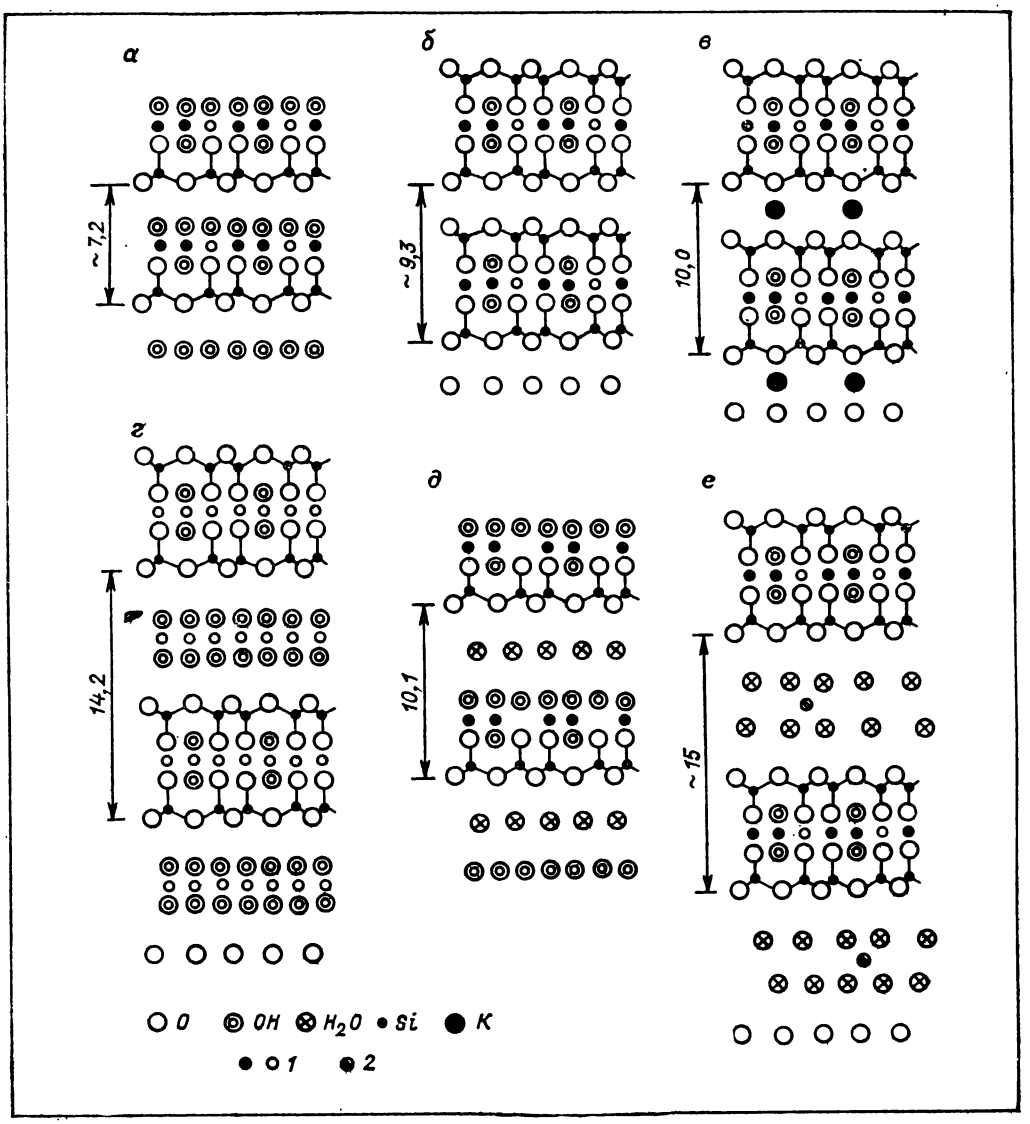


Рис. 4. Структуры некоторых слоистых силикатов.

а — структура *каолинита—серпентина* типа 1 : 1; *б* — структура *пирофиллита—талька* типа 2 : 1; *в* — *слюд* (диоктаэдрические и триоктаэдрические формы); *г* — *хлорита* (триоктаэдрического); *д* — *гаплуазита* (гидратированная фаза со слоем молекул воды между алюмокремниевыми пакетами); *е* — *монтмориллонита*.

1 — катионы в октаэдрических позициях; *2* — межпакетные катионы.

Позиции межпакетной воды и межпакетного катиона точно не известны и показаны приблизительно. Примерные межпакетные расстояния даны в ангстремах.

Минералы группы *хлорита* в основном триоктаэдрические (см. рис. 4, *г*). Это относится как к силикатному пакету (в хлоритах он имеет состав 2 : 1), так и к промежуточному (гидроксидному) слою. Встречаются и диоктаэдрические *хлориты* (например, *донбассит*), а также смешанные *хлориты* — диоктаэдрические в пакете 2 : 1, но триоктаэдрические в промежуточном гидроксидном слое. Последние описываются как ди-триоктаэдрические (смешанные) *хлориты* (например, *кукеит* и *судоит*). Хлориты смешанного три-диоктаэдрического типа неизвестны.

Катионные замещения в хлоритовой структуре имеют место во всех типах слоев. Для двух структурных составляющих решетки *хлорита* простейшие формулы выглядят следующим образом: пакет 2 : 1 $[(Mg_{3-0,5x}\ Al_{0,5x}) \cdot (Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_2]^{x-/2}$; промежуточный слой $[(Mg_{3-0,5x}Al_{0,5x})(OH)_6]^{x+/2}$; общий состав $(Mg_{6-x}Al_x) \cdot (Si_{4-x}Al_x)O_{10}(OH)_8$.

Составы многих *хлоритов* приближенно описываются формулой этого типа с вариацией x в интервале 0,6—1,6. Обычно Mg частично замещается Fe^{2+} или другими двухвалентными катионами, Al^{3+} в октаэдрической позиции замещается Fe^{3+} и другими трехвалентными катионами. Согласно этим формулам, Mg должен замещаться Al в равных количествах в обеих его структурных позициях, однако это слишком большое упрощение, не всегда отражаю-

щее реальную ситуацию. Распределение октаэдрических двух- и трехвалентных катионов устанавливается лишь с помощью высокоточных методов анализа кристаллической решетки. Дело усложняется еще и тем, что в *хлоритах*, исходно содержащих железо, главным образом в закисной форме (двухвалентное), может происходить его окисление до окисного (трехвалентного) железа.

Вследствие того, что хлоритовая структура допускает широкие вариации химического состава, в литературе появилось огромное число разнообразных наименований, часто, как оказывается, излишних. Широкое признание получила упрощенная схема, предложенная Бейлесом [4]. Триоктаэдрические *хлориты* называются по доминирующему двухвалентному катиону: Mg — *клинохлор* $(Mg_5Al)\cdot(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, Fe^{2+} — *шамозит* $(Fe_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, Ni — *нимит* $(Ni_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$, Mn^{2+} — *пеннантит* $(Mn_5Al)(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$. Эти составы соответствуют $x = 1$ в приведенной выше формуле. К указанным четырем главным названиям добавляют определения, отражающие присутствие в минерале других важных катионов или необычность состава его тетраэдрических сеток.

ГЛИНИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

Хотя глинистые минералы относятся к числу основных минералов слоистых силикатов, они обладают интересными специфическими особенностями и потому рассматриваются отдельно (см. *Глины, минералы глин*), а здесь лишь бегло упоминаются. *Каолинит* сам по себе важный минерал глин, а минералы группы *серпентина* тоже иногда называют глинами. Многие глинистые минералы по своим особенностям и составу являются промежуточными между минералами группы *пирофиллита—талька* и группы *слюды*; это *смектиты* и *вермикулиты*. Помимо того что *вермикулит* имеет «глинистый» облик, он развивается и в виде крупных слюдоподобных чешуек и, по существу, должен рассматриваться в данной статье, но во избежание повторений описание *вермикулитов* включено в статью *Глины, минералы глин*. На рис. 4, *д* и *е* изображены две структуры глинистых минералов.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА И РАЗМЕРОВ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ

На рис. 4 показаны вертикальные расстояния между слоями в типичных структурах слоистых силикатов. Даны их примерные значения, поскольку точные значения определяются конкретными ионами, особенно катионами. Эти расстояния просто и точно определяются рентгеновскими дифрактометрическими методами и позволяют легко проводить диагностику в тех случаях, когда прямые оптические наблюдения затруднены, например в тонких фракциях глинистых сланцев и глин.

Проводились многочисленные исследования взаимосвязи химического состава и размеров в пределах слоев, в частности параметра *b*, показанного на рис. 2. Этот параметр позволяет установить принадлежность силиката к ди- или триоктаэдрическому типу. У многих диоктаэдрических минералов $b \approx 8{,}90 \div 9{,}05$Å, а у триоктаэдрических $b \approx 9{,}2 \div 9{,}4$Å, но бывают и исключения, поэтому данным критерием следует пользоваться с осторожностью. Статистические оценки показывают существование следующих соотношений (отметим, что в свете современных данных приведенные значения нуждаются в уточнении): *каолинит—серпентин* $b = (8{,}923 + 0{,}125Mg + 0{,}229Fe^{2+} + 0{,}079Fe^{3+} + 0{,}28Mn^{2+} + 0{,}17Ti) \pm 0{,}014$ Å; *слюды* $b = (8{,}925 + 0{,}099K - 0{,}069Ca + 0{,}062Mg + 0{,}116Fe^{2+} + 0{,}098Fe^{3+} + 0{,}166Ti) \pm 0{,}03$Å; *хлориты* $b = (9{,}23 + 0{,}03Fe^{2+}) \pm 0{,}03$Å; *смектиты* $b = (8{,}944 + 0{,}096Mg + 0{,}096Fe^{3+} + 0{,}037Al^{VI}) \pm 0{,}012$Å.

Химические символы показывают число атомов, приходящихся на формульную единицу. Исключение составляет Al в *смектитах* — его тетраэдрическая позиция показана символом Al^{VI}. Проиллюстрируем использование этих формул на примере хрупкой *слюды*, имеющей следующий состав: $Ca(Mg_2Al)(SiAl_3)O_{10}(OH)_2$. Рассчитанное значение *b* составит: 8,925—0,069 + 0,124 = 8,980Å. Это значение *b* попадает в интервал, характерный для диоктаэдрических минералов, что заставляет отнести данный триоктаэдрический минерал по параметру *b* к диоктаэдрическим. Эмпирические данные согласуются с рассчитанным значением, следовательно, это уравнение справедливо. Минералы такого типа представляют исключение из общего правила, связывающего значения *b* с ди- и триоктаэдрическими слоистыми силикатами.

ДЕТАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СТРУКТУРЫ

Многие вопросы, касающиеся слоистых силикатов, нельзя разрешить, опираясь лишь на геометрические модели: для этого требуется высокоточный и детальный анализ кристаллической структуры. Попутно отметим, что это справедливо по отношению не только к слоистым силикатам, но и ко всем другим группам минералов.

Если в основу моделей структур положены тетраэдрические и октаэдрические слои (как в случае, показанном на рис. 2—4) и известные межатомные расстояния или если произведены соответствующие расчеты размеров слоя, то вполне очевидно, что упаковка их в сопряженные слои требует некоторых модификаций. Часто тетраэдрические слои более растянуты, чем диоктаэдрические; они сжимаются в основном путем постепенного винтообразного смещения (разворота) тетраэдра на угол α попеременно в положительном и отрицательном направлениях, в шестерном кольце, показанном на рис. 2. По данным детального структурного анализа, угол α меняется от нуля до 23°. Эти смещения приводят к переходу симметрии слоя от гексагональной к более низкой, тригональной, сингонии. В триоктаэдрических типах структур тетраэдрические слои обычно имеют меньшие размеры, чем триоктаэдрические, и их взаимоприспособление происходит в основном за счет сжатия и расширения октаэдрических слоев (они как бы сплющиваются, становясь утоненными); тетраэдрические слои лучше сохраняют элементы своей идеальной симметрии. В работе Бейли подытожены детальные данные по симметрии сеток в слоистых силикатах. Действительные отклонения строения слоев от простых геометрических моделей зависят от химического состава минералов и их общей структуры (явление политипии).

В структуре *слюды* (рис. 1 и 4, *в*) ионы K расположены между пакетами типа 2 : 1, преимущественно в пустотах кремнекислородного каркаса (см. рис. 2). В идеале ионы K должны находиться между шестью верхними и шестью нижними атомами кислорода, но в результате смещения тетраэдров три верхних и три нижних атома кислорода оказываются тесно сближенными с каждым ионом K, а остальные атомы кислорода — более удаленными от них. Из этого следует, что общая структура такого типа характеризуется другим граничным условием.

Как было показано выше, уравнения, связывающие параметры с составом, редко зависят от масштабов замещения кремния алюминием, если только в AlO_4-тетраэдре расстояние Al—O составляет 1,77Å, а Si—O равно 1,62Å, т. е. они различаются примерно на 10 %. Очевидно, что вхождение этого более крупного тетраэдра оказывается возможным за счет его разворота. Далее встает вопрос, какой характер носит замещение ионов: упорядоченный, частично упорядоченный или беспорядочный? Ответить на этот вопрос трудно по двум причинам. Во-первых, Al и Si (оба содержат по 10 электронов в ионизированном состоянии) вызывают почти идентичное рассеяние рентге-

новских лучей, а потому диагностика их рентгеновскими методами затруднена. Различия в размерах тетраэдров могут быть выявлены лишь в случае, если занимают одни и те же кристаллографические позиции по всему кристаллу. Обычный рентгеновский анализ имеет дело с дальним порядком. Разумеется, что в пределах малых доменов может существовать ближний порядок (см. *Порядок—беспорядок*). Изучение ближнего порядка требует оценки всей дифракционной картины; обычное ограничение четкими рефлексами не является достаточным. Исследование ближнего порядка в *мусковите* показало, что замещения алюминия кремнием группируются в блоках, которые развернуты под углом 120° друг к другу в доменах ближнего порядка.

политипия

Политипия связана с различной упаковкой слоев, в целом идентичных по структуре и составу. Способ упаковки, т. е. взаиморасположение этих слоев, определяет общую симметрию кристаллической структуры. Вследствие этого определение пространственной группы (см. *Символы пространственной группы; Симметрия*) — это первый шаг к выявлению общей структуры, обычно начинающийся с рентгеноструктурного анализа монокристаллов. Порошковый метод, широко применяемый для их диагностики, обычно дает достаточную информацию, позволяющую отнести исследуемый минерал к тому или иному политипу. Наряду с широко распространенными упорядоченными политипами, установлено много их разновидностей, проявляющих частичный порядок и беспорядок.

В первом приближении тип упаковки слоев зависит от характера межпакетных связей. Постоянно действующими являются довольно слабые, т. е. необычные, вандерваальсовские силы. Если плоскости, в которых размещаются ионы кислорода и гидроксильной группы, обращены друг к другу, как в случае структур типа 1 : 1 (см. рис. 4, *а*) и в *хлорите* (рис. 4, *г*), могут возникнуть OH···H-связи, т. е. водородные связи. Эти связи слабые, но характерные как раз для ионов OH и O. В слюдах пакетные ионы K играют роль своеобразной связки между пакетами, но здесь возможны разные комбинации вследствие гексагональной, квазигексагональной или тригональной геометрии слоев Si(Al)—O. Эти связи сравнительно прочные. Дальние ионные связи тоже играют важную роль. Так, ионы Si^{4+} какого-либо слоя могут достаточно ощутимо притягивать ионы O^{2-} соседнего слоя и отталкивать Al^{3+} или Si^{4+}. Таким образом, между слоями существуют разнообразные связи. Тип упаковки слоев определяется сложной комбинацией действующих сил, а также специфическим или неспецифическим характером их проявления. Рассмотрим на основании вышеизложенного политипы слоистых структур.

Структуры типа 1 : 1 свойственны диоктаэдрическим минералам группы *серпентина*. *Каолинит* — наиболее распространенный минерал одноименной группы — имеет один пакет на элементарную ячейку, и общая его сингония — триклинная. Это структура типа 1Tc. При параметрах ячейки $a = 5{,}14$ Å, $b = 8{,}93$ Å, $c = 7{,}37$ Å; $\alpha = 9{,}16°$; $\beta = 104{,}8°$; $\gamma = 89{,}9°$ основное смещение при переходе от одного пакета к другому составит примерно $a/3$ параллельно оси x при $\beta = 104{,}8°$, а параллельно оси y смещение гораздо меньшее, поэтому α отклоняется от 90°. Такие искажения структуры вызываются необходимостью приведения OH и O в позиции, благоприятные для осуществления связей OH···O, а дальние ионные связи играют роль в определении конкретных взаимных позиций ионов и развороте тетраэдров примерно на 11°, что также обусловливает проявление связей OH···O. Здесь, как и в других слоистых структурах, имеют место сложные взаимодействия, и эта сложность обычно сильно упрощается при простых описаниях. В *дикките* — минерале, практически идентичного состава и структуры, в элементарной ячейке присутствуют два слоя, обусловливающие общую моноклинную симметрию (и, следовательно, структуру типа 2M); параметры ячейки $a = 5{,}15$ Å, $b = 8{,}94$ Å, $c = 14{,}7$ Å, $\beta = 103{,}6°$ указывают на сходные размеры пакета. Слои смещаются в направлении оси x на такой же угол, однако чистый сдвиг параллельно оси y отсутствует. Небольшие смещения (+ и —) параллельно оси y обнаружены у *каолинита*, но в двуслойной ячейке они сходят на нет. Разворот тетраэдра в *дикките* составляет около 7,5°. Другой минерал группы *каолинита* — *накрит*, тоже моноклинной сингонии и с двумя слоями в элементарной ячейке, характеризуется иным расположением слоев. Помимо этих политипов существует целый ряд разупорядоченных модификаций. Поскольку ионы OH повторяются вдоль оси y через промежутки, равные примерно $b/3$, слои могут смещаться относительно друг друга на величину $nb/3$ (где n — целое число), сохраняя при этом одну и ту же группировку ионов OH···O. Во многих *каолинитах* проявлен в самой разной степени так называемый беспорядок $b/3$ смещения пакетов, но наиболее характерны только некоторые из таких смещений [3].

Среди минералов группы *серпентина* особый интерес представляет его волокнистая разновидность — *хризотил* (см. *Асбест*). Несовпадение между Mg-триоктаэдрическими и Si-тетраэдрическими слоями вызывает спиралеобразное закручивание слоев, непосредственно видимое при большом увеличении под электронным микроскопом. При частичном замещении ионов Mg и Si ионами Al октаэдрический слой сжимается, а тетраэдрический расширяется, в результате чего образуются обычные плоскостные слои.

Пирофиллит и *тальк* имеют самую простую структуру слоистых силикатов типа 2 : 1 и чаще всего представлены политипом 1Tc при подчиненном развитии политипа 2M. Связи между последовательно расположенными пакетами определяются частично вандерваальсовыми силами и частично дальними взаимодействиями ионов. Эти слабо связанные пакеты могут легко смещаться при механическом воздействии, и упаковка структуры при этом существенно нарушается.

Из всех слоистых силикатов изучению *слюд*, пожалуй, было уделено наибольшее внимание. В *слюдах* связи между отрицательно заряженными пакетами 2 : 1 (за счет замещения алюминия кремнием) сильные, при этом характерно, что ионы K занимают четкую позицию между смежными сетками ионов кислорода. Структуре типа 2 : 1 свойственно смещение верхнего тетраэдрического слоя относительно нижнего тетраэдрического на расстояние примерно $a/3$. В связи с гексагональной симметрией тетраэдрических листов вектор смещения на расстояние $a/3$ пакета 2 : 1 по отношению к следующему пакету 2 : 1 повернут на угол, кратный 60° ($n \cdot 60°$, $n = 0, 1, 2, 3, 4, 5$). Отсюда при последовательных вращениях пакетов в этом направлении возникают соответствующие политипы, различающиеся по общей симметрии: 1M, $2M_1$, 3T, 2P, $2M_2$ и 6H (цифры перед буквами указывают количество пакетов на элементарную ячейку; M — моноклинная, T — тригональная, P — ромбическая, H — гексагональная сингония; цифры внизу указывают на различную моноклинную структуру). В Si(Al)-тетраэдрических сетках тетраэдры развернуты на угол от 1 до 11° в триоктаэдрических слюдах и обычно около 10—12° в диоктаэдрических. Относительная распространенность различных политипов слюды дана в таблице. Политип $2M_1$, по-видимому, чаще встречается в диоктаэдрических, чем в триоктаэдрических, *слюдах*. Эта особенность может быть отчасти связана в целом с меньшими углами разворота тетраэдров в триоктаэдрических слюдах по сравнению с диоктаэдрическими.

Относительная распространенность политипов слюды [2]

Диоктаэдрическая	Большая	Средняя	Слабая
Мусковит	$2M_1$	$1M_1$, 1Md	3T
Фенгит	1M, 1Md, 3T	$2M_1$	$2M_2$
Селадонит	1M, 1Md	—	—
Триоктаэдрическая	Большая	Средняя	Слабая
Флогопит	1M, 1Md	3T	$2M_1$
Биотит	1M, 1Md	3T	$2M_1$
Лепидолит	1M, $2M_2$	3T	$2M_1$
Циннвальдит	1M, 1Md	$2M_1$, 3T	—

В *хлоритах* с положительно заряженными гидроксильными листами между отрицательно заряженными пакетами 2 : 1 имеется больше вариантов для развития большего числа политипов, чем в *слюдах*. Большинство *хлоритов*, однако, имеет либо одинаковые структуры, либо образовано неравномерно чередующимися пакетами. По данным работы [2], в *хлоритах* выделяются 12 различных однопакетных политипов. Разупорядоченная упаковка, преобладающая в структуре хлоритов, может объясняться слабыми связями OH···O между межпакетными гидроксильными листами и ионами кислорода в тетраэдрических сетках. Общая химическая связь в структуре обусловлена силами притяжения ионов отрицательно и положительно заряженных структурных единиц. Отсутствие или ослабление на порошкограмме некоторых групп отражений с индексом $R \neq 3n$ указывает на беспорядочные смещения слоев *nb*/3, т. е. такие же, как у минералов группы *каолинита*.

Дж. БРИНДЛИ

См. также: *Глины, минералы глин; Свойства минералов; Слюды; Фрагментарность кристаллических решеток; Хлорита группа.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. Т. 3. Слоистые силикаты (пер. с англ.). М., Мир, 1966. 317 с.

2. *Bailey S. W.* Structures of layer silicates. — In: Brindley G. and Brown G., eds. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, Mineralogical Society, 1980, p. 1—123.

3. *Brindley G. W.* Order-disorder in clay mineral structures. — In: Brindley G. and Brown G., eds. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. London, Mineralogical Society, 1980, p. 15—59.

4. *Bayliss P.* Nomenclature of the trioctahedral chlorites. — Can. Mineral., 1975, 13, p. 178—180.

СЛЮДЫ

Слюды представляют собой классический пример силикатов со слоистой структурой (см. *Слоистые силикаты*). Они относятся к гидроксилалюмосиликатам калия, в которых литий, магний и железо занимают разные позиции. Все слюды являются псевдогексагональными (моноклинными) со структурой «сброшюрованных листов». Общий химический состав минералов этой группы определяется формулой: $(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$ со щелочами и магнием. Разупорядочение в упаковке слоев обусловливает широкий диапазон составов. К слюдам относятся нижеследующие минералы.

Анандит (Ba, K) (Fe, Mg)$_3$(Si, Al, Fe)$_4$O$_{10}$(O, OH)$_2$
Аннит $KFe_3^{2+}(AlSi_3)O_{10}(OH, F)_2$
Биотит K(Mg, Fe)$_3$(Al, Fe)Si$_3$O$_{10}$(OH, F)$_2$
Битиит $CaLiAl_2(AlBeSi_2)O_{10}(OH)_2$
Браммалит — натриевый *иллит*
Вонесит (Na, K) (Mg, Fe, Al)$_6$(Si, Al)$_8$O$_{20}$(OH, F)$_4$
Глауконит (K, Na) (Al, Fe^{3+}, Mg)$_2$(Al, Si)$_4$O$_{10}$(OH)$_2$
Гидрослюда (K, Na, H_3O)$Al_2(AlSi_3)O_{10}[(OH)_2, H_2O]$
Иллит (K, H_3O) (Al, Mg, Fe)$_2$(Al, Si)$_4$O$_{10}$[(OH)$_2$, H_2O]
Киноситалит (Ba, K) (Mg, Mn, Al)$_3$(Al$_2$Si$_2$)O$_{10}$(OH)$_2$
Клинтонит Ca(Mg, Al)$_3$(Al$_3$Si)O$_{10}$(OH)$_2$
Лепидолит K(Li, Al)$_3$(Si, Al)$_4$O$_{10}$(F, OH)$_2$
Маргарит $CaAl_2(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$
Масутомилит K(Li, Al, Mn^{2+})$_3$(Si, Al)$_4$O$_{10}$(F, OH)$_2$
Монтдорит (K, Na)$_2$(Fe^{2+}, Mn, Mg)$_5$Si$_8$O$_{20}$(F OH)$_4$
Мусковит $KAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$
Парагонит $NaAl_2(AlSi_3)O_{10}(OH)_2$
Полилитионит $KLi_2AlSi_4O_{10}(F, OH)_2$
Роскоэлит K(V, Al, Mg)$_3$(Al, Si$_3$)O$_{10}$(OH)$_2$
Селадонит K(Mg, Fe) (Fe^{3+}, Al)Si$_4$O$_{10}$(OH)$_2$
Сидерофиллит $K(Fe_2^{3+}Al)$ $(Al_2Si_2)O_{10}(F, OH)_2$
Тарасовит (Ca, Na)$_{0,42}$KNa(H$_3$O)Al$_8$(Si, Al)$_{16}$O$_{40}$×
×(OH)$_8$·2H$_2$O
Тайниолит $KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$
Флогопит $KMg_3(AlSi_3)O_{10}(F, OH)_2$
Хендриксит K(Zn, Mn)$_3$(Si$_3$Al)O$_{10}$(OH)$_2$
Циннвальдит $KLiFe^{2+}Al(AlSi_3)O_{10}(F, OH)_2$
Черныхит (Ba, Na) (V, Al)$_2$(Si, Al)$_4$O$_{10}$(OH)$_2$
Эфесит $NaLiAl_2(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$

Наиболее характерная особенность *слюд* состоит в том, что они образуют пакеты и расслоены на тонкие пластинки вследствие совершенной спайности по плоскости (001). Им свойственно высокое двупреломление, кристаллы — оптически отрицательные. По ориентировке плоскости оптических осей слюды делятся на два типа: а) *мусковит* и *лепидолит* с плоскостью оптических осей, перпендикулярной к (001); б) *флогопит* и *биотит* с плоскостью оптических осей, параллельной (001).

Главные минералы группы *слюд* представлены *мусковитом* (серицит — разновидность мусковита с мелкими чешуйчатыми кристаллами; фуксит или марипоэит — хромсодержащие разновидности), *иллитом* (гидромусковит, или «глинистую слюду» обычно относят к глинам), *лепидолитом* (*циннвальдит* — литий-железистая разновидность), *флогопитом* и *биотитом*. *Глауконит* является продуктом диагенеза; *селадонит* имеет гидротермальное происхождение.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Глины, минералы глин; Диагенетические минералы; Кристаллография морфологическая; Минералы пегматитов; Минеральные пигменты и наполнители; Оптическая минералогия; Пластические деформации в минералах; Синтетические минералы; Слоистые силикаты; Хлорита группа.*

СМЕКТИТЫ

Смектиты представляют собой гидроксилалюмосиликаты, содержащие щелочи и щелочные земли (см. *Глины, минералы глин*). Первоначально этот термин, по-видимому, был предложен еще в 1758 г. Кронстедтом. Позднее большее распространение получило название «монтмориллонит», относящееся как к названию минерала, так и ко всей группе *смектитов*. В последнее время термин «монтмориллонит» применяется лишь к диоктаэдрической разновидности, содержащей алюминий и магний. В данную группу входят следующие минералы: *монтмориллонит, бейделлит, нонтронит, гекторит, сапонит*. Их общую формулу можно представить в следующем виде:

$$X_{0,33}Y_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O,$$

где X — Ca или Na, Y — Al, Fe^{3+}, Cr, Mg, Ni, Zn или Li

Минералы группы *смектитов* кристаллизуются в моноклинной сингонии, имеют твердость 1—2 и плотность 2—3 г/см^3. Окраска их меняется от белой до желтой, желто-зеленой, зеленой или бурой в зависимости от содержания железа. Небольшая примесь марганца придает минералам розоватый оттенок. *Смектиты* имеют совершенную базальную спайность по {001}. Они сложены мельчайшими частицами (обычно менее 1 мкм); минералы содержат значительное количество воды или другой жидкости в межпакетных пространствах (см. *Слоистые силикаты*).

Оптические свойства этих минералов из-за крайне малого размера слагающих их частиц определяются с трудом. Оптически отрицательны; в шлифах бесцветны или слабоокрашены (в желтый или зеленый цвет); $n_g = 1{,}48 \div 1{,}61$; $n_m = 1{,}50 \div 1{,}64$; $n_p = 1{,}50 \div 1{,}64$; $n_g - n_p = 0{,}01 \div 0{,}04$, а $2V$ обычно небольшой.

Смектиты лучше всего поддаются изучению методами электронной микроскопии, с помощью которых видно, что они состоят из отдельных пакетов толщиной в одну элементарную ячейку или из нескольких таких пакетов с неровными границами. Кальциевые *смектиты* образуют агрегаты большей толщины, чем натриевые. В тонкодисперсном состоянии в воде слои сцепляются между собой краями.

Смектиты подвержены воздействию кислот и характеризуются высокой способностью к катионному обмену. Чаще всего в нем участвует Ca, реже Na.

Смектиты встречаются как продукты изменения вулканического стекла и пепла (бентонит) и других изверженных пород (фуллерова земля). Кроме того, они могут возникать при гидротермальном изменении *плагиоклазов* — в почвах и метаморфических породах (см. *Породообразующие минералы; Минералогия почв*).

К диоктаэдрическим минералам группы *смектита* относятся *монтмориллонит*, который содержит Al^{3+} и Mg^{2+}, *бейделлит* — минерал, богатый алюминием, и *контронит* — минерал, богатый железом. Триоктаэдрические разновидности представлены *сапонитом*, который обогащен магнием, *гекторитом*, содержащим литий, и *сауконитом*, содержащим цинк. *Волконскоит* является диоктаэдрической разновидностью, содержащей хром (хромистый *контронит*).

Минералы группы *смектитов* используются при бурении (как составная часть шлама), в качестве керамического сырья, наполнителей в бумаге, резине, красках (см. *Минеральные пигменты и наполнители*), а также в косметике, в качестве катализаторов, сорбентов разных примесей и в формовочных песках.

Э. БУИ

См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв; Минеральные пигменты и наполнители; Породообразующие минералы; Слоистые силикаты.*

СМОЛА И ЯНТАРЬ

Природные смолы, выделяемые деревьями или кустарниками при нанесении им повреждений, представляют собой бальзам (раствор смолы в эфире) или живицу (раствор смолы в эфирных маслах). Смолы относятся к летучим и нелетучим терпеноидам и соединяются со спиртами, альдегидами, эфирами, резенами и другими малыми нетерпеноидными соединениями. Янтарь и другие ископаемые или полуископаемые смолы, представляющие геологический интерес, вероятно, формировались в основном за счет нелетучих терпеноидов в процессе их окисления и полимеризации. Детально этот процесс неизвестен, но, вероятно, он требовал довольно длительного времени.

Каурийская смола и копал — это твердые смолы, выделяемые растениями, их можно обнаружить в почве и аллювиальных отложениях. Для них характерно присутствие агатовой кислоты. Размягчаются они при температурах от 150 до 210 °C, по окраске меняются от почти черных до прозрачных белых и имеют плотность 1,07—1,08 г/см^3.

Растительный источник каурийской смолы известен, и в природе находят много соединений, образующих промежуточный ряд между свежей смолой и полуископаемой или ископаемой смолами.

Полуископаемые и ископаемые каурийские смолы и копал приурочены к верхним горизонтам почвенного покрова и встречаются в виде отдельных кусков или неправильной формы стяжений размером от нескольких сантиметров до нескольких десятков сантиметров. Они могут встречаться в районах без видимых следов растения-источника. По общим представлениям, возраст этих смол составляет не менее нескольких тысяч лет. Однако следует отметить случаи находок копала, например промышленных скоплений в Сьерра-Леоне, в виде «галек смолы» в русловых и пляжевых отложениях. Этот факт указывает на то, что месторождения, не связанные с лесами, могут носить скорее аллювиальный, нежели реликтовый характер.

Копал и каурийская смола долгое время служили источником сырья для производства олифы, однако истощение запасов этих смол и конкуренция со стороны синтетических материалов существенно снизили их практическую ценность. Каурийская смола помимо того, что особо ценится за способность легко растворяться в льняном масле, используется и при производстве линолеума. Копал и каурийская смола находят широкое применение в пластмассах, в качестве наполнителя бумаги, в связующих веществах, клеях, пиротехнике и др.

В петрографии углей ископаемые смолы и горный воск называются резиноидами. Эти соединения в своем большинстве встречаются в виде цилиндрических полых или плотных образований, известных под названием «смоляные пруты». Смола накапливалась в каналах или в тонких трубчатых полостях углеобразующих растений. Изредка целые угольные пласты мощностью до 0,75 м могут почти наполовину состоять из смоляных тел, и тогда этот уголь называют резиноидным (смоляным). Резиноиды широко варьируют по химическому составу в зависимости от растений-источников, степени и характера разложения до углефикации, возраста углей и максимальных температур их прогрева. В целом нижнемеловые угли содержат большую долю смол и горного воска в соответствии с большей долей хвойных растений, а верхнемеловые и третичные угли, содержащие большее количество покрытосеменных растений, — меньшую. Более древние смолы, как правило, хуже растворяются в органических растворителях, что свидетельствует об их более высокой степени полимеризации и окисления.

Резиноиды и резиноидные угли, распространенные в США (шт. Юта), ФРГ и в ряде других районов, используются как химическое сырье для изготовления лаков, эмалей и в производстве пластических масс.

Смолы широко распространены в неметаморфических осадочных породах, содержащих остатки древесины, а также почти во всех углях, по степени изменения находящихся ниже ранга среднего древесного лигнита. Смолы, ассоциирующие с углем или карбонатными осадочными породами, вероятно, возникли вблизи места их образования. Что касается янтаря, то он встречается в песчаниках, глинах или в так называемой синей или голубой земле и ассоциирует с морскими ископаемыми. Это вещество, вероятно, переносилось в виде свежей или полуископаемой смолы. Среди янтарей на побережье Балтийского моря известны находки образцов с включениями кораллов, а один — с включенными фрагментами раковины устрицы, что может свидетельствовать о переносе незатвердевшей смолы или выделении ее из растений, произрастающих над соленой водой или в соответствующем водном бассейне. Отдельные осколки янтаря в морских осадочных породах могли быть переотложены либо из полуископаемых залежей, либо из более древних пород: так, янтарь в плей-

стоценовых образованиях Северной Европы и Аляски носит отчетливо переотложенный характер.

К янтарю можно отнести практически любую находку смолы в угле или в осадочной породе, но следует отметить, что это название многими авторами применяется сугубо по отношению к одной его разновидности — сукциниту, широко известному по находкам на побережье Балтийского моря. Существует почти непрерывный ряд янтарей, различающихся химически и по растениям-источникам. Выделяются группа сукцинита, содержащего сукцинитовую кислоту, группа ретинита, лишенного сукцинитовой кислоты, и серия тасманита, представленная серосодержащими смолами. Помимо этого, многие смолы различаются и по другим химическим, физическим, ботаническим, географическим или временным критериям. Ранее смолам давались разнообразные наименования как минералам, но в настоящее время они на практике не используются, поскольку большинство минералогов теперь не относят смолы к разряду минералов.

Высокоокисленные и полимеризованные янтари содержат органические кислоты, из которых наиболее важными являются сукцинитовая, муравьиная, масляная и коричная. Состав отдельных образцов из одного и того же или разных мест может при этом сильно варьировать в зависимости от растения-источника и последующей геологической истории конкретного образца. Твердость янтаря по шкале Мооса меняется в интервале 1—3, а большинство янтарей имеют твердость 2. Плотность варьирует в пределах 1,00—1,25, обычно составляет 1,05—1,08 г/см^3. Большинство поделочных янтарей прозрачные и желтые, с раковистым изломом и смолистым блеском. Чаще всего встречаются разности от палевого до желто-золотого цвета, но хорошо известны и образцы от красного до оранжево-красного цвета, а также черные янтари. Встречаются все постепенные переходы от прозрачных смолистых до непрозрачных, тусклых или землистых разновидностей.

Ископаемые смолы хрупкие, но большинство разновидностей размягчаются при 150 °С и плавятся при температурах 250—300°С. Они легко сгорают, обычно при температуре чуть выше точки плавления и оставляют разные остаточные продукты в зависимости от исходного состава. Янтарь известен своим свойством легко заряжаться отрицательными электрическими зарядами (статическое электричество). Интересно, что слово «электричество» происходит от древнегреческого elektron, что означает янтарь. Ископаемые смолы широко варьируют по химическому составу, обладают разной способностью растворяться в спирте, терпентине, ацетоне, эфире, бензоле или других органических растворителях — от почти нацело растворяющихся до практически нерастворимых. Большинство янтарей проявляют отчетливую флюоресценцию в ультрафиолетовой части спектра. Чаще всего янтарь встречается в виде неправильной формы полуокатанных обломков, покрытых коричневой до черной коркой. Отдельные образцы достигают 8 кг, но большинство находок представляют собой мелкие куски. Многие образцы обладают характерным вихревидным рисунком с широким развитием следов промоин и капель.

До недавнего времени представления о растениях-источниках ископаемых смол основывались на их совместном нахождении в ископаемом состоянии. Так, долгое время происхождение балтийского янтаря связывали с ассоциирующей с ним ископаемой сосной *Pinus succinifera*, причем это название дано из-за предполагаемой связи с янтарем.

Однако позднее обширные исследования ископаемых и современных смол методом инфракрасной спектрометрии, проведенные Лангенхеймом [Langenheim J. H., 1969 г.], показали, что инфракрасные спектры янтарей во многих случаях близки к спектрам смол, выделяемых ныне живущими растениями. Эти данные позволяют проводить непосредственные сопоставления ископаемых и современных смол, и в этом плане удалось установить связь многих ископаемых янтарей, в основном мелового возраста, а также раннетретичных янтарей побережья Балтики со смолами, выделяемыми современными растениями *Araucaria* и (или) *Agathis*. Обнаружилось, что ряд янтарей, главным образом третичных, связан с разнообразными тропическими деревьями, в том числе с *Liguidambar*, *Shorea*, *Copaifera* и *Hymenaea*. С помощью рентгеновского дифрактометрического анализа устанавливается связь ископаемых смол — копалита, глессита и гваквиллита — с покрытосеменными.

Издавна известны янтари, содержащие посторонние включения. Существует список таких включений для балтийских янтарей, насчитывающий более 100 видов растений и несколько сотен видов фауны. Среди последних преобладают насекомые, но встречаются, кроме того, кораллы (*Hydraulis*, *Caryophylia*), черви, ракообразные, мириаподы (членистоногие), паукообразные и гастроподы, а также перья и волосы — реликты более высокоорганизованной фауны. Фрагменты высших растений представлены листьями, кусочками древесины, спорами, встречаются также цветы.

Балтийский янтарь как предмет торговли известен с древнеисторических времен. Он найден в захоронениях египетских фараонов, упоминания о балтийском янтаре встречаются у древнегреческих и римских авторов. Обнаружен янтарь и при археологических раскопках в Америке: чиапанекский янтарь в Мексике и в Центральной Америке. Янтарь, добывавшийся в Бирме, долгое время экспортировался в Китай, где использовался как ювелирный камень и в медицине. В XIX в. янтарь широко применялся для изготовления мундштуков, в том числе курительных трубок, и других художественных изделий, но был в значительной мере замещен пластмассами. Янтарь используется в основном в химической промышленности и в производстве лаков.

Р. ЛАНГЕНХЕЙМ

См. также: *Минералы бесповоночных и растений.* *Савкевич С. С.* Янтарь. Л., Недра, 1970. 192 с.

Савкевич С. С., Сохранская Н. М. Янтарь. Калининград. кн. изд-во, 1976. 170 с.

СОДАЛИТА ГРУППА

Минералы группы содалита кристаллизуются в кубической сингонии. Они относятся к группе каркасных алюмосиликатов, структура которых состоит из тетраэдров SiO_4 и AlO_4, связанных общими вершинами с образованием сложного каркаса с незаполненными полостями. Эта группа включает нижеследующие минералы.

Гаюин $(Na, Ca)_{4-8}Al_6Si_6O_{24}(SO_4, S)_{1-2}$

Лазурит $(Na, Ca)_8(Al, Si)_{12}O_{24}(S, SO_4)$

Нозеан $Na_8Al_6Si_6O_{24}(SO_4)$.

Содалит $Na_4Al_3Si_3O_{12}(Cl)$.

Каналы кристаллической структуры пересекаются, образуя крупные полости в углах и по центру элементарной ячейки. В этих полостях локализуются ионы SO_4, Cl и S, причем каждый из них координирован 4 четырьмя ионами Na или Ca, расположенными по диагоналям куба. Каждый ион Na или Ca окружен одним из ионов SO_4, Cl или S и ионами O_2^{2-} каркаса.

Содалиты обычно сосуществуют с *фельдшпатоидами* и *полевыми шпатами* в недосыщенных кремнеземом породах типа сиенитов и фонолитов, часто в пегматитовой фазе в виде крупных масс (см. *Минералы пегматитов*). *Лазурит* и *содалит* известны, кроме того, в мраморах как продукт контактового метаморфизма. *Нозеан* встречается в основном в вулканических породах. Ляпис-лазурь — драгоценная разновидность *лазурита* — почти исключительно ассоциирована с *пиритом* и *кальцитом*. Искусственный *лазурит* называется ультрамарином.

К. ФРЕЙ

Т

ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ

Термолюминесценция — это явление испускания кристаллическими и аморфными веществами света в ближней ультрафиолетовой и видимой части спектра при нагревании до температур 400—450 °С. Эти вещества можно рассматривать как полупроводники, в которых валентные (внешняя оболочка) электроны некоторых атомов, расположенных близко к дефектам, находятся в метастабильном состоянии с энергией, большей нормального значения (возбужденное состояние). При нагревании этот избыток энергии высвобождается частично в процессе испускания фотонов, частично путем нерадиационных переходов. В большинстве случаев эмиссия фотонов меньше имеющейся запасенной (или поглощенной) энергии.

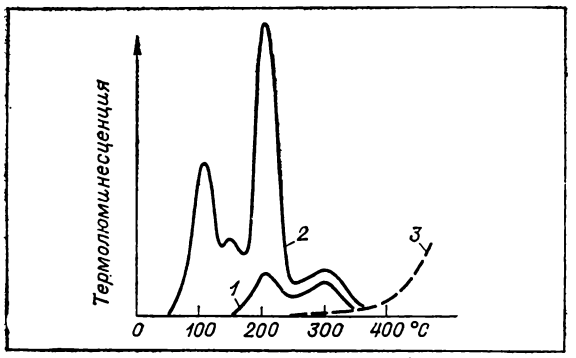


Рис. 1. Кривые естественного свечения (*1*), свечения вещества, возбужденного ионизирующим излучением (*2*), и свечения при нагревании — красного каления (*3*).

Пик эмиссии приходится на температуру, достаточно хорошо определенную для каждого ряда условий поглощения, и косвенно отражает активационную энергию ловушек. Ловушками обычно называют структурные дефекты (вакансии, ионы примесей и дислокации; см. *Дефекты в кристаллах*) или, что более корректно, комбинацию дефектов. Площадь под кривой свечения является индикатором общего числа ловушек. На рис. 1 изображена типичная кривая естественного свечения с двумя пиками и кривая свечения с четырьмя пиками того же вещества, искусственно возбужденного ионизирующим излучением (α-, β-, γ-, рентгеновское или ультрафиолетовое излучение). Пока излучающий образец не охладится, окружающая температура будет вызывать появление пиков искусственного возбуждения при температуре 180 °С и ниже, которые исчезают при термическом обезвоживании образца. Пики при температуре выше 180 °С будут неизменными, пока температура образца не поднимется выше температуры окружающей среды. Свечение при нагревании (красное каление) появляется при температурах выше 250 °С и сильно препятствует наблюдению термолюминесценции при температурах выше 400—450 °С. Так как эмиссия зависит от энергетически метастабильного состояния, ее нельзя повторить после нагревания до тех пор, пока электроны не будут повторно возбуждены ионизирующим излучением. Однако нагревание может изменить концентрацию дефектов, и тогда точное воспроизведение кривой естественного свечения невозможно.

Хотя считается, что часто термолюминесценция в минералах вызывается ионизирующим излучением от небольших количеств радиоактивных элементов (уран, торий, кальций-40), находящихся внутри или рядом с термолюминесцентными минералами, многие явления, подобные термолюминесценции, вызываются излучениями, не связанными с радиоактивностью. Такого типа термолюминесценция (не связанная с излучением) происходит вследствие: полиморфных переходов (*арагонит—кальцит*); разложения при нагревании (моноклинный *пирротин* переходит в гексагональный с потерей серы); снятия в процессе отжига напряжений в кристаллах, которые подверглись физической деформации, но не были разрушены сильным ударом, а также гидростатическим или направленным давлением; метастабильного перехода типа порядок—беспорядок в кристаллической структуре, происходящего при увеличении температуры образования или термальном метаморфизме [10]. Однако следует иметь в виду, что не все полиморфные переходы вызывают термолюминесценцию, а некоторые даже уменьшают ее [2]. В общем случае не связанная с излучением термолюминесценция появляется, когда возбужденное состояние возникает для выполнения условий электронейтральности в метастабильных кристаллах.

Основными породообразующими минералами, обладающими термолюминесцентными свойствами, являются *кварц*, *кальцит*, *доломит*, *полевые шпаты*. В случае частичного или полного изоморфизма степень термолюминесценции зависит от химического состава. Однако во многих термолюминесцентных минералах количество и тип рассеянных элементов (за исключением радиоактивных) имеют более сильное влияние на уровень излучения, чем общий химический состав. Например, в карбонатах некоторые рассеянные элементы, особенно магний и свинец, стимулируют термолюминесценцию, в то время как другие, включая железо, никель и кобальт, подавляют или уменьшают ее.

Самым простым способом наблюдения термолюминесценции является визуальное наблюдение в темной комнате, хотя при этом определение интенсивности испускаемого света имеет в лучшем случае полуколичественный характер. Сконструировано несколько типов термолюминесцентных регистрирующих устройств. Они состоят в основном из нагревателя, фотоумножителя и записывающего устройства. Некоторые варианты этих приборов изготавливаются на заводах электронного оборудования (см. Приложение 1 в работе [3]). В работе [3] также описаны методы приготовления и установки образца, выбора фотоумножителей, скорости нагревания, рассмотрены проблемы, возникающие при аномальной термолюминесценции.

Хотя термолюминесценция минералов, как было сказано выше, явление непредсказуемое и неустойчивое, изучение физики и химии твердого тела показало, что вариации термолюминесценции часто зависят от физических и химических условий образования и существования (предыстории) многих минералов и пород. Современные библиографии включают результаты работ по исследованию термолюминесценции с позиций физики, химии и наук о Земле [9, 10], геологии, археологии и изучения

метеоритов [10], медицинской дозиметрии [3]. Удивительным является тот факт, что современные открытия в этой области берут свое начало от работ, проводившихся в конце 40-х годов Фаррингтоном Дениэльсом в Висконсинском университете.

ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Первые исследователи указали на возможность существования взаимосвязи между термолюминесценцией и геологическим возрастом. В 1950 г. в Висконсинском университете были начаты работы по систематическим исследованиям взаимосвязи термолюминесценции, радиоактивности и возраста пород. Были предложены два основных метода определения геологического возраста: первый основан на концепции радиоактивного распада, а второй использует концепцию насыщения (или дозиметрии). В методе, основанном на использовании радиоактивного распада, основным предположением является то, что при испускании ураном или торием α-частиц в кристаллах возникают структурные вакансии; это приводит к переходу электронов в более высокое энергетическое состояние. Часть этой энергии остается поглощенной и высвобождается при термолюминесценции в виде тепловой энергии. С увеличением возраста эффект усиливается; возникает зависимость: чем древнее образец, тем сильнее термолюминесценция. Было установлено, что этот метод зависит от содержания примесей, термической истории минерала, условий его кристаллизации и давления. С другой стороны, в методе дозиметрии предполагается, что ионизирующее излучение радиоактивных элементов увеличивает поглощенную энергию от нуля до состояния насыщения, после чего повышения уровня термолюминесценции не происходит. В этой концепции основой является идея о незначительном радиоактивном распаде или его отсутствии.

В простейшем случае время накопления естественной термолюминесценции может быть рассчитано, если известны естественная термолюминесценция, термолюминесценция насыщения и количество и вид излучения, действовавшего на образец. Для известняков метод дозиметрии можно использовать только для установления возраста меньше 10^5 лет, связывая таким образом калий-аргоновый и углеродный (^{14}C) методы (период плейстоцен—плиоцен). Датирование с использованием термолюминесценции применяется для различных материалов, включая карбонатные породы, лавовые потоки, дайки, метеориты, *кварц* и *флюорит* [10]. Однако вследствие того, что концентрация дефектов в структурах породообразующих минералов может значительно изменяться природными процессами (деформация, тепловые эффекты, рекристаллизация и процессы метаморфизма), большинство определений возраста пород не может считаться очень надежным. Археологи успешно применяют термолюминесценцию для датирования древней керамики, хотя сложность возникает из-за состава первичных материалов, температуры обжига, излучения и (или) термической истории.

ГЕОТЕРМОМЕТРИЯ

Рассматривая термолюминесценцию в качестве геотермометра, в первом приближении можно предположить, что увеличение температуры вокруг интрузий и в гидротермальных месторождениях вызовет возникновение ореола слабой или нулевой термолюминесценции (см. *Термометрия геологическая*). Эта концепция была весьма успешно применена при изучении зоны гидротермальной доломитизации и сульфидного замещения в карбонатных породах. Однако данное предположение критиковалось с нескольких позиций. Основным является тот факт, что вследствие естественной радиоактивности подавление термолюминесценции естественным нагреванием не может продолжаться в карбонатных породах дольше 10^4—10^5 лет. Более точное исследование, включающее методы дозиметрии, с учетом теории нагревания проведено для карбонатных пород, подверженных воздействию плейстоценовых лавовых потоков и интрузий [10]. Предложенный третий метод учитывает разницу между уровнем термолюминесценции, искусственно повышенным ионизирующим излучением в нагретых и ненагретых *кальцитах* и тем же уровнем в *кальцитах*, образовавшихся при высоких и низких температурах (например, из карбонатитов и сталактитов). Подобные явления наблюдались в *кварце* сначала Флемингом и Томпсоном [5] и Мак-Дугголом [11], а затем — Ханом [6]. В связи с тем что и увеличение, и уменьшение термолюминесценции наблюдалось вблизи контактов изверженных пород и гидротермальных месторождений, третий метод, по-видимому, является наиболее перспективным. В частном случае третий метод дает возможность разделять метаморфические стадии (эпи- и мезозону) в кварцитах.

РАДИАЦИОННО-ТЕМПЕРАТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Концепция насыщения термолюминесценции, учитывающая воздействие ионизирующего излучения, активно используется в медицинской дозиметрии. Были детально изучены фтористый литий и другие вещества, используемые в качестве индивидуальных дозиметров [3]. Эти исследования по существу расширили понимание основных процессов термолюминесценции, и полученные результаты можно использовать при геологических исследованиях.

Методы дозиметрии используются не только в области геохронологии и геотермометрии, но и непосредственно при изучении радиационных условий для морских беспозвоночных животных и радиационной истории метеоритов. Эти же методы применяются для изучения палео- и микроклимата при решении вопросов о скорости исчезновения ледяного покрова и о поверхностных температурах континентальных пород и метеоритов. В этой области метод основывается на концепции векового равновесия между радиацией окружающей среды (величина постоянной дозы) и температурой окружающей среды или вблизи от поверхности пород [10].

ДЕФОРМАЦИЯ ПОРОД

Наличие ошибок, связанных с литостатическим давлением, тектоническими явлениями, измельчением пород в процессе возникновения, привело многих исследователей к изучению влияния деформаций на термолюминесценцию. Экспериментальные исследования деформаций пород и минералов под действием одноосных, трехосных и динамических нагрузок показали, что деформации могут как увеличивать, так и уменьшать термолюминесценцию [4].

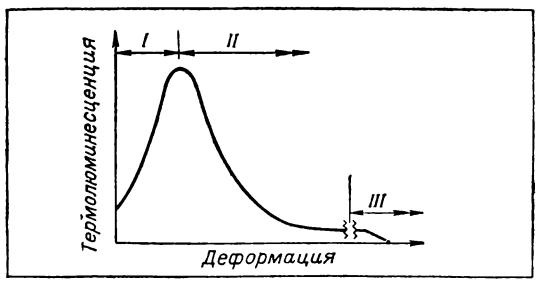


Рис. 2. Влияние деформации минералов на термолюминесценцию.

I — зона деформации при закалке; *II* — зона пластической деформации; *III* — зона разрушения и ударной деформации.

Различные направления исследований показали, что увеличение термолюминесценции происходит вследствие образования дислокаций, в то время как к уменьшению ведет их исчезновение.

Исследования такого типа проведены вблизи метеоритных кратеров, подземных ядерных взрывов, разрывов и складчатых структур. На рис. 2 схематично изображены суммарные результаты лабораторных и полевых исследований влияния деформации на термолюминесценцию пород и минералов. Эту кривую можно аппроксимировать кривой деформации напряжения (механическое упрочение и пластическая деформация), на которой не наблюдается четкой зависимости от деформации ползучести, неупругой деформации и разрушения (особенно при больших напряжениях).

РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Изменение термолюминесценции пород и минералов в зависимости от близости к гидротермальным и контактово-метасоматическим рудным месторождениям можно разделить на определенные типы, изображенные на рис. 3.

I. Для вмещающих пород, подвергнутых некоторой перекристаллизации, термолюминесценция велика на контакте с рудой и уменьшается до уровня фона (нулевого значения) при удалении от места контакта.

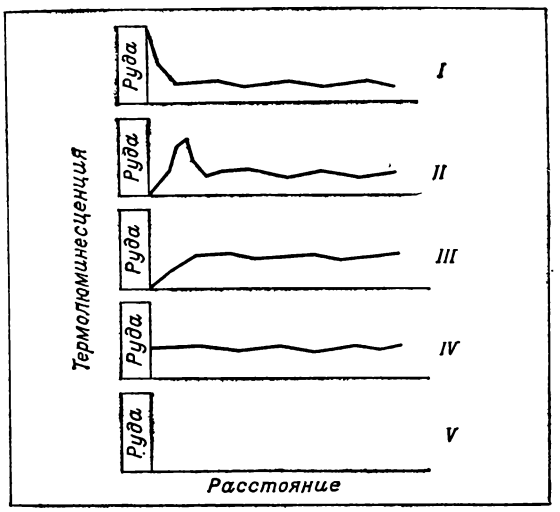


Рис. 3. Различный характер термолюминесценции минералов в зависимости от близости рудных месторождений (см. текст).

II. Низкое значение термолюминесценции непосредственно на контакте с рудой, резко увеличивающееся на некотором расстоянии от него и затем уменьшающееся до уровня фона (нулевое значение) с увеличением расстояния, характерно для вмещающих пород с внесенными рассеянными элементами, связанными с рудными месторождениями замещенного типа.

III. Низкое значение термолюминесценции на контакте с рудой, поднимающееся до уровня постоянного фона, наиболее типично для вмещающих пород вблизи от контактов с жилами с внесенными рассеянными элементами.

IV. Определенное значение термолюминесценции, не изменяющееся заметно вблизи руд.

V. Значение термолюминесценции находится ниже возможного предела обнаружения.

В общем случае увеличение термолюминесценции указывает на концентрацию дефектов и наличие повышенной химической и твердофазовой реактивности. Во многих случаях большие значения термолюминесценции появляются вследствие либо деформаций (дислокаций), либо перекристаллизации при повышенных температурах (рост зерен либо образование новых минералов, таких как *альбит* или *волластонит*). В редких случаях большое значение термолюминесценции может быть связано с повышенной радиоактивностью. С другой стороны, низкие значения термолюминесценции вблизи рудных месторождений связаны с наличием рассеянных элементов, таких как Fe, Ni или Co, во вмещающих породах [10]. При изучении термолюминесценции вблизи рудных месторождений установлена непосредственная связь с рудогенезом (см. *Нерудные и рудные полезные ископаемые*).

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

Первые попытки использования термолюминесценции в геологических исследованиях были связаны со стратиграфической корреляцией карбонатных пород. Корреляция в пределах данного месторождения базируется на двух основных предположениях: 1) если физико-химические условия в известняковом пласте постоянны в горизонтальном направлении, кривые искусственно возбужденного свечения будут примерно одинаковыми для всего пласта; 2) при наличии изменений физико-химических условий в горизонтальном направлении значения термолюминесценции образцов, взятых в разрезе осадочной толщи, используются для идентификации маркирующих горизонтов. На практике значения термолюминесцентных характеристик отдельных известняковых слоев изменяются на достаточно большом расстоянии. Однако, поскольку локальные аномалии являются обычными, большинство исследователей для демонстрации корреляций используют статистические методы сглаживания результатов. В некоторых случаях корреляция или подразделение известняковых толщ оказываются невозможными. В дополнение к изучению известняков только в одной работе термолюминесценция использована для корреляции вулканических туфов.

Д. МАК-ДУГОЛЛ

См. также: *Дефекты в кристаллах; Люминесценция; Порядок — беспорядок; Породообразующие минералы; Термометрия геологическая.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bäcktiger K.* Die Thermolumineszenz Eineger Skandinavischer und Nordamerikanisher Plagioklase. — Schweitz. Mineral. Petrog. 1967, 47 (1), S. 366—370.

2. *Bettinali C., Ferrasso C., Manconi J. W.* Behavior of glow curves during phase transitions in inorganic compounds. — Rend. Cl. Sci. fis. mat. natur., Accad. Naz. Lincei, 1967, seri 8, 43, p. 536—544.

3. *Cameron J. R., Suntharalingam N., Kenney G. N.* Thermoluminescence Dosimetry. Madison, University of Visconsin Press, 1968, p. 231.

4. *Douglas G., McDougall D. J.* Strain energy build-up in fatigue cycling. — In New Horizons in Rock Mechanics, 14th symposium on Rock Mechanics. New York, American Soc. Civil Engineers, 1973, p. 121—126.

5. *Fleming S. J., Thompson J.* Quartz as a dosimeter. — Health Physics, 1970, 18, p. 567.

6. *Han M. C.* Effects of alpha and X-ray doses and annealing temperatures upon pottery dating by thermoluminescence, MASCA Newsletter, 1975, II (1), 1—2, University Museum, University of Pennsylvania.

7. *Mazess R. B., Zimmerman D. W.* Pottery dating from thermoluminescence. — Science, 1966, 152, (3720), p. 347—348.

8. *McDougall D. J.* Thermoluminescence of geological materials. — Science, 1967, 156 (3778), p. 1137.
9. *McDougall D. J.* A lattice defect-free energy, approach to replacement processes in ore deposition. — Econ. Geol., 1968, 63, p. 671—681.
10. *McDougall D. J.,'ed.* Thermoluminescence of Geological Materials. New York, Academic, 1968. 678 p.
11. *McDougall D. J.* Comments on quarz as a dosimeter. — Health Physics, 1971, 20, p. 452—453.
12. *Michael H. N., Ralph E. K., eds.* Dating Techniques for the Archaeologist. Cambridge, MIT Press, 1971. 227 p.
Марфунин А. С. Спектроскопия, люминесценция и радиационные спектры в минералах. М., Наука, 1975.

ТЕРМОМЕТРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ

К геологической термометрии относится изучение температур геологических процессов. Эти процессы протекают в Земле с момента ее возникновения (около 4,75 млрд. лет назад) при температурах от ниже нуля (ледники) до нескольких тысяч градусов (ядро Земли).

Для оценки температур геологических процессов были предложены многочисленные методы. Информацию получают непосредственными измерениями при наблюдении и изучении геологических процессов (например, горячие источники, потоки лавы). В этих условиях могут быть получены точные значения температур. Однако обычно информация появляется при изучении условий геологического прошлого. Текстуры (вкрапленники, зональные кристаллы, стекло, замещения и т. д.), возникающие в породах и рудах при охлаждении, дают информацию о последовательности кристаллизации минералов, если их наблюдать в полированных шлифах. Таким способом можно устанавливать относительные температуры. Абсолютные температуры могут быть получены только на основании изучения влияния температуры на физические и химические свойства минералов и минеральных систем (см. *Свойства минералов*). Значения температур, полученные косвенными методами, менее точны, чем значения, полученные при прямых измерениях, поскольку зависят не только от изученности минеральных систем, но также и от обоснованности определенных предположений о достижении равновесия при формировании пород или о метаморфизме и сохранении минеральных ассоциаций.

ПРЯМЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Прямые измерения температуры проводятся для горячих источников. Значения этих температур изменяются в пределах от температуры поверхности для данного региона до температуры кипения воды и зависят от горизонта источника и состава воды. Большинство опытных методов создано для прямого измерения температуры фумарол в пределах от температуры кипящей воды до 800 °С. В потоках базальтовой лавы измеренная температура варьирует от 1050 до 1200 °С.

Прямые измерения проводятся в шахтах, буровых скважинах и колодцах. Они позволяют определять распределение температуры на несколько тысяч метров в глубину. Эти данные показывают, что в невулканических районах в пределах небольших, хорошо изученных областей температура увеличивается с глубиной со скоростью 1 °С на 15—50 м. В вулканических областях градиент температуры на глубине первые сотни метров значительно выше (до 2 °С/м), но затем резко уменьшается при достижении температур 250—300 °С. Последние данные показывают, что температура в центре Земли около 3000° С.

КОСВЕННЫЕ ИЗМЕРЕНИЯ

Косвенные данные о температурах природных процессов основаны на наших знаниях о состоянии минеральных систем в зависимости от температуры. Применение косвенных методов предполагает, что равновесие достигается в период образования минералов и что физические и химические характеристики этого равновесия остаются неизменными, а при последующем остывании происходят только изменения, поддающиеся расшифровке.

При изучении фазовых взаимоотношений в экспериментальных синтетических системах было показано, что обычно после своего образования минералы не сохраняются неизменными. В процессе остывания или метаморфизма происходит изменение температурных режимов равновесия, особенно в сульфидных системах при охлаждении их до 200 °С и ниже.

За последнее десятилетие геотермометрия стала одной из основных областей исследования в петрологии. Наибольшее внимание уделялось изучению p—T-условий верхней мантии (см. *Минералогия мантии*).

Парциальные давления летучих компонентов, таких как кислород и сера, определяют, какие окислы и сульфиды стабильны в системе при любых определенных температурах и общем давлении. Так как предполагается, что условие равновесия при формировании предназначенных для термометрических исследований минералов заранее известно, можно сделать определенные выводы о парциальном давлении, если известна температура образования, или о температуре, если известно парциальное давление. Например, при очень низком парциальном давлении кислорода стабильной является фаза Fe_2SiO_4; при более высоком p_{O_2} она разлагается на Fe_3O_4 (*магнетит*) и SiO_2 (*кварц*). На диаграмме p—T, на которой стабильны эти три фазы, выделяются два поля. Эта диаграмма связывает температуры образования и парциальное давление кислорода для ассоциации, содержащей все три минерала.

Во всех системах, используемых в качестве геотермометров, давление пород оказывает значительное влияние на положение полей устойчивости минералов и их химические составы (например, α—β-переход в *кварце* происходит при 573 °С и 1 бар при 815 °С и 10 кбар). Фракционирование изотопов между устойчивыми фазами практически не зависит от давления. Таким образом, для установления температур природных процессов, за исключением тех, которые зависят от изотопного распределения, необходимо, чтобы было известно влияние давления и температуры на данную природную систему.

Вследствие зависимости равновесия минералов от давления и температуры достоверные определения температур не могут быть получены при изучении только одной минеральной пары до тех пор, пока давление пород не определено независимым методом (см. *Барометрия геологическая*). В случае использования двух или более геотермометров одновременно достоверные оценки температуры и давления могут быть получены, если кривые p—T двух систем имеют существенно различный наклон. Так как разделение изотопов между сосуществующими минералами существенно не зависит от давления (в пределах погрешности определения), методы такого типа могут использоваться для точного определения температур геологических процессов. Точные оценки давления могут быть получены, когда изотопные данные используются совместно с данными термометра, зависящего от давления. Природные системы обычно содержат значительно больше компонентов и поэтому являются более сложными, чем системы, которые изучаются в лабораториях. Число компонентов, которые можно систематически изучать в лабораторных условиях, постоянно увеличивается, и синтетические системы постепенно становятся аналогами природных. Таким образом, возможности точ-

ного определения температур геологических процессов постоянно увеличиваются. Косвенные методы определения этих температур обсуждаются ниже.

Точки плавления. Кривая p—T плавления минерала постоянного состава дает максимальную температуру образования; часто растворимые в жидкости летучие компоненты могут сильно понижать температуру плавления; если этот эффект не учитывается, могут быть получены ошибочные результаты (например, в безводной системе *диопсид* плавится при 1457 °С и общем давлении 5 кбар, а при 5 кбар водного давления — при 1295 °С).

Эвтектика. Эвтектические взаимоотношения существуют между многими распространенными минералами, особенно рудными. При предположении отсутствия реакций с другими минералами кривая p—T эвтектики указывает на максимальную температуру стабильности минеральной ассоциации. Летучие компоненты могут значительно влиять как на температуру, так и на состав эвтектики. Было показано, что текстуры, которые, как считалось ранее, являются эвтектическими, образуются в результате многих других типов реакций, таких как распад одного минерала с образованием двух или нескольких других минералов.

Кривые разложени Выше некоторых предельных температур и давлений многие минералы разлагаются с образованием двух или более других минералов. В этом случае кривые p—T неоднозначно указывают на минимальные и максимальные условия стабильного существования минералов. Например, *пентландит* при нагревании в присутствии пара разлагается при 610 °С на *пирротин* и высокотемпературную модификацию *хизлевудита; полидимит* в присутствии пара разлагается при 356 °С на *миллерит* и *ваэсит*.

Точки инверсии. Большинство минералов существуют в одной или нескольких полиморфных модификациях (см. *Полиморфизм*). Кривые p—T полиморфных превращений используются в геотермометрии. Образовавшиеся первыми высокотемпературные модификации часто при охлаждении переходят в низкотемпературные. Низкотемпературные модификации, которые мы можем наблюдать, часто встречаются в виде псевдоморфоз по высокотемпературным модификациям либо в виде двойников минералов, имеющих структуру высокотемпературных модификаций. Следовательно, изучение таких минералов часто показывает, в каких p—T-условиях происходило образование минерала.

Минеральные ассоциации. Сосуществующие минералы предоставляют различные возможности для оценки температур геологических процессов. Лабораторные исследования показали, что в большинстве систем наиболее часто встречающиеся минеральные ассоциации стабильны в определенных температурных условиях, при которых происходят реакции и образование новых минералов без изменения состава систем. Например, *пирит* FeS_2 и *магнетит* Fe_3O_4 в чистой системе Fe—S—O образуют стабильную минеральную пару ниже 675 °С. При этой температуре $FeS_2 + Fe_3O_4$ реагируют с образованием $Fe_{1-x}S$ (*пирротина*) и Fe_2O_3 (*гематита*). В чистых системах при их собственном давлении пара такая реакция инвариантна и поэтому может происходить только при определенной температуре. При более высоких предельных давлениях температура таких реакций является функцией давления. Реперные точки многочисленных кривых p—T устойчивости реакции минералов определены экспериментально. Они являются важными индикаторами p—T-условий (фаций), при которых породы и руды были сформированы или изменены.

Твердые растворы среди сосуществующих минералов являются обычными. Некоторые твердые растворы характеризуются при повышенных температурах полным изоморфизмом. Растворимости в условиях равновесия данной системы зависят от температуры и в меньшей степени от давления. Указанные возможности используются в целях геотермометрии, если пределы растворимости одной фазы в другой очень чувствительны к изменению температуры и если твердые растворы остаются неизменными (при постоянных условиях) в процессе охлаждения пород и руд или если исходные составы могут быть получены на основе геологических данных. Составы твердых растворов сосуществующих минералов зависят от температуры и могут использоваться для оценки температур. Некоторыми примерами минеральных пар, образующих твердые растворы, которые используются в геотермометрии, являются: *пирротин—сфалерит, пирротин—пирит, пирит—ваэсит, кальцит—доломит, магнетит—ильменит* и *альбит—ортоклаз*.

Геотермометры могут также основываться на ненасыщенных твердых растворах. Распределение элемента-примеси (элементов-примесей) между двумя минералами в равновесном состоянии зависит прежде всего от температуры, а затем от давления. Следовательно, например, распределение никеля между *пирротином* и *пиритом*, нанесенное на экспериментально определенную кривую температурной зависимости, дает температуру образования пирротин-пиритовой пары в рудах при условии, что минералы образовывались в равновесных условиях и что перераспределения никеля при охлаждении минералов не происходило.

Элементы, образующие химические соединения и минералы, в синтетических и природных системах почти без исключения состоят из двух или нескольких изотопов. Например, сера в природе существует в смеси ^{32}S, ^{33}S, ^{34}S, ^{36}S, в которой ^{32}S составляет 95 %, а ^{34}S более 4%. Так как изотопы занимают одинаковое место в периодической системе элементов и имеют одинаковый заряд ядра, а различаются относительной атомной массой, стандартная свободная энергия образования минералов с одинаковым химическим составом несколько изменяется в зависимости от соотношения в них изотопов. (Например, свободная стандартная энергия образования $^{208}Pb^{32}S$ отличается от энергии образования $^{208}Pb^{34}S$). Однако эти различия недостаточно велики для того, чтобы существенно влиять на стабильность температурных условий и состава минералов или минеральных ассоциаций. Распределения изотопов между сосуществующими минералами могут быть определены масс-спектрометрическими методами и могут дать ценную информацию о температуре образования минеральных ассоциаций. Вполне возможно, например, что распределение изотопов серы между сосуществующими сульфидами при низкотемпературных условиях равновесия может значительно зависеть от температуры и, следовательно, служить индикатором температуры.

Было показано, что распределение ^{18}O и ^{16}O между сосуществующими фазами может быть использовано для определения температурных условий среды, в которой происходило отложение скелетов морских животных. В этих исследованиях получена ценная информация о палеотемпературах в океанах и о климате в плейстоцене. В настоящее время разработаны абсолютные термометры, основанные на отношении $^{18}O/^{16}O$ в сосуществующих минералах пород. Выращены минералы в условиях равновесия друг с другом при заданных температурах и определено распределение изотопов в широком интервале температур, которое использовано для построения калибровочных кривых. Большая часть лабораторных исследований уже проведена. До сих пор температурные кривые для пород и руд обычно оценивались по изотопному составу определенных минералов, сосуществующих в природе.

Другие косвенные методы. При кристаллизации минералов растворы, из которых они осаждались, обычно захватываются и сохраняются в виде включений в кристаллах. При охлаждении захваченные

растворы во включениях сжимаются и образуется смесь жидкости и пара. При нагревании с определенной скоростью имеется возможность определять температуру, при которой расширяющийся раствор опять заполнит пустоту. Приняв ряд предположений (о заполнении пустот, объемах, первичных и вторичных включениях, фильтрации раствора из включений, составе растворов включений и p—V—T-условиях), можно оценить температуру образования минералов.

Были изучены некоторые другие свойства минералов, такие как проводимость, термолюминесценция, окраска радиационного происхождения, метамиктные свойства, для выбора методов определения температур. Было показано, что проводимость не несет информации о температуре образования минералов (на примере многочисленных измерений *пирита*). Термолюминесценция, например, у многих минералов исчезает при нагревании. Иногда температуру ее исчезновения можно считать температурой образования минералов, но в действительности она указывает на верхний предел температур, выше которого минералы в природе не нагреваются после того, как стали термолюминесцентными.

Окраска радиационного происхождения также уменьшается при нагревании и приобретается после образования минералов. Температура исчезновения этого эффекта указывает максимальную температуру, при которой минерал находился в природе до потери окраски, но не указывает температуру образования минерала.

Некоторые минералы, содержащие радиоактивные элементы, претерпевают деформацию кристаллической структуры и превращаются в метамиктные, сохраняя способность к излучению (см. *Метамиктное состояние*). Так как нагревание таких минералов ведет к восстановлению кристаллической структуры, можно сделать вывод, что эти минералы после разрушения их структуры подвергались воздействию таких температур, которые не обеспечили возможность восстановления кристаллической структуры. Однако, как и в случае термолюминесценции, эти процессы не содержат информации о температурах образования минералов.

Г. КУЛЛЕРУД

См. также: *Барометрия геологическая; Выращивание кристаллов; Метамиктное состояние; Свойства минералов; Полиморфизм; Термолюминесценция.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bowen N. L.* Geologic thermometry. — In E. E. Fairbanks, ed. The laboratory Investigation of Ore. New York, McGraw-Hill, 1928, chap. 10, p. 172—199.

2. *Bowen N. L.* Geological Temperature Recorders. — Sci. Monthly, 1940, 51, p. 5—14.

3. *Buddington A. R., Lindsley D. H.* Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. — J. Petrology, 1964, 5, p. 310—357.

4. *Carmichael I. S. E., Turner F. J., Verhoogen J.* Igneous Petrology. New York, McGraw-Hill, 1974, p. 78—98.

5. *Ingerson E.* Geologic thermometry. — Geol. Soc. Am. Spec Paper, 1955, 62, p. 465—488.

6. *Ingerson E.* Methods and problems of geologic thermometry. — Econ. Geol., 1955, 50th Anniv. vol., p. 341—410.

7. *Kracek F. C.* Melting and transformation temperatures of mineral and allied substances. — In Handbook of Physical Constants, Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 1942, 36, p. 139—174.

8. *Kudo A. M., Weill D. F.* An igneous plagioclase thermometer. — Contr. Mineralogy Petrology, 1970, 25, p. 52—65.

9. *Kullerud G.* Sulfides systems as geological thermometers. — In Researches in Geochemistry. New York, Wiley, 1959, p. 301—335.

10. *Kullerud G.* Sulfide phase relations. — Mineral. Soc. Am. Spec. Paper, 1970, 3, p. 199—210.

11. *Seifert H.* Geologische Thermometer. — Fortschr. Mineral. Kristallogr. Petrogr., 1930, 14, p. 167—291.

12. *Smith F. G.* Historical Development of Inclutions Thermometry. Toronto, University of Toronto Press, 1953. 149 p.

13. *Spicer H. C.* Observed temperatures in the earth's crust. — Geol. Soc. Am. Spec. Paper., 1942, 36, p. 279—292.

14. *Stormer J. C.* A practical two-feldspar geothermometer. — Am. Mineralogist, 1975, 60, p. 667—674.

15. *Taylor H. P., Jr.* Oxygen isotope studies of hydrothermal mineral deposits. — In H. I. Barnes ed., Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, New York, Holt, Rinehart and Winston, 1967, p. 109—142.

16. *Williams R. J.* Reaction constants in the system Fe—MgO—SiO_2—O_2 at 1 atm between 900 and 1300 °C. Experimental Results. — Am. J. Sci., 1971, 270, p. 334—360.

См. также Am. Mineralogist, 61 (7—8), где опубликованы материалы Международной конференции по геотермометрии и геобарометрии, проходившей в Пенсильванском университете 5—10 октября 1975 г.

Ермаков Н. П., Долгов Ю. А. Термобарогеохимия. М., Недра, 1979. 271 с.

Перчук Л. Л., Рябчиков И. Д. Фазовые соответствия в минеральных системах. М., Недра, 1976.

ТОПОТАКСИЯ

Термин «топотаксия» был впервые введен в работе [6] для обозначения «всех химических твердофазовых реакций, которые приводят к образованию веществ с ориентацией кристаллов, коррелирующей с ориентацией кристаллов в исходном веществе». Различают несколько ступеней контроля ориентации. В полиморфных переходах со смещением один монокристалл может переходить в другой с наследственным сохранением решетки. При распаде вновь образованная фаза прорастания часто имеет простое структурное взаимоотношение с исходной фазой и на границе фаз может иметь общую с ней плоскость атомов, определяющую это взаимоотношение. Дегидратация, или дегидроксилирование, может происходить с сохранением определенных характеристик структуры, фиксируя ориентацию вновь образованной фазы. Если трансформация происходит со значительным изменением химического состава или полиморфный переход сопровождается перестройкой структуры, преимущественной ориентации в конечной фазе может не быть либо она будет очень ограниченной. В общем случае при сохранении элементов симметрии, небольших изменениях объема и низкой энергии активации можно ожидать появление значительной ориентации. Критерии интерпретации топотаксических реакций приведены в работе [9].

Выбор названия для этого явления происходил в связи с многократным возникновением интереса к нему, и термин «топотаксия» много раз переуточнялся [1, 4, 7, 10]. Необходимость переуточнения возникала отчасти из-за меняющейся степени топотаксии, отчасти вследствие изменения взглядов на механизм этого явления. В любом случае следует отличать топотаксию от *эпитаксии* и *синтаксии*.

Топотаксия, обычное для минералов явление, встречается как в природных условиях, так и при лабораторных исследованиях.

Наиболее детально изучено явление перехода монокристаллов *гётита* в монокристаллы *гематита* со сле-

дующим соответствием кристаллографических характеристик:

Гётит		*Гематит*	
a	4,65	*c*/3	4,59
b	10,02	2*a*	10,08
c	3,04	*a*Т3/3	2,91
Объем элементарной ячейки	141,64 Å^3		134,28 Å^3
Содержание в ячейке	4(FeOOH)		5,33(Fe)8(O)

Этот ориентированный переход был впервые описан в работе [2]. Согласно предложенному механизму происходит ориентированный рост новых кристаллов на предварительно разрушенной поверхности гидроокисла; этот процесс был назван «топохимической» реакцией. С тех пор этот переход исследовался многими авторами. По современным представлениям процесс происходит следующим образом: атомы кислорода в той части исходного кристалла, которая переходит в *гематит*, сохраняются; атомы водорода разрушенной части кристалла соединяются с ОН-группами и атомами кислорода той части *гетита*, которая разрушается, и выводятся в виде воды, в то время как атомы железа мигрируют в образующийся *гематит*. При этом несколько изменяется окружение атомов кислорода в сохранившейся части. Аналогичные взаимоотношения существуют при переходе *диаспора* в *корунд*.

В некоторых случаях описаны более сложные взаимоотношения. Например, при образовании ориентированного *оливина* как продукта термического преобразования *хлорита* [3] возникает несколько ориентировок; при дегидратации *гемиморфита* (каламина) ориентировка претерпевает ряд последовательных изменений [10].

Сохранение структурных характеристик во время трансформации, что является сущностью топотаксии, не всегда сопровождается совпадением кристаллографических осей исходного и конечного веществ. При переходе родонитовой структуры в волластонитовую (быстрый переход при 1100 °С) у образовавшейся параморфозы ось *b* (направление силикатных цепей) расположена под углом примерно 13° к оси *c* исходного *родонита*, в котором она соответствует направлению исходных силикатных цепей. Это смещение направлений является ключом к пониманию механизма трансформации, когда определенным образом происходит разрушение и реконструкция силикатных цепей [4].

К явлениям, которые теперь относят к топотаксии, обычно не применяли этот термин; однако этот термин получил широкое распространение, и важность взаимосвязей, которые он описывает, общепризнанна.

А. ПАБСТ

См. также *Выращивание кристаллов; Оптическая минералогия; Полиморфизм; Синтаксия; Эпитаксия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bernel J. D.* On Topotaxy. — Schweiz. Arch., 1960, 26, p. 69—75.
2. *Böhm J.* Röntgenographische Untersuchung der mikrokristallinen Eisenhydroxidminerale. Zeit. Kristallogr., 1928, 68, S. 567—585.
3. *Brindley G. W., Ali S. Z.* X-ray study of thermal transformations in some magnesian chlorite speciments. — Acta Crystallogr., 1950, 3, p. 25—30.
4. *Dent Glasser L. S., Glasser F. P.* Silicate transformations: rhodonite—wollastonite. — Acta Crystallogr., 1961, 14, p. 838—822.
5. *Dent Glasser L. S., Glasser F. P., Taylor H. F. W.* Topotactic reactions in inorganic oxycompounds. — Quart. Rev. Chem. Soc., London, 1962, 16, p. 343—360.
6. *Lotgering K. F.* Topotactical reactions with ferrimagnetic oxydes having hexagonal crystal structures, I. — J. Inorg. Nucl. Chem., 1959, 9, p. 113—123.
7. *Mackay A. L.* Some aspects of the topochemistry of the iron oxides and hydroxides. — Proc. 4th Intl. Symp. on Reactivity of Solids. Amsterdam, Elsevier, 1960, p. 571—583.
8. *Royer M. L.* Recherches expérimentales sur l'epitaxie ou orientation mutuelle de cristaux d'espéces différentes. — Bull. Soc. fr. Minéral., 1928, 51, p. 7—156.
9. *Shannon R. D., Rossi D. C.* Definition of topotaxy. — Nature, 1964, 202 (4936), p. 1000—1001.
10. *Taylor H. F. W.* The dehydration of hemimorphite. — Am. Mineralogist, 1962, 47, p. 932—944.

ТРАВЛЕНИЕ МИНЕРАЛОВ — см. ФИГУРЫ ТРАВЛЕНИЯ.

ТУРМАЛИНА ГРУППА

Группа представлена сложными кольцевыми силикатами бора и алюминия, структура которых состоит из шестичленных колец тетраэдров SiO_4^{4-}. Состав турмалинов чрезвычайно разнообразен, однако он может быть выражен общей формулой: $XY_3Z_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$, где X — обычно катионы Na^+, частично замещаемые Ca^{2+}, K^+, Mg^{2+} или вакансией; Y — катионы Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Li^+ или Al^{3+}, а Z — преимущественно Al^{3+} или Fe^{3+}. Породообразующими разновидностями являются коричневые богатые Mg *дравиты*; черные богатые Fe^{2+} *шерлы*; красные, зеленые, синие Li-содержащие *эльбаиты*, которые часто используются как драгоценные камни (см. *Геммология*). Кристаллы обычно призматические, со штриховкой вдоль удлинения, в поперечном сечении имеют 3-, 6- или 9-гранную форму.

Турмалины (фото 24) являются самыми распространенными боросиликатами. Они встречаются в гранитах, гранитных пегматитах и грейзенах в качестве продукта кристаллизации флюидов поздней стадии и (или) их реакции с ранее существовавшими породами (см. *Минералы пегматитов*). В метаморфических породах (сланцах, гнейсах) *турмалин* является продуктом борового метасоматоза или перекристалллизации борсодержащих осадков. В осадочных породах он встречается в обломочном материале, а также в качестве аутигенного минерала.

Описание минералогии турмалинов с большим количеством ссылок на более ранние работы можно найти в книге [4].

КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ГАБИТУС

Турмалин принадлежит к тригональной сингонии. Его пространственная группа $R3m$ описывает ромбоэдрическую элементарную ячейку, симметрия которой сводится к оси симметрии третьего порядка, расположенной параллельно пересечению трех эквивалентных плоскостей зеркального отражения.

Турмалин встречается в виде отдельных кристаллов, сплошных масс или радиально-лучистых образований. Кристаллы часто имеют грани ромбоэдра r $\{10\bar{1}1\}$ или o $\{02\bar{2}1\}$ или пинакоида c $\{0001\}$ (рис. 1). Кристаллы, ограненные с двух сторон, обычно имеют различные формы на противоположных концах оси третьего порядка — оси c (гемиморфизм), отражающие отсутствие центра инверсии в кристаллической структуре минерала. Поперечное сечение кристаллов обычно имеет форму сферического треугольника, вследствие неравномерного развития граней призм a $\{11\bar{2}0\}$ и m $\{10\bar{1}0\}$.

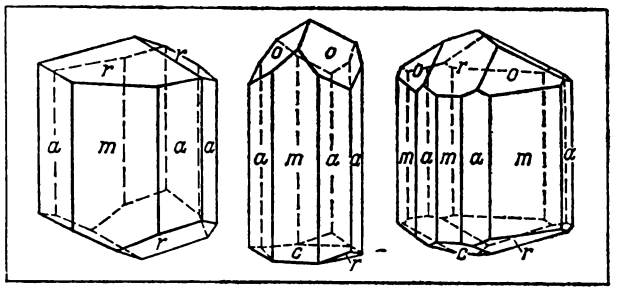


Рис. 1. Морфология *турмалинов* [17].

ФИЗИЧЕСКИЕ И ОПТИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА

Твердость *турмалинов* составляет 7—7,5, плотность варьирует от 3,0 до 3,25 г/см^3, повышается с увеличением содержания Fe и Mg. Отдельность по {11$\bar{2}$0} и {10$\bar{1}$1} развита слабо, однако *турмалин*, будучи хрупким, часто имеет раковистый излом. Характерным для *турмалина* являются сильные пиро- и пьезоэлектрические свойства (см. *Пьезоэлектричество*). Основные рентгеновские дифракционные максимумы для *дравита*, полученные порошковым методом, имеют следующие значения межплоскостных расстояний: 6,38; 4,22; 3,99; 3,48; 2,96; 2,58; 2,04; 1,92 Å.

Турмалин является оптически анизотропным (одноосным отрицательным) и имеет варьирующие в следующих пределах показатели преломления: $n_o = 1{,}610 \div 1{,}675$; $n_e = 1{,}635 \div 1{,}675$. Кристаллы могут быть практически любого цвета; часто также встречается цветовая зональность как в поперечном сечении, так и по удлинению кристаллов. В поляризационном микроскопе окрашенные разновидности часто бывают двух различных цветов (дихроизм), соответствующих различным колебательным спектрам при прохождении лучей параллельно *o* и *e*. В общем случае прохождение света для лучей с колебаниями параллельно *o* (параллельно оси третьего порядка) больше, чем для лучей с колебаниями параллельно *e* (перпендикулярно к оси третьего порядка).

СТРУКТУРА

Одними из первых исследований структуры *турмалинов* являются работы Гамбургера, Бюргера, Белова, Беловой, Ито, Саданаги (см. *ссылки* в работе [3]). Основу структуры (рис. 2) составляют шестичленные кольца SiO_4^{4-}, которые чередуются вдоль оси симметрии третьего порядка с треугольными группами BO_3^{3-} (ось удлинения кристалла). Октаэдрические позиции катионов *Y*, расположенные внутри колец, связывают кольца в колонку, в то время как октаэдрические позиции катионов *Z* и три гидроксильные группы, расположенные с внешней стороны каждого кольца, соединяют соседние колонки. Катионы *X* вместе с четвертой гидроксильной группой расположены на оси третьего порядка, в центре колец. Считается, что все члены этой группы минералов изоструктурны. Распределение катионов *Y* и *Z* между двумя октаэдрическими позициями и положение атомов водорода известны для *бюргерита* [1, 13], *эльбаита* [2], *шерла* [9], ванадийсодержащего *турмалина* [8]. Некоторые данные по замещению $Al^{3+} \rightarrow Si^{4+}$ были получены методом инфракрасной спектроскопии.

Кристаллы *турмалина* обладают заметным пьезоэффектом в связи с отсутствием центра симметрии что обусловлено направленной ориентацией тетраэдров SiO_4^{4-} и колец из тетраэдров в структуре. Параметры элементарной ячейки минералов группы *турмалина* (приведенные к гексагональным осям) изменяются в следующих пределах: $a = 15{,}84 \div 16{,}03$, $c = 7{,}10 \div 7{,}25$ Å. Параметры элементарной ячейки закономерно изменяются в зависимости от состава.

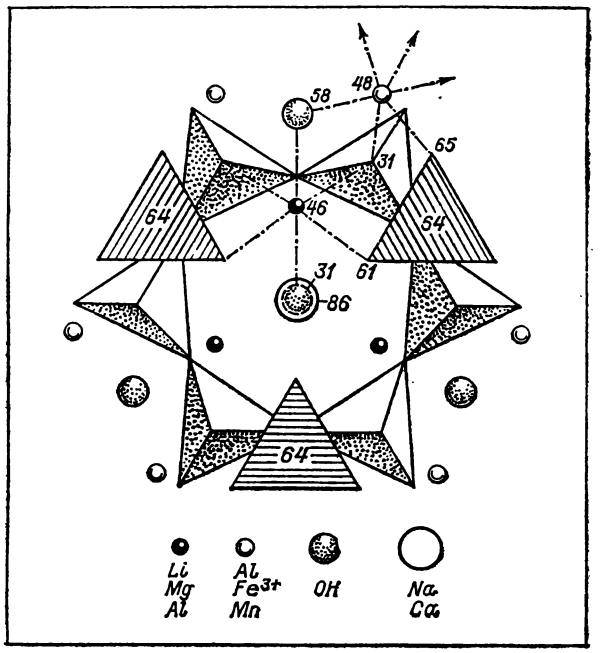


Рис. 2. Проекция структуры *турмалина* на плоскость (0001) [18].

ХИМИЗМ

Химизм *турмалинов* очень разнообразен. Многие разновидности синтезированы [12] и найдены в природе. Ниже приведены важные конечные члены природных серий твердых растворов, как ограниченных, так и полных.

Дравит $NaMg_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Ферридравит $NaMg_3Fe_6^{3+}(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Шерл $NaFe_3^{2+}Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Тсилаисвит $NaMn_3^{2+}Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Эльбаит $Na(Li, Al)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Увит $CaMg_3(Mg, Al)_5(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4$
Бюргерит $NaFe_3^{3+}Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}O_3(OH, F)_4$
Лиддикоатит $Ca(Li, Al)_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}O_3(OH, F)_4$

Непрерывный ряд составов существует между *шерлом* и *дравитом* и между *шерлом* и *эльбаитом*, в то время как промежуточные составы между *дравитом* и *эльбаитом* не известны.

Фойт и Розенберг [7] показали, что замещения типа $(Mg^{2+}, Fe^{2+}) + H^+ = Al^{3+}$ очень распространены в природных *турмалинах*. Замещения такого типа могут быть выражены с помощью гипотетического богатого Al^{3+} конечного члена, аналога редкого богатого Fe^{3+} *турмалина — бюргерита*. Замещение (Mg^{2+}, Fe^{2+}) на Al^{3+} также может быть частично компенсировано вакансией в позиции щелочного катиона. В *эльбаите* присутствуют замещения бюргеритового типа, но компенсация происходит более сложным путем чем в *шерле* или *дравите*, так как многие образцы обогащены Al^{3+} и обеднены Li, а другие содержат избыток H_2O. Катион Fe^{3+} также может замещать Al^{3+}, как это происходит в *ферридравите* [15].

Небольшое, но значимое количество Ca^{2+} и Mn^{2+} в *турмалинах* может быть выражено с помощью конечных членов *увита* [6] и *тсилаизита* соответственно. Недавно найден в природе и описан Са-аналог *эльбаита* — *лиддикоатит* [5].

Хотя *турмалины* неоднократно синтезировались и процесс роста кристаллов успешно изучен, еще не накоплено достаточно данных об изменениях состава и пределах устойчивости *турмалинов* в синтетических системах. *Шерл*, *дравит* и *эльбаит* были синтезированы в гидротермальных условиях в диапазоне температур 350—850 °С и давлениях до 2,5 кбар (например, [14]). Верхний предел термической устойчивости *дравита* около 865 °С при 2 кбар [10]. Были синтезированы бесщелочные *турмалины* с вакансией или Mg в позиции *X*, которые разлагаются при более низких температурах [11].

Ф. РОЗЕНБЕРГ, Ф. Ф. ФОЙТ мл.

См. также: *Аутигенные минералы; Выращивание кристаллов; Геммология; Минералогия почв; Минералы пегматитов; Плеохроичные дворики; Породообразующие минералы; Пьезоэлектричество; Россыпные месторождения; Фантомные кристаллы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barton Jr., R.* Refinement of the crystal structure of buergerite and the absolute configuration of tourmaline. — Acta Crystallogr., 1969, B25, p. 1524.

2. *Barton Jr., R., Donnay G.* Refinement of the crystal structure of elbaite. — Am. Mineralogist, 1971, 56, p. 356.

3. *Buerger M. J., Burnham C. W., Peacor D. R.* Assessment of the several structures proposed for tourmaline. — Acta Crystallogr., 1962, 15, p. 583.

4. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-Forming Minerals. Vol. 1. Ortho- and ring silicates. London, Longmans, 1962, p. 300—319.

5. *Dunn P. J., Appleman D. E., Nelen J. E.* Liddicoatite, a new calcium end-member of the tourmaline group. — Am. Mineralogist, 1977, 62, p. 1121—1124.

6. *Dunn P. J., Appleman D. E., Norberg J.* Uvite, a new (old) common member of the tourmaline group and its implications for collectors. — Mineral. Record., 1977, 8, p. 100—108.

7. *Foit Jr., F. F., Rosenberg P. E.* Coupled substitutions in the tourmaline group. — Contr. Mineral. Petrol., 1977, 62, p. 109—127.

8. *Foit Jr., F. F., Rosenberg P. E.* The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implication regarding tourmaline solid solutions. — Am. Mineralogist, 1979, 64, p. 180—186.

9. *Fortier S., Donnay G.* Schorl refinement showing compositional dependence of the tourmaline structure. — Can. Mineralogist, 1975, 13, p. 173—177.

10. *Robbins C. R., Yoder H. S.* Stability relations of dravite, a tourmaline. — Carnegie Inst. Wash. Ann. Rep. 1961—1962, 1962, p. 106.

11. *Rosenberg P. E., Foit Jr., F. F.* Synthesis and characterisation of alkali-free tourmaline. — Am. Mineralogist, 1979, 64, p. 180—186.

12. *Taylor A. M., Terrell B. C.* Synthetic tourmalines containing elements of the first transition series. — J. cryst. Growth., 1967, 1, p. 238.

13. *Tippe A., Hamilton W. C.* A neutron diffraction study of the ferric tourmaline, buergerite. — Am. Mineralogist, 1971, 56, p. 101.

14. *T misaka T.* Synthesis of some end-members of the tourmaline group. — Mineral J. (Japan), 1968, 5, p. 355.

15. *Walenta K., Dunn P. J.* Ferridravite, a new mineral of the tourmaline group from Bolivia. — Am. Mineralogist, 1979, 64, p. 945—948.

16. *P. E. Desautels.* Mineral Kingdom. New York. Ridge Press, 1968, p. 102.

17. *Dana E. S., Ford W. E.* Textbook of Mineralogy, 4th ed. New York, John Wiley, 1954, p. 635.

18. *Battey M. H.* Mineralogy for Students. New York. Longman Group, 1972, p. 255.

Кувьмин В. И., Добровольская Н. В., Солнцева Л. С. Турмалин и его использование при поисково-оценочных работах. М., Недра, 1979. 269 с.

Ф

ФАНТОМНЫЕ КРИСТАЛЛЫ

Иногда в минералах обнаруживаются очертания кристаллов, как бы включенных в другие кристаллы (фото 25). Это явление связано с ростом кристалла в растворе, химический состав которого несколько изменился по сравнению с исходным флюидом, или с прекращением непрерывного отложения вещества из-за вариаций концентраций катионов окружающей среды. В ходе кристаллизации кристалл может длительное время оставаться в растворе без дальнейшего роста и даже покрываться тонкой пленкой из пыли или других частиц до возобновления роста. Тонкие слои включенного постороннего материала, например *хлорита* в *кварце*, служат индикаторами первичной конфигурации кристалла. Очертания и окраска фантомных кристаллов обычно такие же, как и у основного кристалла, хотя иногда и наблюдаются различия в цвете (например, аметист-кварц) и габитусе. Примером отличия габитуса могут служить кристаллы *кальцита*, найденные в провинции Чиуауа в Мексике. Эти кристаллы начали расти в виде тригональных скаленоэдров, покрытых *гематитом*, а после перерыва стали расти в форме *ромбоэдров* (фото 26). Развитие фантомных кристаллов часто наблюдается и при искусственном выращивании, когда хорошо видны зародыши кристаллов. В естественных условиях фантомные кристаллы известны в *кварце*, *кальците*, *флюорите*, *турмалине* и *галите* (нарастание чистого *галита* на пирамидальных воронкообразных кристаллах). Процесс роста фантомных кристаллов тесно связан с зональностью, нарастанием и параллельным ростом (см. *Эпитаксия*).

В. ГОРНИЦ

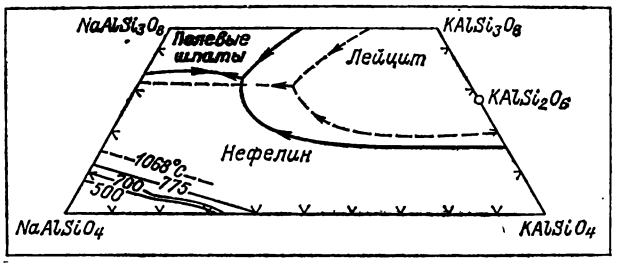
См. также: *Выращивание кристаллов; Скелетные кристаллы; Эпитаксия.*

ФЕЛЬДШПАТОИДЫ

Нефелин $Na_3KAl_4Si_4O_{16}$, *калсилит* $KAlSiO_4$ и *лейцит* $KAlSi_2O_6$ составляют группу *фельдшпатоидов*. Они имеют каркасную структуру, состоящую из тетраэдров с кремнием (SiO_4) и алюминием (AlO_4), и кристаллизуются из расплавов, бедных кремнеземом.

Нефелин и *калсилит* неизоструктурны, но оба имеют структуру тридимитового типа, состоящую из связанных шестичленных колец, в которой половина Si в тетраэдрах замещена на Al. Электростатическая нейтральность поддерживается присутствием щелочных ионов в пустотах каркаса. Каркас искажен, так что позиции щелочных элементов в структуре получаются двух различных размеров. Одна четверть этих позиций координируется девятью ионами кислорода и в идеальном случае заселена калием. Три четверти позиций имеют восьмерную координацию и в идеальном случае заселяются натрием. В большинстве образцов *нефелина* наблюдается отклонение от идеального соотношения 3Na : K, что указывает на замещение Na ⇌ K. Кроме того, более половины тетраэдров могут содержать Si и для сохранения нейтральности образуются вакантные пустоты. *Нефелин* и *калсилит* обладают гексагональной симметрией.

Структура *лейцита* составлена из четырех- и шестичленных колец, связанных общими вершинами тетраэдров с образованием каркаса из тетраэдров. Треть тетраэдрических позиций заселена Al и две трети — Si. Электростатическая нейтральность структуры поддерживается присутствием K в пустотах каркаса. Несмотря на то что каркас имеет кубическую симметрию, при низких температурах ион K слишком мал, чтобы заполнить пустоту, и ниже 625 °C структура частично сокращается и приобретает тетрагональную симметрию.



Поверхность ликвидуса части системы $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2—H_2O.

Показаны поля первичной кристаллизации *нефелина*, *лейцита* и *щелочных полевых шпатов*, границы между полями и направления падения температуры [Carmichael, Turner, Verhoogen. Igneous Petrology, 1974 г.].

Сплошная линия ➡ границы полей при давлении 1 бар, штриховая ⇝ 1 кбар.

Поверхность ликвидуса системы $KAlSiO_4$ — $NaAlSiO_4$—SiO_2 — H_2O при давлении 1 кбар (см. рисунок) от минимума на граничной линии щелочных полевых шпатов ($NaAlSi_3O_8$ — $KAlSi_3O_8$) опускается в сторону составов как с бо́льшим, так и с меньшим содержанием SiO_2. По мере кристаллизации состав расплава отходит от граничной линии в направлении увеличения SiO_2 (насыщенные кремнеземом расплавы) или в направлении уменьшения SiO_2 (недосыщение кремнеземом).

Нефелин встречается в бескварцевых лейкократовых интрузивных и вулканических породах, таких как нефелиновые сиениты и фонолиты. Он также образуется при взаимодействии магмы и известковых вмещающих пород. В сиенит-пегматитах *нефелин* ассоциирует со щелочными полевыми шпатами, с минералами группы *содалита* и другими минералами, недосыщенными кремнеземом.

Лейцит встречается в богатых K основных и ультраосновных вулканических и интрузивных породах. В некоторых случаях он замещается взаимным прорастанием *щелочного полевого шпата* и *нефелина*, известным под названием «псевдолейцит».

К. ФРЕЙ

См. также: *Выращивание кристаллов; Классификация минералов: принципы.*

ФЕРРОМАГНЕТИЗМ — см. МАГНИТНЫЕ МИНЕРАЛЫ.

ФИГУРЫ ВИДМАНШТЕТТЕНА

На полированной и протравленной 6%-ной азотной кислотой поверхности большинства железных метеоритов проявляется своеобразный штриховой узор, известный

под названием «фигуры Видманштеттена». Эти фигуры были независимо открыты в 1808 г. Ф. Томасом и А. фон Видманштеттеном; хотя Ф. Томасу принадлежит приоритет в публикации, названо это явление было в честь Видманштеттена, который провел детальное его изучение.

Узор, или структура Видманштеттена, образуется в результате комбинации разных фигур травления *камасита* (α-Fe с примесью около 5,5 % Ni) и *тэнита* (γ-Fe с примесью 13—48 % Ni). *Камасит* имеет форму пластинок, образующихся при распаде твердого раствора *тэнита* параллельно граням октаэдра. Более крупные домены *тэнита* между пластинками *камасита* могут включать в себя тонкие продукты распада *камасита*, сформированные в виде прорастаний, известных под названием «плессит». Фигуры Видманштеттена можно, помимо того, наблюдать в некоторых железокаменных метеоритах, где они связаны с железом, а также в более мелком масштабе в ряде искусственных сплавов.

Железные метеориты, в которых устанавливаются фигуры Видманштеттена, называются октаэдритами и подразделяются на разные группы по толщине пластинок *камасита*. Обычно выделяют микрозернистые октаэдриты (менее 0,2 мм), тонкозернистые (0,2—0,5 мм), среднезернистые (0,5—1,5 мм), грубозернистые (1,5—2,5 мм) и наиболее грубозернистые (2,5 мм). Толщина пластинок *камасита* зависит от содержания никеля и скорости остывания метеорита.

Считают, что имеет место очень медленно идущая диффузия никеля из *камасита* в *тэнит*, но без нарушения первичной кристаллической структуры. Такая медленная диффузия может происходить в ядрах тел астероидных размеров (диаметром менее 500 км) или вблизи поверхности более крупных тел. Железо метеоритов, по-видимому, по составу близко к исходному расплаву, из которого оно кристаллизовалось обычно в виде гигантских «зерен» диаметром несколько метров.

Известен и другой рисунок полос, который был обнаружен Ф. Нойманом. Это узкие прямолинейные полосы, проявляющиеся при пересечении ламели в направлении, параллельном граням куба (гексаэдр). Они развиты в *камасите* и отчетливо выражены в метеоритах с содержанием никеля менее 6 %, состоящих нацело из *камасита*. Такие метеориты называются гексаэдритами в отличие от октаэдритов, т. е. метеоритов, в которых ламели *тэнита* расположены параллельно граням октаэдра. Полосы Ноймана возникают при сдвиговых (сколовых) деформациях в пределах кристаллической структуры — одном из вероятных следствий мощных ударных сил (импактов). По другим данным многие метеориты испытали воздействие направленного (ударного) давления вплоть до 10^6 бар, которое могло быть вызвано столкновениями астероидов.

М. ФРОСТ

ФИГУРЫ ТРАВЛЕНИЯ

Некоторые характерные свойства кристаллов и кристаллических агрегатов можно исследовать с помощью травления естественных или искусственных поверхностей. Этот метод нашел применение в кристаллографии, петрологии, минераграфии, палеонтологии, металлографии и других областях. Обычно применяются химические реактивы, но используются также электролитическая, термальная методики и бомбардировка ионами. Травление кристаллов и агрегатов может привести или к однородному удалению вещества по всей поверхности или к преимущественному разрушению и удалению вещества: а) на границах зерен, б) на отдельных гранях кристалла или вдоль его осей, в) в ряде небольших обособленных участков в пределах границ отдельных зерен. Когда при травлении разрушаются лишь небольшие обособленные участки, образовавшиеся углубления называют фигурами травления. При отлаженной методике часто получаются фигуры травления с хорошо очерченными контурами и гранеподобными сторонами, которые могут быть связаны с внешними или внутренними свойствами кристаллического вещества.

ИСТОРИЯ

По-видимому, первым методику травления применил Видманштеттен в 1808 г.; в следующее десятилетие метод травления для изучения кристаллографии применили и некоторые другие исследователи. После 1850 г. процесс травления и образование фигур травления исследовались очень интенсивно, особенно применительно к избирательному растворению и кристаллографической симметрии минералов (см. *Кристаллография морфологическая*). По существу вся эта работа была проделана в Германии и большая часть полученных результатов обобщена в работе Баумгауэра 1894 г. (см. [2]).

Вместе с широким распространением в 1920-е годы рентгеновских методов в кристаллографии прекратилось использование фигур травления для анализа симметрии кристаллов (за исключением исследования *кварца*). В результате рентгеновского изучения кристаллов было, однако, получено большое количество данных, показывающих, что внутренняя структура кристаллов обычно далека от совершенной из-за наличия дефектов, таких как вакансии, примесные ионы, дислокации (см. *Дефекты в кристаллах*). Последующее развитие (в 1950-е оды) теории дислокаций и ее приложение к деформациям металлов возродили интерес к фигурам травления как к методу, дающему возможность наблюдать распределение дислокаций во многих кристаллических веществах. Инициаторами многих современных работ явились металлурги, их методика была приспособлена затем для изучения свойств природных и искусственных неметаллических веществ.

ДИСЛОКАЦИИ

Обычно считается, что винтовые и краевые дислокации создаются в процессе деформации кристаллического вещества. Оба типа дислокаций могут тем не менее образовываться также в процессе кристаллизации, а также при последующем нагревании или охлаждении. Независимо от способа образования дислокации могут обладать свободной энергией, и происходящая от этого повышенная химическая активность приводит к селективному удалению вещества в точке пересечения дислокации и поверхности травления. На число, размер, форму, совершенство граней и ориентировку фигур травления будут влиять вид травления, продолжительность и температура. В некоторых минералах, чтобы образовать на смежных гранях фигуры травления, требуются совершенно различные методики травления.

Концентрация дислокаций в кристаллах может варьировать от $10^3/см^2$ (отожженный недеформированный материал) до $10^{12}/см^2$ (сильно деформированный материал). Хорошее разрешение фигур травления становится затрудненным, если концентрация дислокаций превышает $10^6/см^2$. Наблюдение плоскостей дислокаций, установленных по фигурам травления, обычно требует исследований под оптическим или электронным микроскопом, тогда как фигуры травления на гранях кристалла могут иметь размеры, достаточные для изучения их невооруженным глазом или с небольшим увеличением.

СИММЕТРИЯ

Применение фигур травления для определения симметрии кристалла, по-видимому, в одних случаях идет с несомненным успехом, а в других проходит значительно

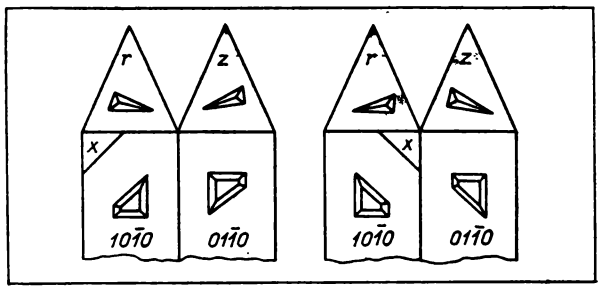


Рис. 1. Фигуры травления на *кварце*, выявляющие энантиоморфизм.

Левосторонние кристаллы имеют левый положительный трапецоэдр (*x*) слева от призмы ($10\bar{1}0$) под положительным ромбоэдром (*r*); правосторонние кристаллы имеют правый положительный трапецоэдр справа. Фигуры травления обнаруживают право- или левосторонность в отсутствие диагностических граней кристалла.

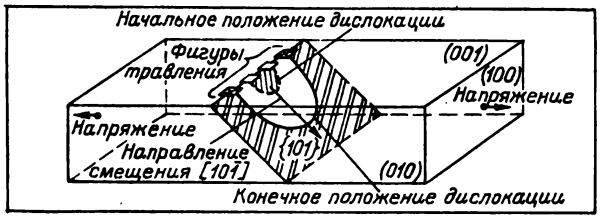


Рис. 2. Фигуры травления маркируют краевую дислокацию в кристалле LiF.

менее успешно. Неожиданные эффекты, получающиеся благодаря деформациям, несомненно углубляют некоторые встречающиеся при этом проблемы. *Кварц* дает один из лучших примеров фигур травления, указывающих на кристаллографическую симметрию, так как они могут выявить тригонально-трапецоэдрический вид симметрии, право- или левосторонность кристалла и различие между положительными и отрицательными формами. Примеры форм и распределения фигур травления на гранях кристалла *кварца* показаны на рис. 1.

ДЕФОРМАЦИИ

Когда метод травления используется для изучения деформаций, обычно бывает возможным выявить краевые дислокации по прямолинейному расположению фигур травления; в особых случаях можно увидеть и положительные и отрицательные краевые дислокации [Hull D., 1965 г.]. Кроме того, винтовые дислокации характеризуются асимметрией присущих им фигур травления [Gilman J. J., Johnston W. G., 1957 г.]. Прежние описания «каналов растворения» и «клювиков» [Honess A. P., 1927 г.] отвечают описаниям фигур травления, возникающих соответственно благодаря краевым и винтовым дислокациям. Соотношения фигур травления с плоскостью дислокации во фториде лития показаны на рис. 2, где видна краевая дислокация на плоскости скольжения {101}, расширяющаяся в направлении [101] [Gilman J. J., Johnston W. G., 1957 г.]. В *кальците* на грани $\{10\bar{1}1\}$, совпадающей с направлением спайности, можно ожидать следующие ряды фигур травления [Thomas J. M., Renshaw G. D., 1967 г.]:

1) двойниковое скольжение по $\{01\bar{1}2\}$ с направлением скольжения $[0\bar{1}11]$ приводит к линейному расположению сближенных в направлении $\langle 2\bar{1}\bar{1}0\rangle$ фигур травления;

2) нормальное трансляционное скольжение по $\{10\bar{1}1\}$ с направлением скольжения $[\bar{1}012]$ приводит к линейному расположению фигур травления вдоль $\langle 10\bar{1}1\rangle$ (см. *Пластические деформации в минералах*);

3) менее распространенное трансляционное скольжение по $\{02\bar{2}1\}$ с направлением скольжения $[\bar{1}012]$ приводит к линейному расположению фигур травления вдоль $\langle 10\bar{1}1\rangle$ и $\langle 2\bar{1}\bar{1}0\rangle$;

4) трансляционное скольжение при повышенных температурах (выше 500 °С) по $\{10\bar{1}0\}$ с направлением скольжения $[0\bar{2}10]$ приводит к линейному расположению фигур травления вдоль $\langle\bar{1}213\rangle$.

Предварительное изучение концентраций фигур травления на поверхности кливажа в белом мраморе статистически показало, что рост зерен в *кальците* сравним с ростом зерен в напряженных и отожженных металлах. Крупные поверхности кливажа (300 мм^2 и больше) содержат небольшое количество фигур ($6\cdot10^2$/см^2); концентрация фигур на средних по размеру поверхностях (1—2 мм^2) приближается к обычной средней плотности ($4\cdot10^2$/см^2); малые поверхности (около 0,2 мм^2) содержат большое число фигур ($3\cdot10^4$/см^2). Низкая плотность в больших зернах *кальцита* может быть объяснена ростом зерен, а более высокая плотность в самых маленьких зернах, вероятно, отражает уровень напряжения до термального события [McDougall D. J., 1970 г.].

Образование фигур травления можно наблюдать в следующих двух простых опытах.

1. Погрузите небольшой прозрачный кристалл *кварца* в концентрированную фтористоводородную кислоту HF и слегка нагрейте. (Травление HF надо проводить в вытяжном шкафу, кислота не должна попадать на кожу.) Травление ведите в течение 1 ч, промойте кристалл в проточной воде, высушите и исследуйте под бинокуляром. Форма и (или) ориентировка фигур травления на гранях призмы будут сходными только через грань, указывая на симметрию с тройной осью *c*.

2. Подготовьте свежую поверхность спайности в исландском шпате (*кальците*). (Не дотрагивайтесь до поверхности пальцами.) Капните на поверхность спайности концентрированной муравьиной кислотой, через 15 с промойте проточной водой и спиртом. Высушите на воздухе и исследуйте в отраженном свете с увеличением 250. Ряды фигур травления должны быть ясно видны.

Д. МАК-ДУГОЛЛ

См. также: *Дефекты в кристаллах; Кристаллография морфологическая; Пластические деформации в минералах; Фигуры Видманштеттена.*

ФИЛЛОСИЛИКАТЫ — см. **СЛОИСТЫЕ СИЛИКАТЫ.**

ФЛЮОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ — см. **ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВЫЙ МИКРОАНАЛИЗ.**

ФЛЮОРЕСЦЕНЦИЯ — см. **ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ.**

ФОРМЫ КРИСТАЛЛОВ — см. **ГАБИТУС КРИСТАЛЛОВ; КРИСТАЛЛОГРАФИЯ МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ.**

ФРАГМЕНТАРНОСТЬ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ РЕШЕТОК

Некоторые кристаллические структуры могут рассматриваться в качестве построенных из модулей (фрагментов) или структурных блоков, как бы заимствованных из других кристаллов или кристаллических решеток.

Если все фрагменты являются идентичными слоями и в различных структурах варьирует только способ их сочетания, то этот феномен называется «политипизм» (см. *Слоистые силикаты*). Если в общем требуется больше чем один вид блоков для построения трехмерной кристаллической структуры, то этот случай называется «полисоматизм».

Фрагментами, блоками в минералах могут быть «ряды», «пучки» или «слои». Такие фрагменты, блоки не обязательно должны проходить через всю элементарную ячейку. Единичная цепочка кремнекислородных тетраэдров $(SiO_3)_n$ в структуре *пироксенов* может быть приведена в качестве примера таких фрагментов.

Описывая каолинит (см. *Глины, минералы глин*) на основе идеи о фрагментности строения кристаллических структур, пришлось бы скомпоновать его из половины гиббситового слоя $Al_2(OH)_6$, смежного с половиной пирофиллитового слоя $Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$, что вместе дало бы структуру *каолинита* и состав $Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$. Подобным же образом могут быть описаны и другие *слоистые силикаты*.

Структуры минералов группы *амфибола* могут быть представлены как состоящие из фрагментов *слюд* и *пироксенов*. Например *тремолит* $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$ состоит структурно и химически как бы из *талька* $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$ и *диопсида* $Ca_2Mg_2Si_4O_{12}$.

Другие примеры включают минералы группы *гумита*, как бы состоящие из норбергитовых и форстеритовых блоков, и *пироксеноиды*, сложенные пироксеновыми и волластонитовыми фрагментами. Концепция полисоматизма, кроме того что она является полезным педагогическим приемом, также указывает направление, где минералоги могли бы искать новые минеральные структуры и составы.

К. ФРЕЙ

См. также: *Амфиболы; Глины, минералы глин; Пироксены; Полиморфизм; Слоистые силикаты.*

ФРОНДЕЛИТА ГРУППА

Минералы группы фронделита представляют собой гидрофосфаты железа и марганца; минерал называется *фронделитом*, если марганца больше, чем железа, и *рокбриджеитом*, если железа больше, чем марганца. Названия были даны Линдбергом в 1949 г. в честь американского минералога К. Фронделла и Фронделом в 1949 г. по месту находки в округе Рокбридж (шт. Виргиния, США). Групповой состав $(Mn^{2+}, Fe^{2+})\,Fe_4^{3+}\,(PO_4)_3(OH)_5$.

Минералы ромбические, встречаются в виде гроздевидных агрегатов или корок; твердость 4,5; плотность 3,3—3,5 г/см^3. Хрупкие, блеск стеклянный до тусклого, цвет зеленый до зеленовато-черного, при окислении становятся коричневатыми до красноватых; полупрозрачные.

Фронделит встречается в виде продукта изменения железо-марганцевых фосфатов в пегматитах. Найден в Конселейра-Пена (штат Минас-Жерайс, Бразилия) и в Норт-Гротон (штат Нью-Гемпшир, США). *Рокбриджеит* найден в округе Рокбридж (штат Виргиния, США) и в Гринбелте (штат Мэриленд, США), в Хердорфе, Уллерсрейте, Хагендорфе и Крейцберге (ФРГ), в Шантелубе (Франция).

К. ФРЕЙ

X

ХЛОРИТА ГРУППА

Свое название группа получила по зеленой окраске большинства входящих в нее минералов, хотя в группе известны и минералы, окрашенные в другие цвета. Морфология меняется от тонкозернистых землистых агрегатов до сферолитов и от розеток до чешуйчатых масс и псевдогексагональных пластинок. Имеется совершенная базальная спайность параллельно (001). Разделяемые по спайности чешуйки гибки, но не упруги. Блеск меняется от перламутрового или стеклянного до тусклого и землистого. Твердость на плоскости спайности около 2,5. Плотность меняется в зависимости от состава от 2,6 до 3,3 г/см³.

Хлорит является обычным второстепенным минералом в регионально-метаморфизованных породах низкой и умеренной степени метаморфизма, а в метаморфических породах зоны хлорита может быть и основным минералом. Иногда *хлорит* встречается в магматических породах, в большинстве случаев в виде вторичного минерала, образовавшегося при автометаморфическом или гидротермальном изменении первичных железо-магнезиальных минералов. Встречается *хлорит* в пегматитах и жилах. Минералы группы *хлорита* обычно присутствуют в измененных основных породах и в зонах гидротермального изменения вокруг рудных тел. В осадочных породах *хлорит* является обычным, но, как правило, второстепенным компонентом.

СТРУКТУРА

Полинг [5] установил, что в основе кристаллической структуры *хлорита* лежат отрицательно заряженные пакеты типа 2 : 1, аналогичные таковым в большинстве *слоистых силикатов*; электростатическая компенсация этих пакетов происходит за счет положительно заряженных промежуточных гидроксидных слоев (рис. 1). Пакеты типа 2 : 1 сложены двумя псевдогексагональными слоями сцепленных тетраэдров, перевернутых по отношению друг к другу, так что апикальные кислороды тетраэдров совместно с гидроксильными группами в центре каждого псевдогексагонального кольца дают октаэдрическую координацию вокруг катионов промежуточного размера в средней плоскости пакета. Промежуточные слои состоят из катионов среднего размера с октаэдрической координацией с гидроксильными группами, расположенными в двух параллельных плоскостях. Этот промежуточный слой должен располагаться таким образом, чтобы приповерхностные группы OH были связаны водородной связью длиной около 3,0 Å с атомами кислорода в основании тетраэдров на поверхности расположенных выше или ниже пакетов типа 2 : 1. Кроме того, промежуточный слой связан с пакетом типа 2 : 1 электростатической связью, возникающей при значительном замещении катионов как в пакете, так и в промежуточном слое.

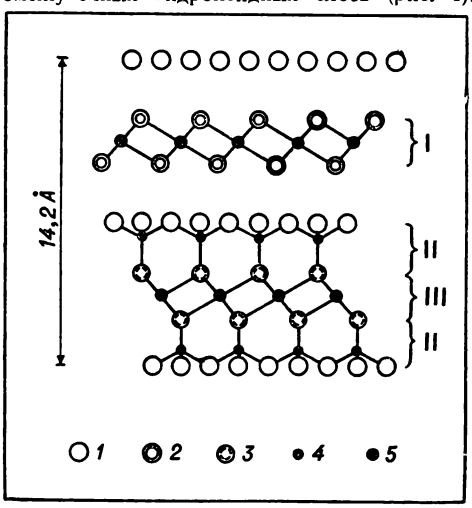


Рис. 1. Структура хлоритов.

I — межпакетный слой; *II* — тетраэдрический слой; *III* — октаэдрический слой.

1 — кислород; *2* — гидроксил; *3* — кислород + гидроксил (совмещены в проекции); *4* — катион тетраэдра; *5* — катион октаэдра.

СОСТАВ

Большинство *хлоритов* являются триоктаэдрическими и содержат близкое к 3,0 число катионов на формульную единицу как в слое октаэдров в пакете типа 2 : 1, так и в промежуточном слое октаэдров. Состав пакета $(R^{2+}_{3-a-b-c}R^{+}_{a}R^{3+}_{b}\square_{c})(Si_{4-x}R^{3+}_{x})O_{10}(OH)_2$, состав промежуточного слоя $(R^{2+}_{3-d-e-f}R^{+}_{d}R^{3+}_{e}\square_{f})(OH)_6$; Si на месте R^{3+} в тетраэдрах замещается прежде всего Al^{3+}, но также и Fe^{3+} или Cr^{3+}. Основными катионами в октаэдрических слоях являются Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+} и Al, но в некоторых минеральных видах наблюдаются значительные количества Cr, Ni, Mn, V, Cu или Li. Отрицательный заряд (x), образующийся в результате замещений в слое тетраэдров, может возрастать при замещении R^{2+} на R^{+} или вакансию (□), но чаще уменьшается при замещении R^{2+} на R^{3+}. Основная часть отрицательного заряда (x) нейтрализуется положительным зарядом промежуточного слоя, образующимся при замещении R^{2+} на R^{3+}. Состав всей структурной единицы *хлорита* может быть выражен общей формулой $(R^{2+}_{6-w-y-z}R^{+}_{w}R^{3+}_{y}\square_{2})(Si_{4-x}R^{3+}_{x})O_{10}(OH)_8$, где $x = y - w - 2z$.

Фостер [3], изучив 150 анализов *хлоритов*, обнаружил, что при взаимном замещении Mg и Fe^{2+} образуется полный ряд. В большинстве случаев содержание Al в октаэдрах низкое и его замещают другие трехвалентные катионы, такие как Fe^{3+} или Cr^{3+}, поддерживая отрицательный заряд тетраэдрического слоя. Если общее число трехвалентных катионов в октаэдрических позициях примерно равно числу R^{3+} в тетраэдрах, занятыми оказываются около 6,0 октаэдрических позиций. Если общее число трехвалентных катионов в октаэдрах больше, чем R^{3+} в тетраэдрах, то, как показал Фостер, общая заселенность октаэдров в этом случае меньше 6,0 на значение, равное половине избытка октаэдрических R^{3+} по сравнению с тетраэдрическими R^{3+}. Таким образом, избыточные трехвалентные катионы в октаэдрической координации замещают двухвалентные катионы в идеальном случае в отношении 2 : 3. Замещение в тетраэдрах, по данным Фостера, лежит в пределах от 0,55 до 1,66 атомов R^{3+} на четыре тетраэдрические позиции.

В конкретных образцах количество Fe^{3+} не зависит от количества Fe^{2+}, но общая закономерность состоит

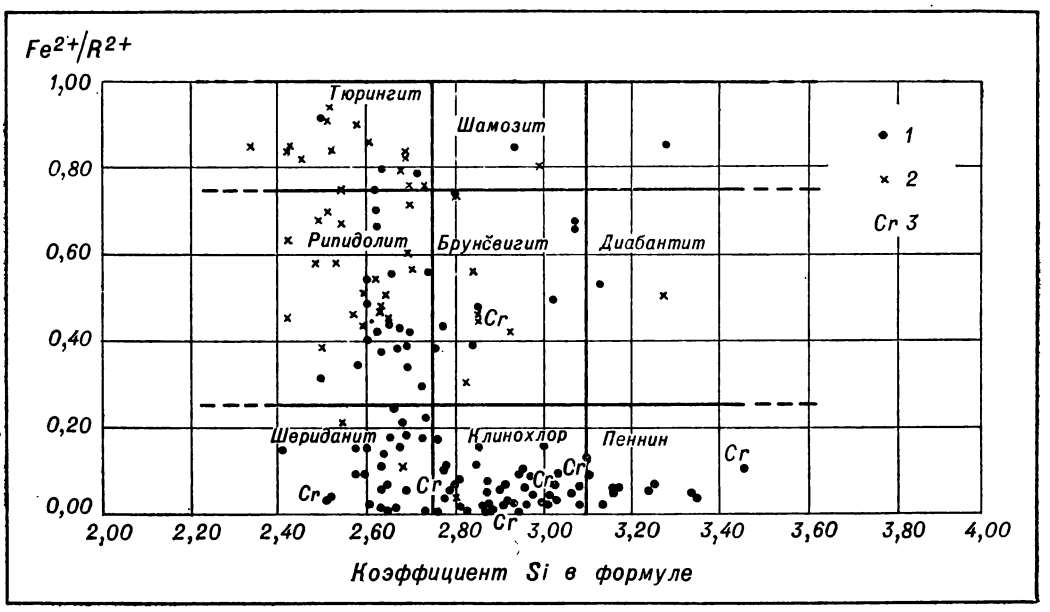


Рис. 2. Классификация хлоритов (по Фостеру [3]).
1 — $Fe_2O_3 < 4$ %; *2* — $Fe_2O_3 > 4$ %; *3* — хромсодержащий *хлорит*.

в том, что *хлориты* с большим содержанием Fe^{2+} содержат больше Fe^{3+}, чем *хлориты*, бедные Fe^{2+}. В большинстве случаев это Fe^{3+} должно рассматриваться как первичное, если нет явных признаков окисления. Фостер [4] обнаружил, что согласно анализам многие *хлориты* с большим содержанием Fe содержат меньше OH. В этих же анализах, однако, практически отсутствует корреляция между количеством окисного железа и избытком кислорода, так что внутренним окислением и дегидратацией можно объяснить уменьшение содержания OH лишь в некоторых железистых *хлоритах*.

УПАКОВКА

Комбинация пакета типа 2 : 1 и промежуточного слоя имеет размер около 14,2 Å. Тетраэдрические и октаэдрические сетки обладают псевдогексагональной симметрией и обычно описываются ортогексагональной решеткой с параметрами $a = 5{,}1 \div 5{,}3$ Å и $b = a\sqrt{3} = 8{,}9 \div 9{,}2$ Å. Последовательность соседних слоев снижает в большинстве случаев симметрию до моноклинной или триклинной, даже если элементарная ячейка по форме ромбическая. При сравнении с минералами *глин хлорит* отличается от имеющих аналогичную (пакет + промежуточный слой) структуру *смектита* и *вермикулита* устойчивостью промежуточного слоя при нагревании, отсутствием расширения промежуточного слоя после сольватации глицерином или этиленгликолем, усилением в несколько раз на рентгенограммах интенсивности базального рефлекса при межплоскостном расстоянии 14 Å при нагревании до 450—550° С.

Бейли и Браун [1] показали, что основные разновидности кристаллической структуры *хлоритов* зависят от положения промежуточного слоя по отношению к пакету типа 2 : 1. Прежде всего, октаэдры промежуточного слоя могут быть ориентированы либо параллельно октаэдрам пакета (ориентация I), либо, как на рис. 1, антипараллельно (ориентация II). Кроме того, при каждой из этих ориентаций водородная связь с нижележащим пакетом может осуществляться в позиции *a*, когда катионы промежуточного слоя располагаются прямо над катионами тетраэдров, и в позиции *b*, когда они смещены. Таким образом, для хлоритового слоя в 14 Å получаются 4 структурных типа, которые можно обозначить Ia, Ib, IIa и IIb. Далее, следующий пакет 2 : 1 также можно расположить шестью различными способами над промежуточным слоем, чтобы обеспечить оптимальную водородную связь.

Рентгеновское изучение монокристаллов выявило, что большинство *хлоритов* характеризуется либо правильной последовательностью слоев, приводящей к однослойной ячейке, либо наложением слоев со смещением, когда последовательные слои могут быть смещены на любой отрезок, кратный $\pm b/3$, что обеспечивает водородные связи с промежуточным слоем. Дифракционные картины в последнем случае характеризуются сильными рефлексами с $k = 3n$ и лишь слабыми рефлексами с $k \neq 3n$. Бейли и Браун показали, что теоретически являются возможными 12 правильных однослойных структур и 6 неправильных или полуупорядоченных последовательностей. Последние могут быть идентифицированы по рентгеновским порошкограммам, и к настоящему времени 4 из 6 возможных полуупорядоченных последовательностей выявлено. Эти структурные типы пересекают произвольно установленные по химическому составу границы, которыми пользовались в прошлом для определения видов *хлоритов*. Структурный тип IIb особенно распространен в природе и, как полагают, является наиболее стабильным. Он преобладает в метаморфических породах зоны хлорита и характерен для таких геологических условий, когда имеется достаточная тепловая энергия, чтобы образовалась стабильная форма. Структуры Ia, Ib ($\beta = 90°$) и Ib ($\beta = 97°$), по-видимому, кристаллизуются метастабильно, при более низких температурах.

КЛАССИФИКАЦИЯ

Схема классификации триоктаэдрических *хлоритов*, по Фостеру [4], представлена на рис. 2, где основные виды разного химического состава различаются по зна-

чению отношения Si/Al в тетраэдрах и Mg/Fe в октаэдрах. Поскольку было показано, что состав *хлоритов* практически не влияет на структуру слоев, Бейлисс [2] предлагал отказаться от большинства видовых названий, показанных на рис. 2. В настоящее время достигнуто соглашение определять видовую принадлежность триоктаэдрических *хлоритов* по преобладающему двухвалентному катиону. Общепринятыми названиями являются *клинохлор* (преобладает Mg), *шамозит* (Fe^{2+}), *пеннантит* (Mn^{2+}) и *нимит* (Ni). На значительное замещение катионов может указывать уточняющее определение, например железистый *клинохлор* или алюминийсодержащий *шамозит*. Известно несколько *хлоритов*, в кристаллической структуре которых один или оба октаэдрических слоя являются диоктаэдрическими, т. е. имеют близкое к 2,0, а не к 3,0 число октаэдрических катионов на формульную единицу. Такие хлориты отличаются высоким содержанием алюминия. К ним относятся *кукеит* с диоктаэдрическим слоем типа 2 : 1 и триоктаэдрическим промежуточным слоем Al—Li, *судоит* с диоктаэдрическим слоем типа 2 : 1 и триоктаэдрическим промежуточным слоем Al—Mg, *донбассит* с двумя диоктаэдрическими слоями. В последнем случае положительный заряд на промежуточном слое возникает прежде всего от присутствия более 2,0 катионов Al в соответствии с формулой $Al_{2+x/3}(OH)_6$ для заряда (x) слоя.

С. БЕЙЛИ

См. также: *Глины, минералы глин; Диагенетические минералы; Минералогия формации Грин-Ривер; Плеохроичные дворики; Слоистые силикаты; Слюды; Топотаксия.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Bailey S. W., Brown B. E.* Chlorite polytipism. I. Regular and semi-random one-layer structures. — Am. Mineralogist, 1962, 47, p. 819—850.

2. *Bayliss P.* Nomenclature of the trioctahedral chlorites. — Can. Mineralogist, 1975, 13, p. 178—180.

3. *Foster M. D.* Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 414-A, 1962, 33 p.

4. *Foster M. D.* Water content of micas and chlorites. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 474-F, 1964, 15 p.

5. *Pauling L.* The structure of the chlorites. — Proc. Natl. Acad. Sci., 1930, 16, p. 578—582.

Ц

ЦЕОЛИТЫ

Цеолиты являются каркасными алюмосиликатами, в структуре которых имеются полости, занятые большими катионами и молекулами воды, способными свободно удаляться и поглощаться структурой, благодаря чему происходит ионный обмен и обратимая дегидратация. Это определение, предложенное Смитом [21], в общем случае правильно и используется до настоящего времени для всех *цеолитов*, как природных, так и синтетических.

Легкость, с которой вода выходит из *цеолитов* при незначительном нагревании, определила название минерала: от греч. ζεν—кипеть и λιθος—камень. Но это было только первым из многих удивительных свойств, присущих таким соединениям. Некоторые явления, происходящие в структуре *цеолитов* при определенных физико-химических условиях, обусловливают их широкое промышленное применение, а многие другие еще будут установлены при дальнейшем изучении.

Цеолиты найдены в трех геологических условиях: вулканических, осадочных и метаморфических породах. Они образуются при умеренных температурах и давлениях и имеют ограниченное поле стабильности в связи с этим они редко встречаются в породах древнее мезозойских. Наиболее распространенными являются *цеолиты* осадочных пород, где они встречаются в некоторых случаях в толщах протяженностью многие километры и мощностью несколько километров, например в отложениях вулканического пепла. Однако впервые *цеолиты* были найдены в полостях и пустотах вулканических пород (в основном в базальтах), где они обычно встречаются в виде хорошо развитых и представительных кристаллов.

ХИМИЗМ, СТРУКТУРА И КЛАССИФИКАЦИЯ

Попытки описать *цеолиты* с помощью определенных химических формул приводят, как и для большинства других минералов, скорее к осложнению вопроса, чем к его решению, что связано с непостоянством состава в пределах одной группы минералов.

Каркасная структура *цеолитов* образуется из катионов, входящих в тетраэдры (обычно кремниевые или алюминиевые), в вершинах которых каждый атом кислорода принадлежит двум тетраэдрам. Эти катионы обозначаются *T*. В *цеолитах* атомов кислорода в два раза больше, чем тетраэдрических катионов *T*.

Пустоты, имеющиеся в каркасе из тетраэдров, заняты в природных *цеолитах* крупными одно- и двухвалентными катионами, такими как Na, K, Mg, Ca и Ba. Другие катионы могут быть введены в эти позиции с помощью ионообменной реакции или при непосредственном синтезе в лабораторных условиях. Положительный заряд этих катионов компенсирует избыток отрицательного заряда, возникающего из-за присутствия в каркасе Al^{3+}.

В идеальном случае состав *цеолитов* может быть выражен формулой

$$M_x D_y\,[Al_{x+2y}Si_zO_{2x+4y+2z}]\cdot nH_2O,$$

где *M* и *D* — одно- и двухвалентные катионы соответственно.

Напоминающие по химическому составу *полевые шпаты*, *цеолиты* обладают гораздо более рыхлой структурой. Эта связь легко проявляется при переходе *цеолитов* в *полевые шпаты* при термальном метаморфизме.

Каналы, присутствующие в структуре *цеолитов*, формируются различными комбинациями связанных колец тетраэдров, и в зависимости от размера в них могут входить как отдельные катионы, так и крупные органические молекулы. В зависимости от вида минимальный свободный диаметр наибольших каналов лежит в пределах от 2,2 до 7,5 Å (см. табл. 2).

Один из критериев, положенных в основу классификации *цеолитов*, учитывает структурные характеристики, связанные с морфологией кристаллов. Согласно этой классификации *цеолиты* принадлежат к трем основным группам:

1) трехмерные каркасные структуры типа *филлипсита* и *шабазита*;

2) волокнистые структуры, образованные цепями тетраэдров, слабо связанных между собой в продольном направлении, как в *натролите* и *сколеците*;

3) пластинчатые структуры, образованные тетраэдрами, сильно связанными в одной плоскости и слабо в перпендикулярном направлении, как в *гейландите* и *клиноптилолите*.

Эта классификация тем не менее не всеобъемлюща, так как все *цеолиты* принадлежат в действительности к более обширной группе каркасных силикатов, даже если в их трехмерных структурах могут проявляться более слабые связи в определенных кристаллографических направлениях.

Более современная и полная классификация *цеолитов* основана на топологии каркаса [1]. Каждый каркас изображается в виде отдельных структурных единиц, таких как кольцо тетраэдров или других мотивов. Далее, эти конструкции группируются так, чтобы образовать легко идентифицируемые полиэдры или «блоки» структуры. Идентификация того или иного типа мотива в структуре *цеолитов* дает также одновременно информацию о некоторых физических свойствах. Таким образом, эта классифи-

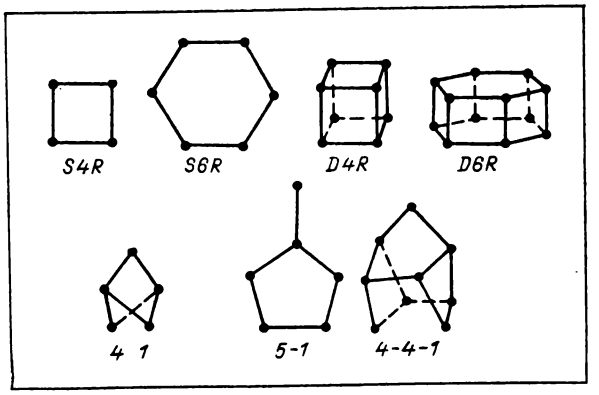


Рис. 1. Семь вторичных элементов структуры, соответствующие структурной классификации *цеолитов*.

Каждая вершина (позиция Т) является условной точкой с четырьмя связями в трехмерном каркасе. Атомы кислорода расположены приблизительно на серединах связей между вершинами. Объяснения обозначений см. в тексте.

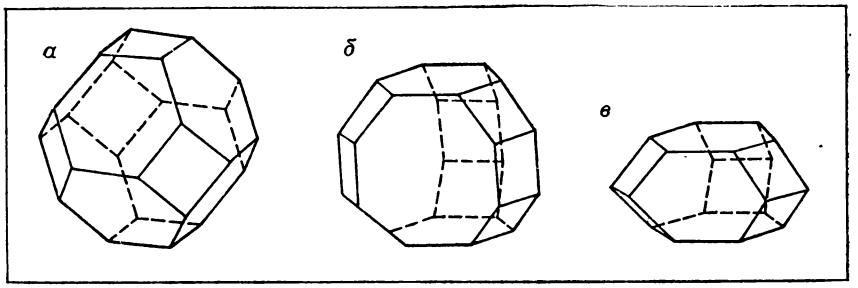


Рис. 2. Некоторые «блоки», установленные в структурах *цеолитов*.

а — содалитовый (срезанный октаэдр), один из полиэдров Архимеда, заполняющих пространство; установлен в *фожазите*, *цеолитах* типа X, Y и A; см. также рис. 3, *а* и *б*; *б* — гмелинитовый, установленный в *гмелините*; см. также рис. 3, *в*; *офретит* и тип Ω; *в* — канкринитовый, установленный в *эрионите*, *оффретите* и типе L.

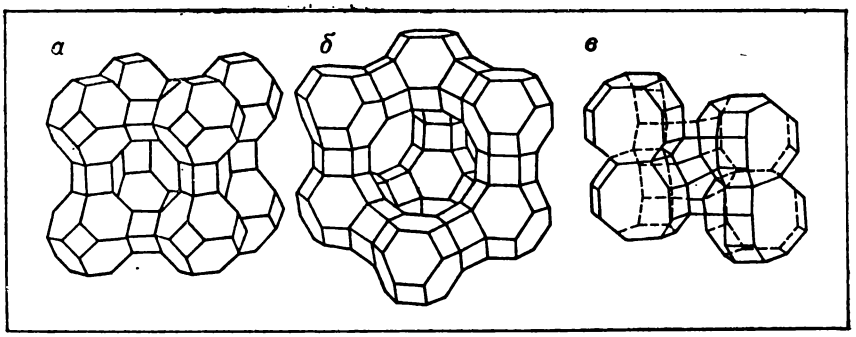


Рис. 3. Элементы структуры, установленные в *цеолитах*.

а — тип A; *б* — *фожазит*; *в* — *маццит*.

Атомы *T* находятся на пересечении линий, атомы кислорода — приблизительно на середине линий.

кация имеет значение с точки зрения промышленного использования.

Для рассмотрения топологических вкладов атомов в структуре рекомендуются некоторые упрощения. Основной и неизменной строительной единицей является тетраэдр. Все тетраэдры в структуре связаны общими вершинами; каждая позиция, занятая тетраэдром, может, таким образом, рассматриваться как центральная точка с четырьмя связями. Атомы кислорода не требуют конкретного обозначения; их позиции соответствуют примерно серединам связей. Такое схематичное изображение позволяет идентифицировать характерные черты каждого каркаса [13]. Набор из 7 «вторичных элементов структуры» (ВЭС) выбран (рис. 1) для описания всех известных структур [12].

ТАБЛИЦА 1

Классификация цеолитов по Брэку

Группа	Вторичные элементы структуры (ВЭС)
1	Одиночное четырехчленное кольцо S4R
2	Одиночное шестичленное кольцо S6R
3	Двойное четырехчленное кольцо D4R
4	Двойное шестичленное кольцо D6R
5	Сложный 4—1 (единица T_5O_{10})
6	Сложный 5—1 (единица T_8O_{16})
7	Сложный 4—4—1 (единица $T_{10}O_{20}$)

По классификации Брэка цеолиты делятся на 7 групп в зависимости от типа содержащихся в структуре ВЭС (табл. 1).

Некоторые примеры полиэдрических конфигураций, присутствующих в структуре *цеолитов*, представлены на рис. 2. На рис. 3 даны три примера изображения структуры *цеолита* с помощью групп полиэдров. Характеристика *цеолитов* приведена в табл. 2.

ДЕГИДРАТАЦИЯ, СОРБЦИЯ, ИОННЫЙ ОБМЕН И ДРУГИЕ ЯВЛЕНИЯ В ЦЕОЛИТАХ

Выделение воды из *цеолитов* обычно является обратимым процессом. Температура даже частичной дегидратации и возможной повторной гидратации сильно колеблется от образца к образцу.

Структурные изменения в цеолитах, происходящие при дегидратации, изучаются с помощью рентгеноструктурного анализа, дифференциального термического анализа (ДТА), термогравиметрического анализа (ТГА), инфракрасной спектроскопии (ИКС), ядерного магнитного резонанса (ЯМР) и диэлектрических измерений. Эти структурные изменения варьируют от просто теплового расширения, обнаруженного в *мордените*, и сложного перемещения катионов, как в *шабазите*, *фожазите*, *мацците* и др., до фазовых превращений в более стабильные дегидратированные структуры.

Существуют три основные модели дегидратации [23].

Тип. 1. Быстрая дегидратация в относительно узком интервале температур, характеризующаяся одним узким эндотермическим пиком (ДТА), резкой потерей веса на

ТАБЛИЦА 2

Цеолиты

Группа (ВЭС)	Название	Обычное содержание элементарной ячейки	Пространственная группа	Тип структуры *	Тип дегидратации	Приближенная ширина канала, Å	Осадочное происхождение
1	*Филлипсит*	$(1/2Ca, Na, K)_6[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 12H_2O$	$P2_1/m$	PHI	1	3,9×4,4	+
(S4R)	*Гармотом*	$Ba_2[Al_4Si_{12}O_{32}]\cdot 12H_2O$	$P2_1/m$	PHI	1	3,9×4,4	+
	Мерлиноит	$(K_2, Ca, Ba, Na_2)_{4,7}[Al_9Si_{23}O_{64}]\cdot 23H_2O$	$Immm$	MER	3а	3,3×5,0	
	Жисмондин	$Ca_4[Al_8Si_8O_{32}]\cdot 16H_2O$	$P2_1/c$	GIS	1	2,8×4,9	
	Амицит	$K_4Na_4[Al_8Si_8O_{32}]\cdot 10H_2O$	$I2$	GIS	3а	3,8×3,1	
	Гарронит	$NaCa_{2,5}[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 14H_2O$	$I4_1/amd$	GIS	1	3,5	
	Паулингит	$(K_2, Na_2, Ca, Ba)_{76}[Al_{152}Si_{525}O_{1354}]\cdot 700H_2O$	$Im3m$	PAU		3,9	
	Ломонтит	$Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}]\cdot 16H_2O$	Am	LAU	2	4,6×6,3	+
	Югаваралит	$Ca_2[Al_4Si_{12}O_{32}]\cdot 8H_2O$	Pc	YUG	3а	2,8×3,6	
	Тип P (синт.)	$Na_6[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 15H_2O$	$I4_1/amd$	GIS		2,8×4,9	
	Тип W (синт.)	$K_{42}[Al_{42}Si_{76}O_{326}]\cdot 107H_2O$	$Immm$?	MER			
2	*Эрионит*	$(K_2, Ca, Mg, Na_2)_{4,5}[Al_9Si_{27}O_{72}]\cdot 27H_2O$	$P6_3/mmc$	ERI	3а	3,6×5,2	+
(S6R)	*Оффретит*	$(K_2, Mg, Ca, Na_2)_{2,5}[Al_5Si_{13}O_{36}]\cdot 15H_2O$	$P\bar{6}m2$	OFF	3а	6,9	
	Левин	$Ca_3[Al_6Si_{12}O_{36}]\cdot 18H_2O$	$R\bar{3}m$	LEV	2	3,2×5,1	
	Маццит	$K_{2,5}Mg_2Ca_{1,5}[Al_{10}Si_{26}O_{72}]\cdot 28H_2O$	$P6_3/mmc$	MAZ	3б	7,4	
	Тип Ω (синт.)	$Na_{6,8}(TMA)_{1,6}[AL_8Si_{28}O_{72}]\cdot 21H_2O$ **	$P6mmm$?	MAZ	3б	7,4	
	Тип T (синт.)	$Na_{1,2}K_{2,8}[Al_4Si_{14}O_{36}]\cdot 14H_2O$	$P6m2$	ERI + + OFF?	3б	5,2	
	ЛОСОД (синт.)	$Na_{12}[Al_{12}Si_{12}O_{48}]\cdot 19H_2O$	$P6_3/mmc$	LOS		2,2	
3	Тип A (синт.)	$Na_{12}[Al_{12}Si_{12}O_{48}]\cdot 27H_2O$	$Pm3m$	A	3б	4,2	
(D4R)	Тип N-A (синт.)	$Na_4(TMA)_3[Al_7Si_{17}O_{48}]\cdot 21H_2O$ **	$Pm3m$	A	3б	4,2	
	Тип ZK-4 (синт.)	$Na_8(TMA)[Al_9Si_{15}O_{48}]\cdot 28H_2O$ **	$Pm3m$	A	3б	4,2	
4	*Шабазит*	$Ca_2[Al_4Si_8O_{24}]\cdot 13H_2O$	$P\bar{3}m$	CHA	3а	3,7×4,2	+
(D6R)	*Гмелинит*	$Na_8[Al_8Si_{16}O_{48}]\cdot 24H_2O$	$P6_3/mmc$	GME	1	7,0	
	Фожазит	$Na_{12}Ca_{12}Mg_{11}[Al_{59}Si_{133}O_{384}]\cdot 235H_2O$	$Fd3m$	FAU	3б	7,4	
	Тип X (синт.)	$Na_{86}[Al_{86}Si_{106}O_{384}]\cdot 264H_2O$	$Fd3m$	FAU	3б	7,4	
	Тип Y (синт.)	$Na_{56}[Al_{56}Si_{136}O_{384}]\cdot 250H_2O$	$Fd3m$	FAU	3б	7,4	
	Тип ZK-5 (синт.)	$Na_{30}[Al_{30}Si_{66}O_{192}]\cdot 98H_2O$	$Im3m$	ZK5		3,9	
	Тип L (синт.)	$K_9[Al_9Si_{27}O_{72}]\cdot 22H_2O$	$P6/mmm$	L	3б	7,1	
	Тип P-L (синт.)	$K_{23}[Al_{33}Si_{26}P_{13}O_{144}]\cdot 42H_2O$	$P6/mmc$	Ł	3б	7,1	
5	*Натролит*	$Na_{16}[Al_{16}Si_{24}O_{80}]\cdot 16H_2O$	$Fdd2$	NAT	1	2,6×3,9	+
(4—1)	*Сколецит*	$Ca_8[Al_{16}Si_{24}O_{80}]\cdot 24H_2O$	Cc	NAT	3а	2,6×3,9	
T_5O_{10}	*Мезолит*	$Na_{16}Ca_{16}[Al_{48}Si_{72}O_{240}]\cdot 64H_2O$	$Fdd2$	NAT	3а	2,6×3,9	+
	Томсонит	$Na_4Ca_8[Al_{20}Si_{20}O_{80}]\cdot 24H_2O$	$Pnna$	THO	2	2,6×3,9	+
	Гоннардит	$Na_4Ca_2[Al_8Si_{12}O_{40}]\cdot 14H_2O$	$Pbmn$	THO	2	2,6×3,9	
	Эдингтонит	$Ba_2[Al_4Si_6O_{20}]\cdot 8H_2O$	$P2_12_12$	EDI	2	3,1×4,1	
6	*Морденит*	$Na_8[Al_8Si_{40}O_{96}]\cdot 24H_2O$	$Cmcm$	MOR	3б	6,7×7,0	+
(5—1)	*Дакиардит*	$Na_3[Al_5Si_{19}O_{48}]\cdot 12H_2O$	$C2/m$	DAC		3,7×6,7	
T_8O_{16}	*Феррьерит*	$Na_{1,5}Mg_2[Al_{5,5}Si_{30,5}O_{72}]\cdot 18H_2O$	$Immm$	FER		4,3×5,5	
	Эпистильбит	$Ca_3[Al_6Si_{18}O_{48}]\cdot 16H_2O$	$C2/m$	EPI	2	3,2×5,3	
	Бикитаит	$Li_2[Al_2Si_4O_{12}]\cdot 2H_2O$	$P2_1$	BIK	3а	3,2×4,9	
	ZS M-5 (синт.)	$Na_3[Al_3Si_{93}O_{192}]\cdot 16H_2O$	$Pnma$	MPI	3б	5,4×5,6	
	Силикалит (синт.)	SiO_2	$Pn2_1a$	MFI		5,2×5,8	
7	*Гейландит*	$Ca_4[Al_8Si_{28}O_{72}]\cdot 24H_2O$	$C2/m$	HEU	1	4,4×7,2	+
(4—4—1)	*Клиноптилолит*	$Na_6[Al_6Si_{30}O_{72}]\cdot 24H_2O$	$C2/m$	HEU	3б	4,4×7,2	+
$T_{10}O_{20}$	*Стильбит*	$Na_2Ca_4[Al_{10}Si_{26}O_{72}]\cdot 34H_2O$	$C2/m$	STI	1	4,1×6,2	+
	Стеллерит	$Ca_4[Al_8Si_{28}O_{72}]\cdot 28H_2O$	$Fmmm$	STI	2	4,1×6,2	
	Баррерит	$Na_6CaK[Al_8Si_{28}O_{72}]\cdot 26H_2O$	$Amma$	STI	1	4,1×6,2	
	Брюстерит	$(Sr, Ba, Ca)_2[Al_4Si_{12}O_{32}]\cdot 10H_2O$	$P2_1/m$	BRE	3а	2,3×5,0	
	Каулсит	$Ca[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 6H_2O$	—	—	1		

* Структурные типы обозначены в соответствии с рекомендациями Международной ассоциации чистой и прикладной химии (IUPAC), 1978.

** TMA — ион тетраметиламмония.

ТГА-кривой, заметными изменениями параметров элементарной ячейки и (или) фазовым переходом. Такое поведение характерно для *жисмондина*, *натролита*, *филлипсита*, *гмелинита*, *гейландита* и *стильбита*.

Тип 2. Постепенная дегидратация в широком интервале температур, состоящая из последовательных ступеней дегидратации, проявляющаяся в отчетливых ДТА- и ТГА-реакциях и сопровождающаяся постепенным приспособлением структуры. Такое поведение характерно для *эдингтонита* и также встречается в *левине*, *гоннардите* и *ломонтите*.

Тип 3а. Многоступенчатая дегидратация, состоящая из начальной основной реакции, за которой следует другая более слабая; следовательно, этот тип является комбинацией типов 1 и 2. Приспособление структуры происходит после основной реакции. Такое поведение характерно для *шабазита*, *оффретита*, *эрионита*, *югаваралита* и *брюстерита*.

Тип 3б. Фактически аналогичное типу 3а поведение при нагревании, но при абсолютном преобладании первого отчетливого эндотермического пика и отсутствии структурных изменений (*морденит*) или очень незначительных структурных изменениях (*фожазит* и *клиноптилолит*).

Различный характер дегидратации при нагревании соответствует различной роли молекул воды в структуре. При дегидратации типа 1 вода является необходимым компонентом структуры, аналогично гидратам. Для дегидратации типа 2 характерно присутствие воды в определенной позиции, но ее присутствие не требуется для стабильности структуры; она удерживается в основном абсорбционными силами внутри каналов и пустот каркаса. То же самое относится и к типу 3.

Сложность существующей ситуации определяется взаимодействием между большими внекаркасными катионами, молекулами воды и алюмосиликатным каркасом. Эти катионы сольватируются (окружаются молекулами воды) в гидратированном состоянии; в ходе дегидратации они ведут себя различно, в зависимости от степени поляризации и электростатической энергии. В случае сильно поляризующих катионов молекулы воды разделяются на гидроксил, связанный с катионом, и протон, примыкающий к кислороду каркаса. Слабо поляризующие катионы теряют окружающую их воду и уменьшают свободную энергию, присоединяясь непосредственно к кислородам каркаса. Такие два явления вызывают различные деформации каркаса, нейтрализующие существующие электростатические поля.

Дегидратированные и частично дегидратированные *цеолиты* находятся в «активированном» состоянии и очень быстро снова гидратируют, абсорбируя воду из атмосферы, если находятся на воздухе.

Сорбционные свойства *цеолитов* не ограничиваются только поглощением воды; различные другие молекулы, полярные и неполярные (углеводороды), могут проникать в структуру цеолитов. «Свободный диаметр» каналов является основным контролирующим фактором вхождения «внешних единиц», но уже присутствующие в пустотах катионы могут также ограничивать вхождение недостаточно полярных и активных единиц. Более того, температура влияет на сорбционные свойства не только качественно, но и количественно, изменяя эффективный размер пустот.

Благодаря своим селективным и сорбционным свойствам *цеолиты* получили название «молекулярные сита». Первоначально это название использовалось только для синтетических цеолитов, которые производятся в больших количествах для использования в промышленности.

Увеличение температуры водной окружающей среды мобилизует поглощенные катионы, обеспечивая им энергию, необходимую для преодоления слабого потенциального барьера, ограничивающего передвижение катионов. «Обменный» *цеолит* может быть получен замещением мобилизованной катионной единицы другой, присутствующей в растворе.

Вследствие того что *цеолиты* являются трехмерными ситами, молекулы, поглощенные структурой *цеолита*, максимально разделены. Это, естественно, в несколько раз увеличивает каталитическую активность *цеолитов*. Большинство *цеолитов*, используемых в промышленных каталитических реакциях, подвергается процессам активации, состоящим во введении ионным обменом каталитически активного металла с последующим обжигом.

Процесс катализа *цеолитов* интенсивно изучается [17, 15], но сложность этих явлений (гетерогенный катализ) не позволяет делать точных обобщений. Со структурных позиций катализ молекулярных сит можно рассматривать как сложное явление взаимодействия в данном месте и в данное время электростатических полей, обратимых переходов протонов и электронов и постоянства сорбированных молекул.

ГЕНЕЗИС И НАХОЖДЕНИЕ

За последние годы, особенно в связи с промышленной разработкой осадочных отложений, происходит интенсивное изучение генезиса и парагенезиса *цеолитов*. Определение границ цеолитовых фаций с характеристикой минеральной ассоциации является предметом изучения и дискуссий. В связи с тем что *цеолиты* являются водосодержащими минералами с низкой плотностью (от 1,9 до 2,3 г/см^3), они достаточно чувствительны к изменениям температуры и давления. Вследствие этого процесс кристаллизации *цеолитов* при уменьшении температуры и давления происходит от менее водных к более водным минералам. Однако такая простая картина очень редко встречается в природе, где на процесс образования *цеолитов* влияют также давление воды, проницаемость, пористость, осмотические эффекты и содержание кремния во вмещающих породах.

И з в е р ж е н н ы е п о р о д ы. Наиболее хорошо развитые кристаллические агрегаты встречаются в полостях и пустотах изверженных пород, в основном в базальтах (фото 27). Они являются, вероятно, результатом позднего отложения из флюидов, которые проникли в базальты после кристаллизации пород. Эта гипотеза подтверждается при тщательном изучении третичных лав Северной Ирландии, где зоны *цеолитов* секут слои базальтов. Зоны, возможно, связаны с изменениями температуры и состава растворов в пустотах.

Корреляция между содержанием кремния в породах и *цеолитах* вполне возможна, хотя щелочность раствора также является решающим фактором процесса. *Цеолиты* с пониженным отношением Si/Al были получены в лабораторных условиях из растворов с повышенным значением pH.

В некоторых случаях несколько последовательных стадий образования *цеолитов* можно встретить в одной полости или в пределах одного образца, причем состав изменяется от одного зерна к другому и даже в пределах одного кристалла [18, 4].

Возникновение флюидов, ведущих к образованию *цеолитов*, в большинстве случаев неясно. Возможны два механизма. Один подразумевает просачивание гидротермальных растворов, возникающих в стадию позднего вулканизма, либо через малоподвижную, но еще жидкую магму, либо через поры затвердевших пород. Второй механизм предполагает проникновение в пористые породы грунтовых вод. Может иметь место комбинация этих двух механизмов.

О с а д о ч н ы е п о р о д ы. Все *цеолиты* найдены в вулканических породах; совсем недавно некоторые из них были признаны основными составными частями осадочных формаций. В осадочных породах они имеют очень мелкие размеры зерен и могут идентифицироваться только

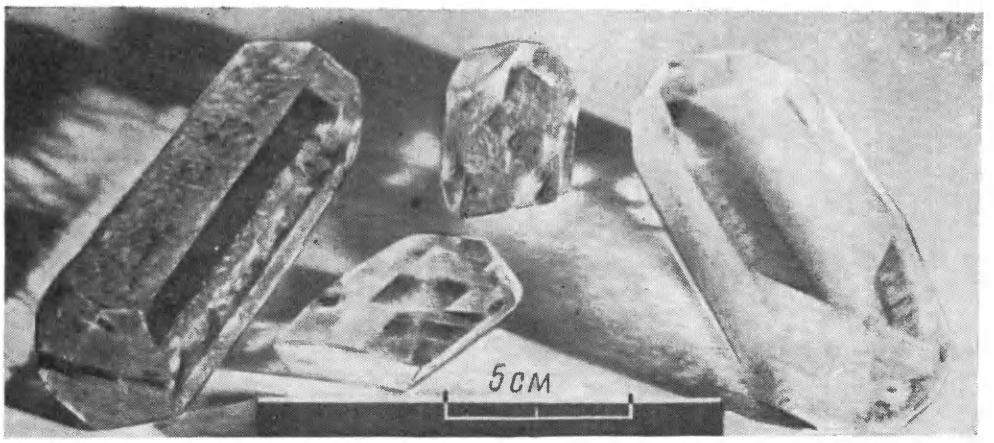


Фото 1. Кристаллы *кварца,* выращенные из гидротермальных растворов [Nassau K., 1968 г.].

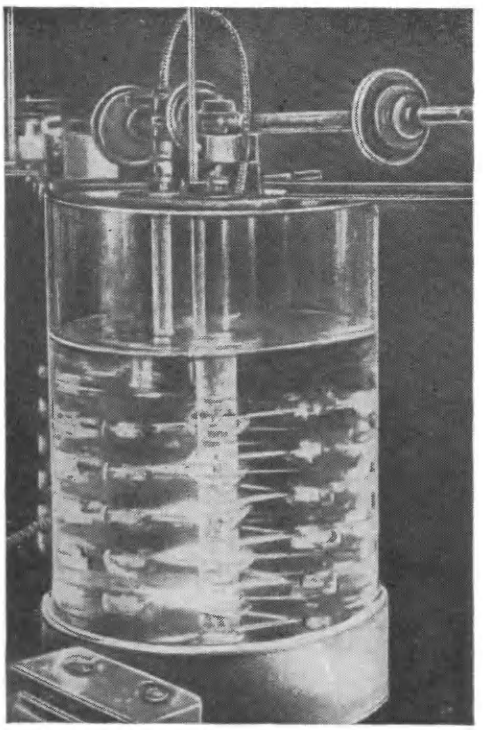


Фото 2. Кристаллизатор Холдена с кристаллами дигидрофосфата аммония, растущими из водного раствора [Nassau K., 1968 г.].

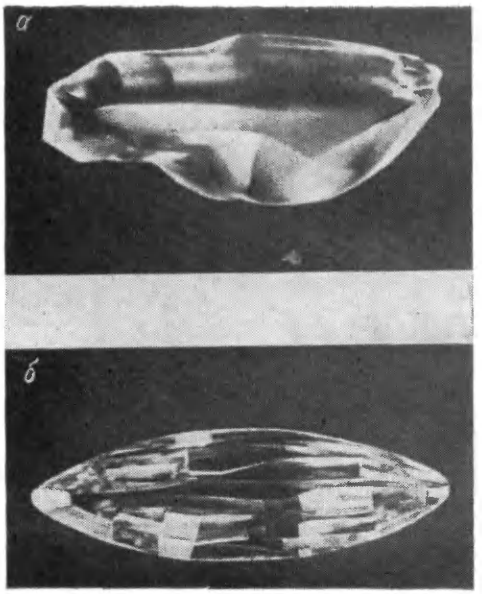


Фото 3. «Звезда Арканзаса», один из крупнейших *алмазов*, найденных в Америке.

а — необработанный алмаз в том виде, как он был найден; *б* — ограненный драгоценный камень.

Алмаз-сырец является хорошим примером необычной формы, в которой иногда встречается алмаз. Впечатление неправильностей в ограненном камне происходит благодаря многократным внутренним отражениям. Этот великолепный камень был найден в 1955 г. в единственном американском коренном месторождении алмазов вблизи Мерфрисборо (штат Арканзас). Плоский, в форме рыбки, камень-сырец массой 15,31 кар был ограничен в превосходную «маркизу» массой 8,28 кар — необычно малая потеря массы при огранке. Длина ограненного камня 3 см.

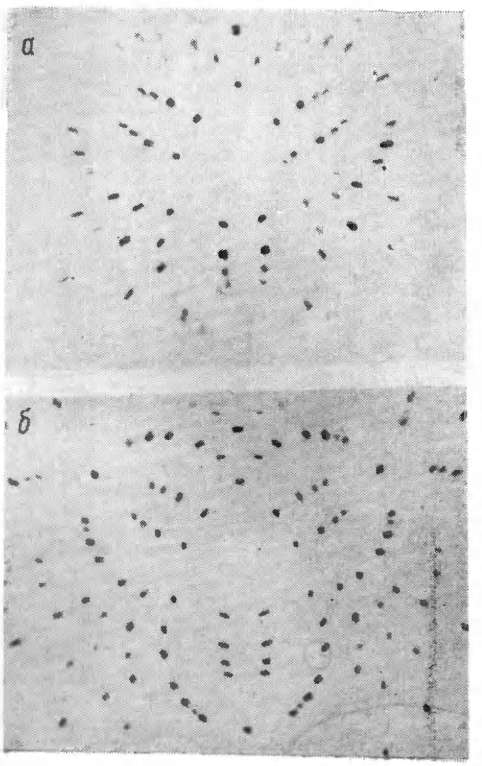


Фото 4. Лауэграммы синтетического (*а*) и природного (б) рубина, показывающие существенное сходство расположения и относительной интенсивности дифракционных пятен.

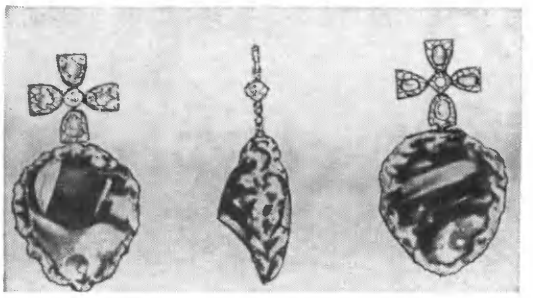


Фото 5. Большой «рубин», поддерживающий крест, венчающий Большую императорскую корону (Алмазный фонд СССР).

В действительности это великолепная красная шпинель в окружении небольших бриллиантов, превосходный пример наиболее раннего типа обработки драгоценных камней. По существу, это полированная галечка неправильной формы; по-видимому, ей и не пытались придать определенную форму. Обратите внимание на маленькое отверстие в нижней части, позволявшее прикреплять прочной нитью камень к платью, что было обычным перед тем, как в моду вошли металлические оправы.
[Эта шпинель, массой 398,72 кар — один из семи так называемых исторических камней Алмазного фонда СССР. Куплена по указу царя Алексея Михайловича у китайского богдыхана Кан Хи в 1676 г.].

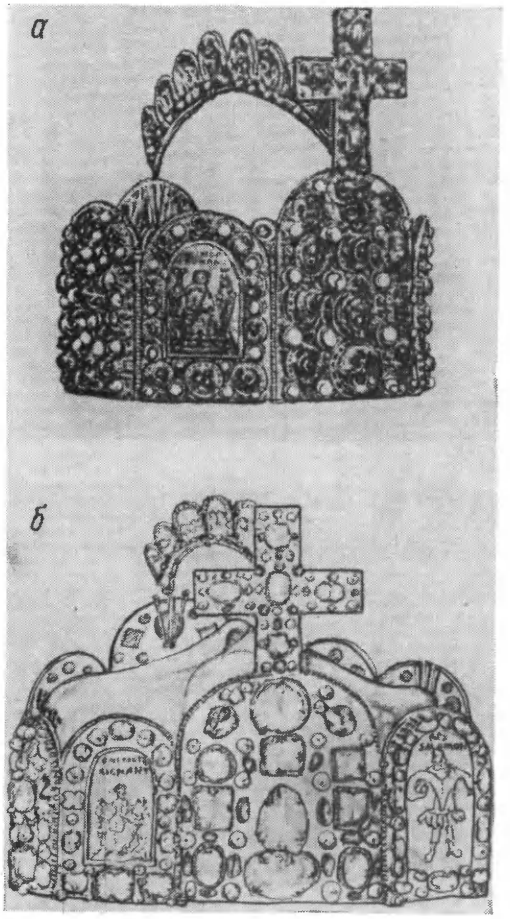


Фото 6. Корона Карла Великого, создана около 800 г. н. э.

а — фото короны, хранившейся в Нюрнберге; *б* — зарисовка, выполненная Альбрехтом Дюрером (1471—1528 гг.).
Была сделана попытка придать некоторым камням симметричную форму, но большинство камней представляет собой просто полированные галечки.

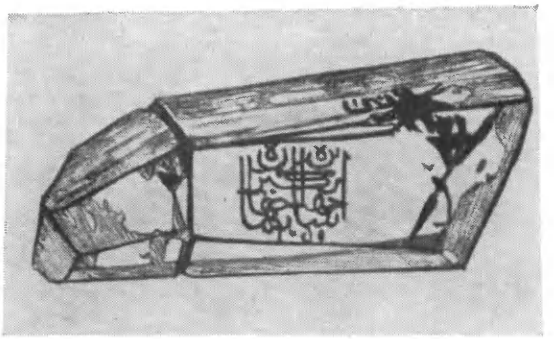


Фото 7. «Шах», один из самых крупных в мире *алмазов* (по [Ферсман А. Е., 1926 г.]).

Масса 88 кар [88,7]. Был найден в Индии. Являлся частью сокровищ персидского двора, а позже одним из двух ценнейших алмазов России (другой алмаз — «Орлов»). Это великолепный образец примитивной асимметричной огранки, при которой камень неправильной формы был отполирован с минимальной потерей материала. Круговой желобок на более узком конце камня облегчал прикрепление драгоценности к платью с помощью крепкой нити. «Шах» примечателен еще и тем, что на нем выгравированы имена нескольких персидских шахов. [Алмаз был передан русскому правительству в 1829 г. как своего рода выкуп за убийство русского писателя и дипломата А. С. Грибоедова].

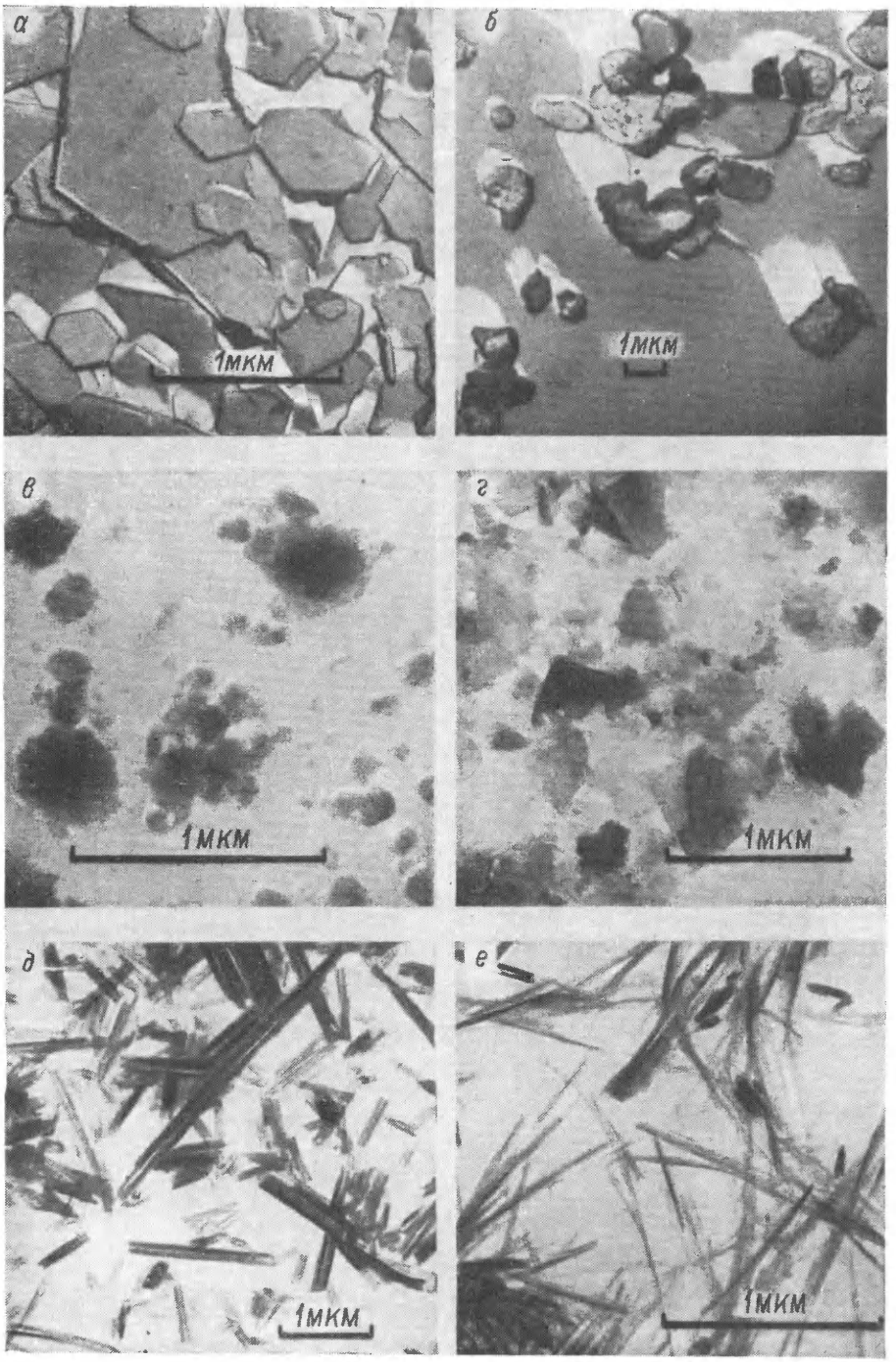


Фото 8. Электронные микроснимки некоторых глинистых минералов.

а* — *каолинит типа, используемого для покрытия бумаги; платиновое напыление, угольная реплика; ***б* — *каолинит***, частицы с блоковой структурой; платиновое напыление, угольная реплика; ***в*** — иллит; ***г*** — монтмориллонит; ***д*** — галлуазит; ***е*** — сепиолит.

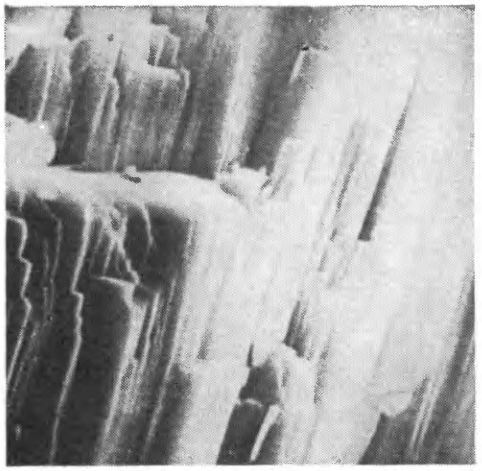


Фото 9. Трещиноватые поверхности в *жадеите.*

Видны многочисленные «ступеньки» спайности и направленная ориентировка узора спайности — параллельно цепочкам в пироксенах.
Микрофотография (ув. 730) в сканирующем электронном микроскопе.

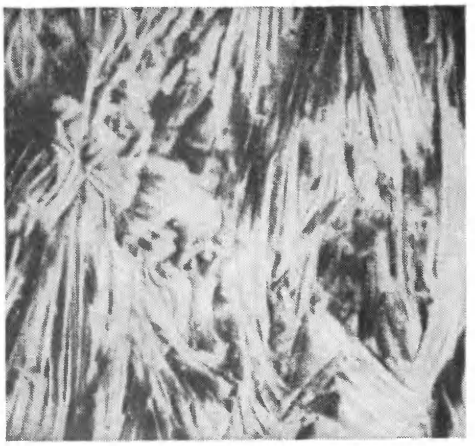


Фото 10. Трещиноватые поверхности в *нефрите.*

Видны «волокнистость» узора трещин, беспорядочная ориентировка отдельных волокон или спутанно-волокнистых агрегатов и очень грубый узор поверхности трещин, указывающий на неравномерность их распределения.
Микрофотография (ув. 700) в сканирующем электронном микроскопе.

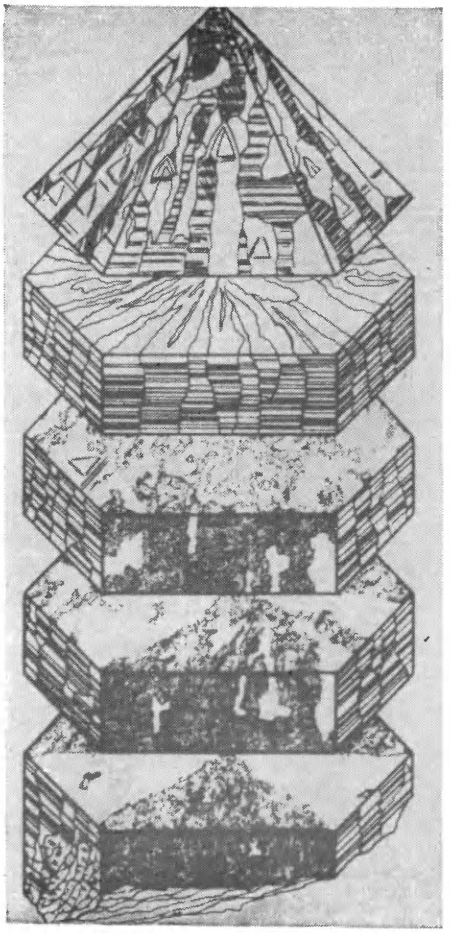


Фото 11. Сутуры, полосчатость и двойникование [4].

Схематическое изображение кристалла *кварца,* разделенного на 5 частей под прямым углом к оси *с.* Ромбоэдрические грани головки кристалла проявляют естественные фигуры травления, сутуры и горизонтальную штриховку. В остальных сечениях границы дофинейских двойников выявляются травлением. Горизонтальная штриховка на призматических гранях пересечена сублинейными пластинчатыми участками.

Фото 12. Хондрит Тишиц.

Типичная полосчатая хондра, сложенная параллельно расположенными пластинчатыми кристаллами *оливина*. Размер хондры — 1 мм в диаметре.

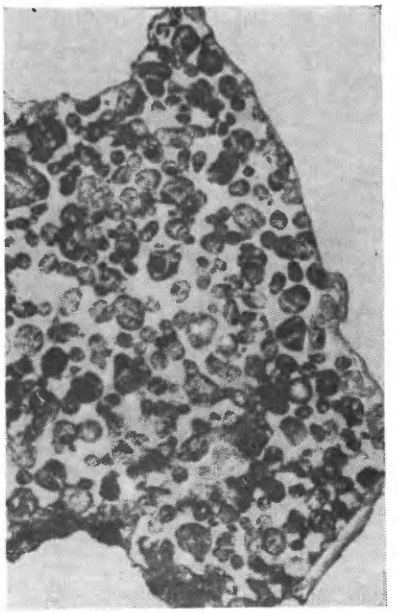


Фото 13. Железокаменный метеорит Спрингуотер — палласит (1/4 нат. вел.).

Светлые участки сложены *камаситом* и *тэнитом*, серые и черные (нодули) — *оливином*. Вдоль каемок, окружающих нодули оливина, в небольших количествах присутствует *фаррингтонит* (на фотографии не виден). В металлах найдены мелкие крупинки *троилита*.

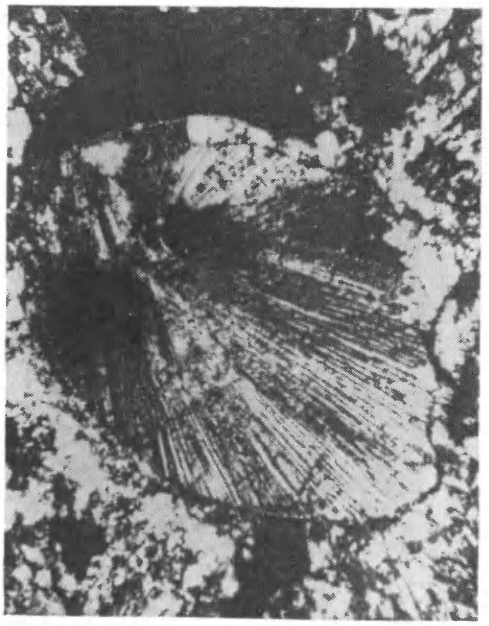


Фото 14. Каменный метеорит Дхармсала.

Типичная хондра с радиально-лучистой структурой, образованной лейстами и пластинками *гиперстенового пироксена*. Между пластинками расположено небольшое количество *плагиоклаза*. Масса, окружающая хондру, сложена зернистым *оливином* с подчиненным количеством *пироксена* и *плагиоклаза*. Размер хондры — 1,2 мм в диаметре.

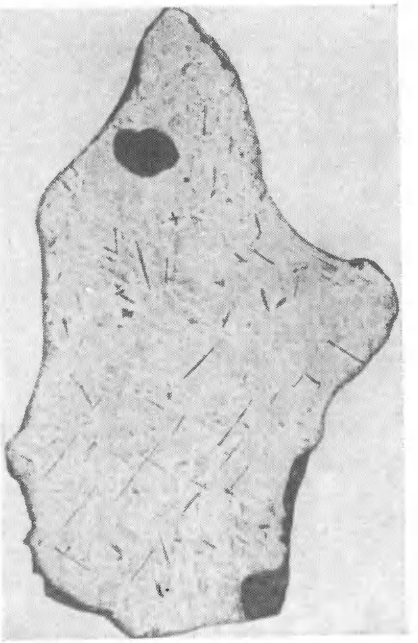


Фото 15. Октаэдритовый железный метеорит (1/6 нат. вел.).

Типичный железный метеорит с блестящими лейстами *камасита* (белый и серый цвет), между которыми расположены тонкие лейсты и участки *плессита* — тонкозернистой смеси *камасита* и *тэнита*. Крупные овальные выделения черного цвета — *троилит*, вдоль черных полос — лейсты *шрейберзита*.

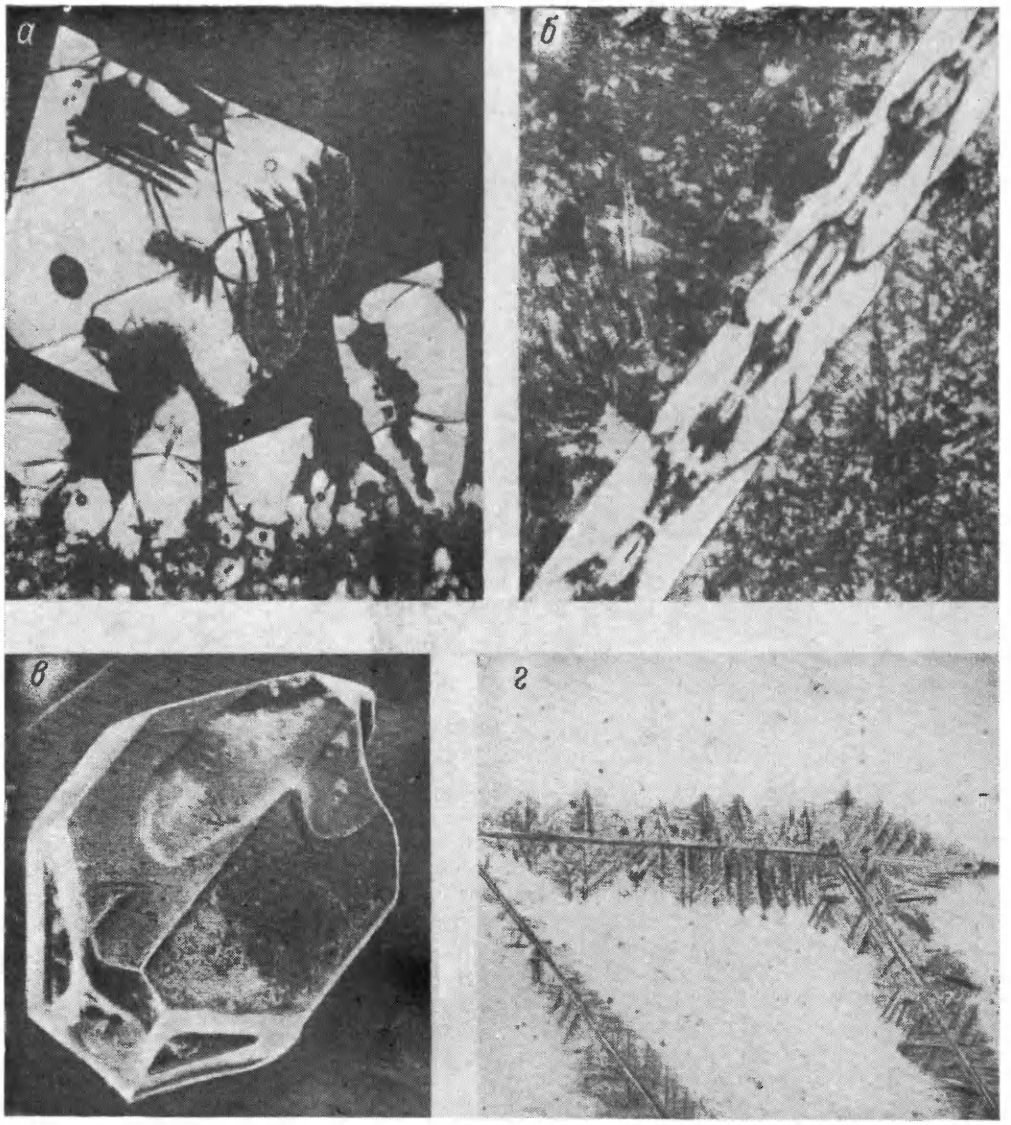


Фото 16. Изменение формы кристаллов оливина [3, 4, 13].

а, *б* и *г* — рост искусственных *оливинов* из расплавленных пород; *в* — изображение естественного кристалла в сканирующем электронном микроскопе (поле зрения около 2 мм).

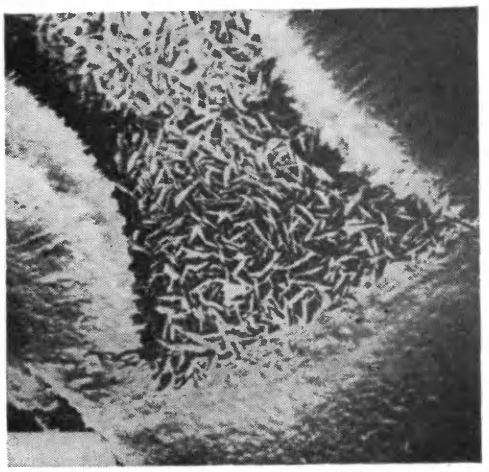


Фото 17. Микрофотография (полученная с помощью сканирующего электронного микроскопа) кристаллов *опала-CT* в полости массивного обыкновенного *опала* (Новый Южный Уэльс, Австралия).

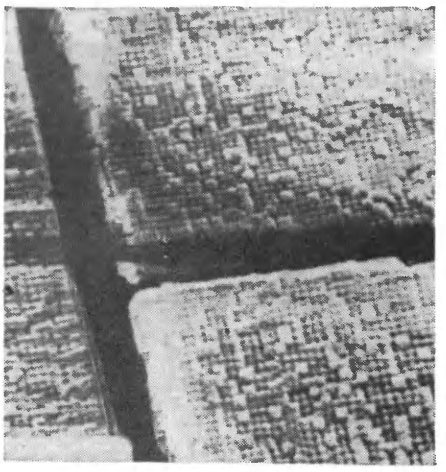


Фото 18. Микрофотография (полученная с помощью сканирующего электронного микроскопа) вулканогенного благородного *опала* (Квинсленд, Австралия).

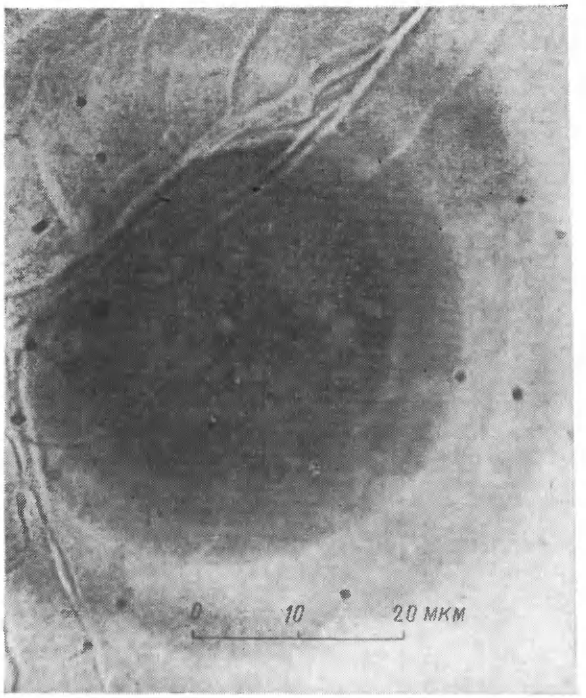


Фото 19. Пластинки *биотита* с плеохроичными двориками кольцевой структуры вокруг мельчайшего включения, содержащего уран.

Видны 4 кольца; их радиусы и соответствующие источники α-частиц: 15,5 мкм (Ra, U_{II}, I_0); 19,5 мкм (Rn, RaF); 23,5 мкм (RaA) и 35 мкм (RaC′). Первое кольцо 13 мкм (U_I) сейчас не видно, так как зона между О и 15,5 мкм затемнена.

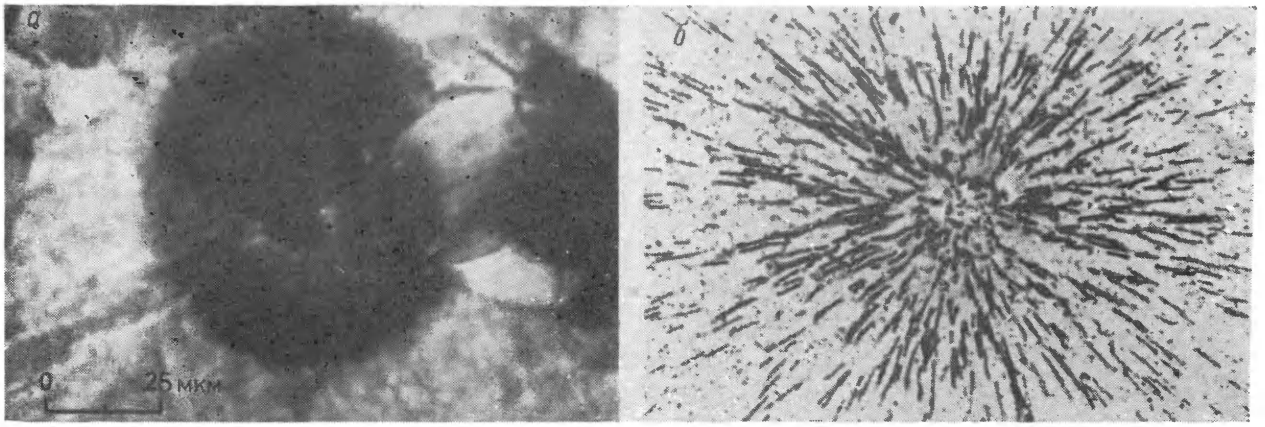


Фото 20. Непрозрачное включение, окруженное плеохроичным двориком (*а*), и ядерно-эмульсионная пластинка Ilford C/2, наложенная на шлиф на 3 мес (*б*).

Видны бесчисленные следы α-частиц, испущенные включением.

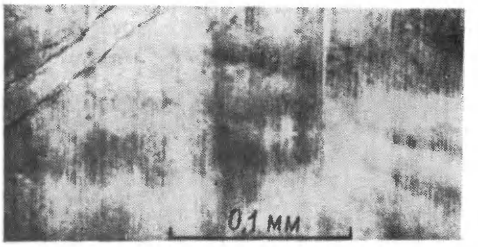


Фото 21. Деформационные ламели в искусственно деформированном синтетическом *кварце* (вид в поляризационном микроскопе) [Morrison-Smith D. J., Thesis Ph. D., 1974 г.].

Ламели представлены вертикальными линейными образованиями, пересекающими поле зрения.

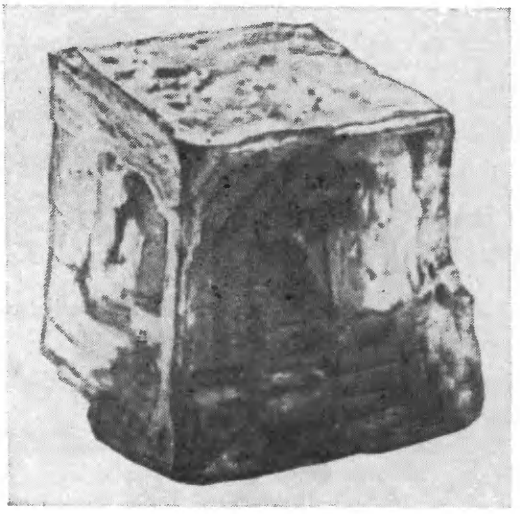


Фото 22. Воронкообразный кристалл *галита*, найденный на юго-западном побережье Мертвого моря, вблизи Содома (ширина кристалла 6 см).

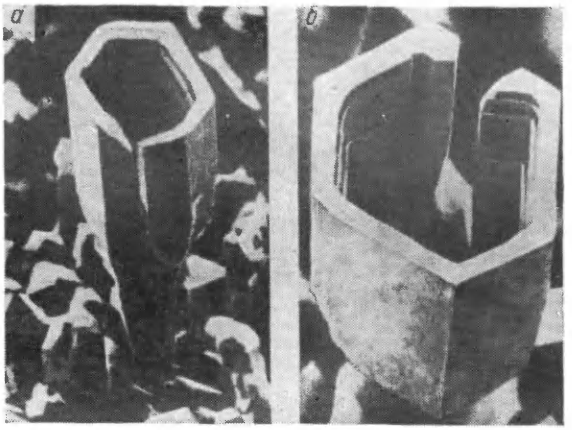


Фото 23. Полые кристаллы CdTe.

а — полая гексагональная призма и пирамида, насаженная на нитевидный кристалл; *б* — полая призма с винтовым раскрытием.

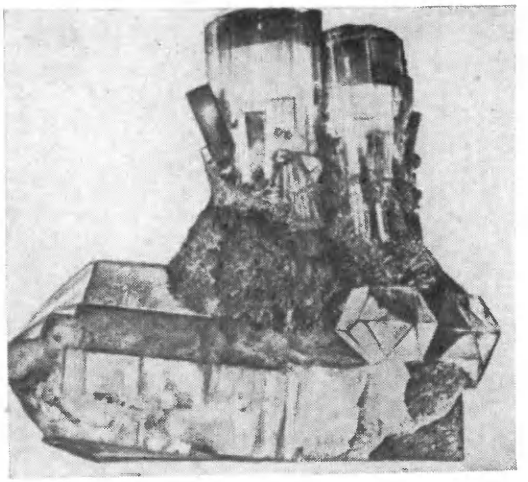


Фото 24. Турмалин, эльбаит. Сан-Диего (Калифорния) [16].

Фото 25. Фантомный кристалл *кварца* [Vanders I., Kerr P. F., 1967 г.].

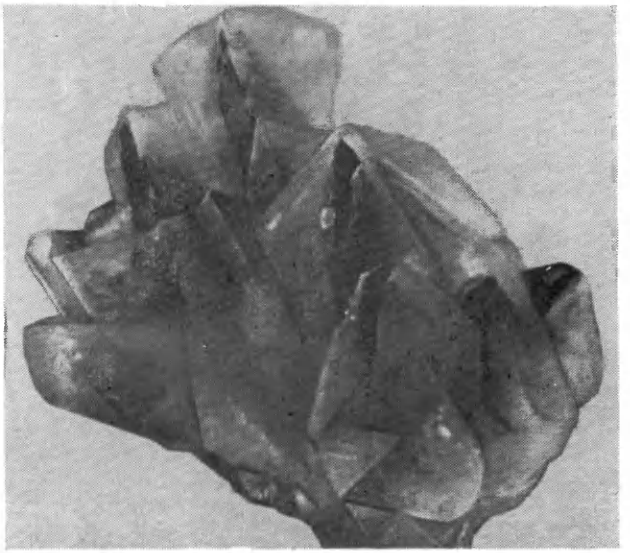


Фото 26. Фантомный кристалл *кальцита* [Sinkankis J., 1966 г.].

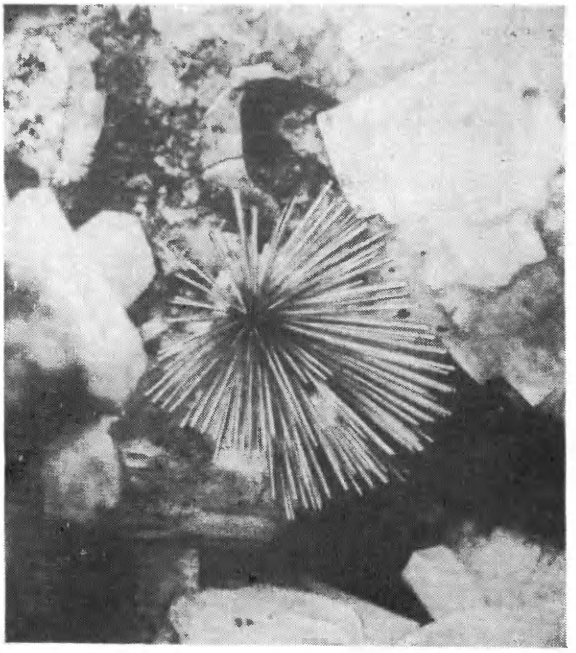


Фото 27. Радиальное стяжение игольчатых кристаллов *маццита* (очень редкий *цеолит*) в ассоциации с двойниками *филлипсита* (вверху справа) и кристаллами *шабазита* (вверху слева). Ув. 15.

Фото 28. Цеолитовая минерализация (ромбоэдры *шабазита*) в туфогенных отложениях пепла Латиум (Центральная Италия).

Длина белых штрихов 10 мкм.

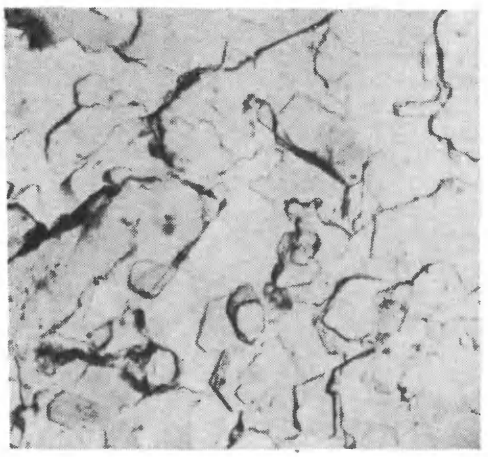


Фото 29. Реплика с поверхности типографской журнальной бумаги (ув. 5600).

Кристаллы представлены *каолинитом*; грубая поверхность связана с наличием крахмала, не полностью удаленного с листа бумаги.

Фото 30. Образец глинистого минерала *монтмориллонита* из Спёр, Вайоминг (ув. 4550).

Материал измельчен ультразвуком и далее обработан по методу замораживания — высушивания.

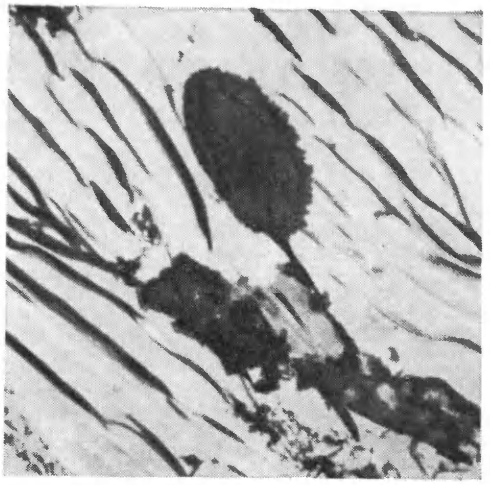


Фото 31. Срез сфероподобного зерна металлического цинка (ув. 450).

Микрофотография показывает возможности применения биологической техники приготовления тонких сечений для изучения геологических объектов. Для получения дифракции электронов отдельное зерно цинка было помещено в эпоксидную смолу и затем разрезано с помощью ультрамикротома и алмазного ножа.

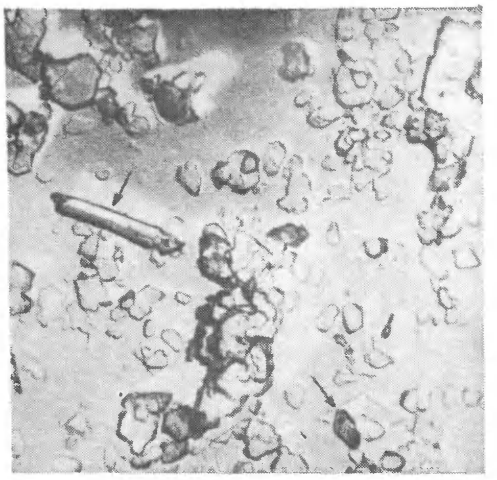


Фото 32. Кристаллы *каолинита* из месторождения глин в Уопе, Калифорния (ув. 3800).

Эта реплика получена следующим путем: 1) сначала кристаллы были распылены на стекле; 2) затем на препарат была напылена платина под малым углом к плоскости предметного стекла для создания теневого эффекта; 3) на кристаллы и платину был напылен графит для получения его тонкой прочной пленки; 4) после этого платино-углеродная пленка и сами кристаллы были сняты с предметного стекла; 5) далее глинистые минералы были вытравлены плавиковой кислотой; 6) наконец, так полученная платино-углеродная реплика от глины была закреплена коллодием.

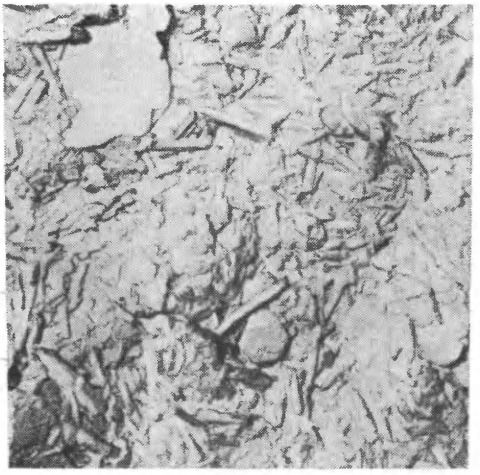


Фото 33. Платино-углеродная реплика сколотой поверхности образца *галлуазита*.

Материал состоит из табличек и тонких полых трубочек, химически подобных *каолиниту*. Видны несколько гексагональных пластинок *каолинита*.

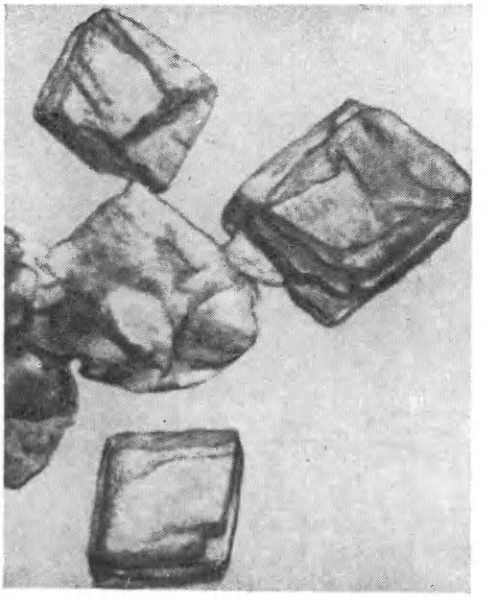


Фото 34. Реплика от ромбоэдрических кристаллов *доломита* (ув. 12 000).

Фото 35. Реплика от кварцевых кристаллов, наблюдавшихся в трещинной поверхности образца новакулита — разновидности кремния из Арканзаса (ув. 3600).

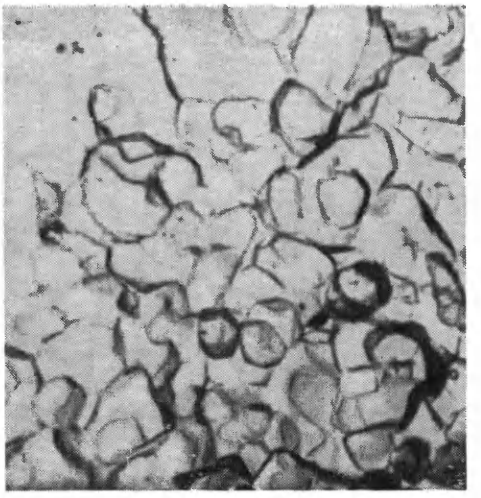


Фото 36. Полиэдры на трещинной поверхности (кремень из Вилльямсбурга, Пенсильвания), не ограниченные кристаллографическими плоскостями. Это просто плоскости соприкосновения — граничные плоскости смежных растущих кристаллов (ув. 2470).

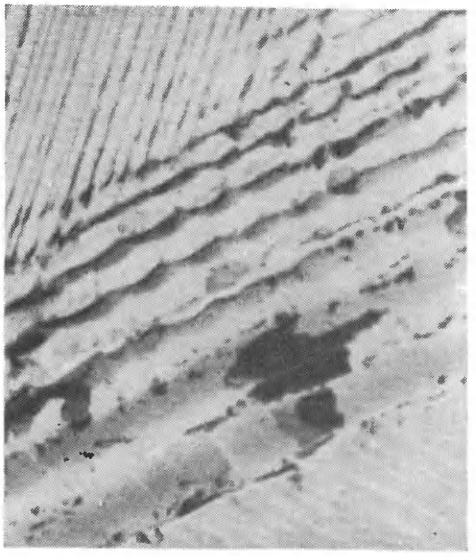


Фото 37. Реплика от поверхности скола в *кварце* после травления ее плавиковой кислотой (ув. 2550).

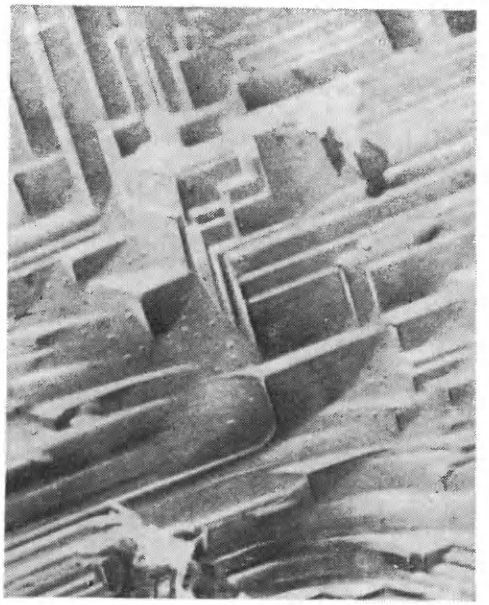


Фото 38. Синтетический *сильвин* KCl (ув. 4650). Изогнутые поверхности резко отличны по виду от типичной спайности по кубу.

Фото 39. На этой реплике показаны следы спайности на поверхности чистого и гладкого кристалла ***кальцита*** (ув. 600).

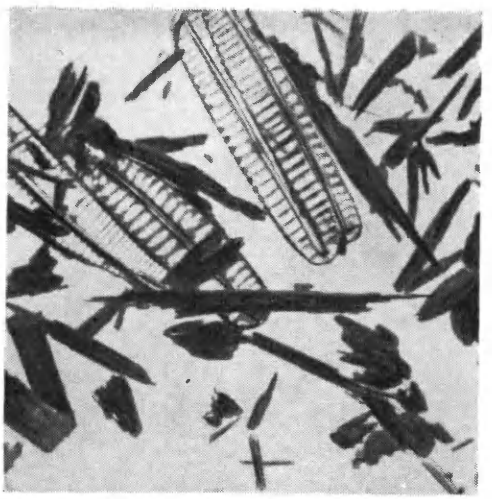


Фото 40. Диатомеи и арагонитовые иголки из современных озерных илов (ув. 2220).

Арагонит установлен по порошковой дифрактограмме. Показано несколько видов диатомей.

Фото 41. Кокколит, обнаруженный в глубоководных морских илах с глубины 1500 м вблизи Багамских островов (ув. 8300).

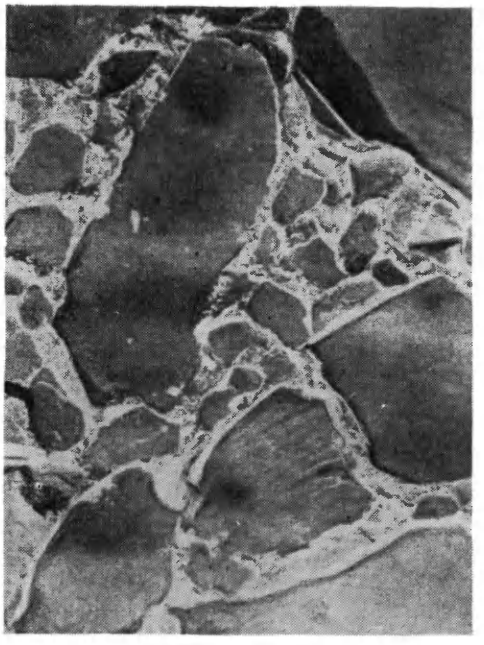


Фото 42. Оболочка микроскопических фораминифер *Haplogragmoides canariensis* (протозоа), состоящая из агглютинированных минеральных зерен, взятых организмом на морском дне (ув. 1500).

Как видно в электронном микроскопе, зерна *кварца* и *полевого шпата* хорошо подогнаны друг к другу и плотно скреплены скудным цементом, состоящим из органического вещества и коллоидной гидроокиси.

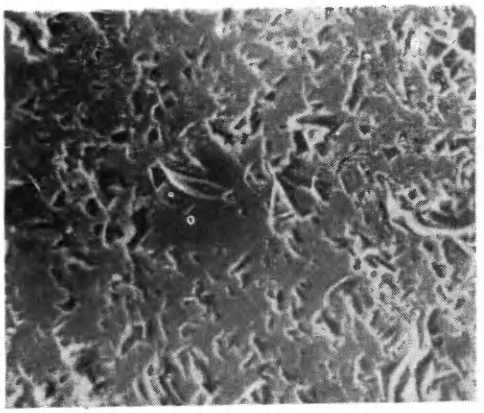


Фото 43. Механические V-образные углубления на поверхности кварцевых зерен с современных побережий (ув. 2080).

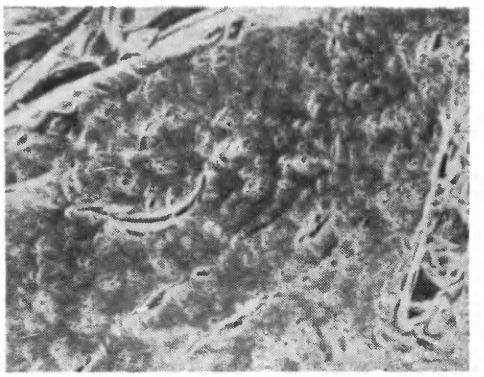


Фото 44. Механические изогнутые углубления на поверхности кварцевых зерен с современных побережий (ув. 666).

Фото 45. Структуры растворения и осаждения на кварцевых зернах из плейстоценовых отложений дюн (ув. 425).

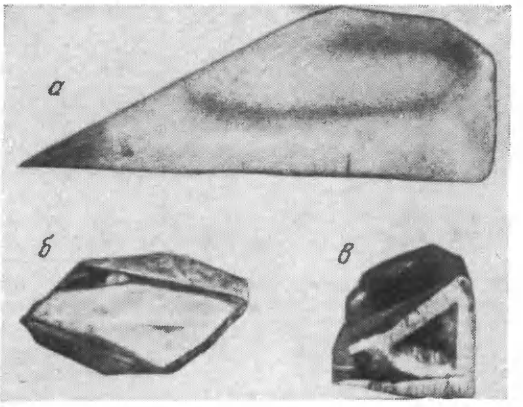


Фото 46. Энгидрит.

а — заполненный жидкостью с воздушным пузырем; *б* — заполненный *кварцем; в* — толстые стенки с отчетливым волокнистым строением.

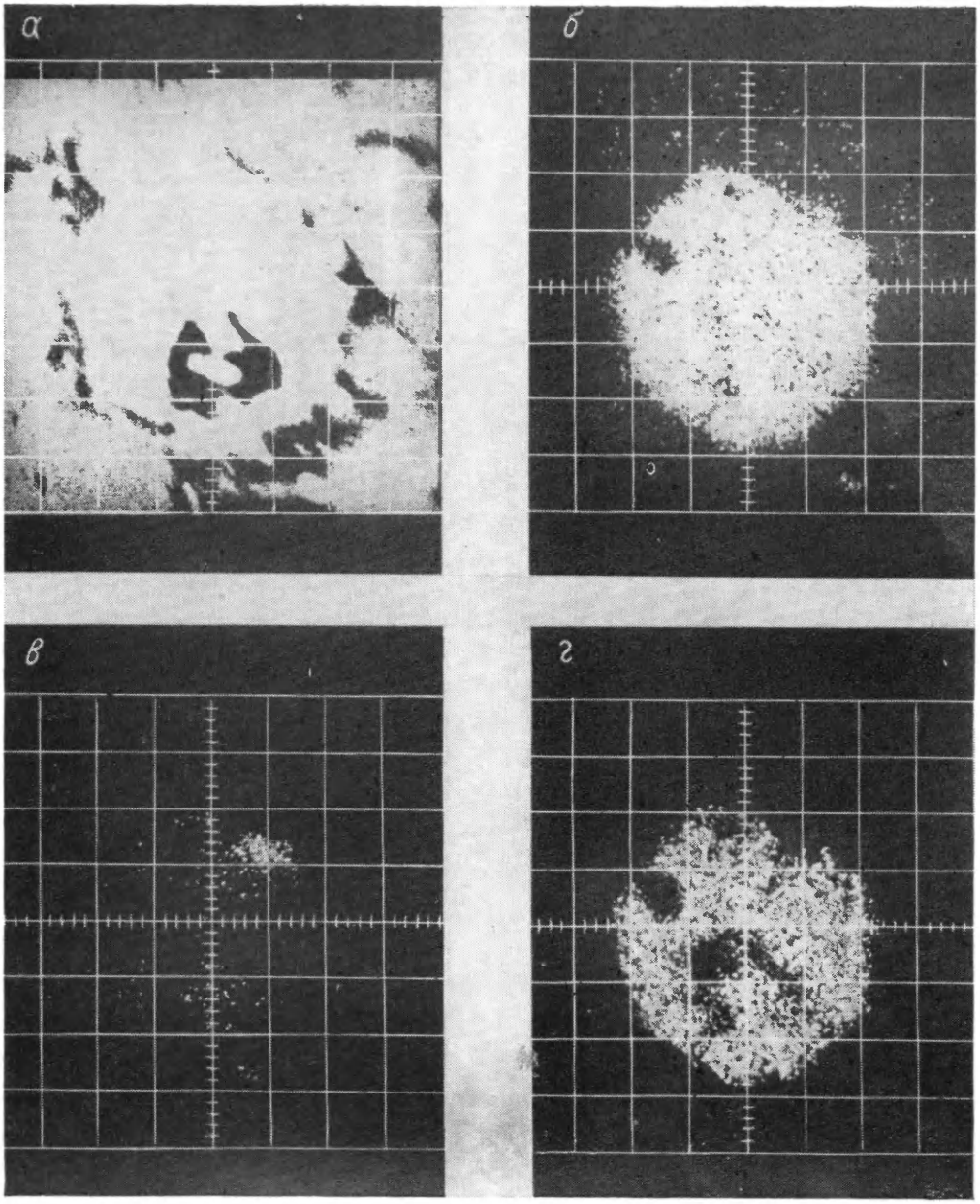


Фото 47. Растровые картины *лавренсита* $(Fe, Ni)Cl_2$ из хондрита «Бьюрбёль». Гексагональный кристалл окружен магнезиально-железистыми силикатами.

а — изображение в обратнорассеянных электронах, показывающее более высокий средний атомный номер *лавренсита* (белое) и «топографию» образца; отверстие в *лавренсите* выглядит черным; *б* — распределение Fe (около 40 % в *лавренсите*, около 17 % в силикате); *в* — распределение Ni (несколько процентов в *лавренсите*, отсутствие определимого количества в основной массе); *г* — распределение Cl (около 50 % в *лавренсите*).
Площадь сканирования 50×50 мкм.

при помощи рентгеновских дифракционных методов и электронной микроскопии.

Наиболее распространенными цеолитами осадочных пород являются *шабазит*, *клиноптилолит*, *эрионит*, *морденит* и *филлипсит*.

Отложения *цеолитов* в осадочных породах подразделяются в зависимости от вмещающих пород, в которых они образовались. Минеральная ассоциация не является строгой характеристикой вмещающих пород, хотя с ней коррелируется химизм отдельного индивида. Всеобъемлющее обсуждение осадочных *цеолитов* проведено недавно рядом авторов [8, 19, 20, 9, 14, 16, 10].

В соляных, щелочных, континентальных месторождениях *цеолиты* встречаются как продукты изменения вулканических стекол, которые могут быть основной массой или только частью первоначальных осадков. Они могут образовывать чистые слои во всех озерных накоплениях мощностью до 600 м и более и площадью до 5000 км^2 (см. *Минералогия формации Грин-Ривер*). Как известно, цеолиты также образуются на поверхности соляных щелочных наносов (см. *Минералогия почв*). Эти окружающие породы характеризуются высоким значением pH (обычно 9,4) и очень высокой соленостью. В настоящее время *цеолиты* образуются в соляных озерах на западе США и востоке Африки (Сирлезское и Китайское озера, Калифорния; оз. Натрон, Танзания; оз. Магади, Кения).

В месторождениях пепла в морских и пресноводных бассейнах цеолиты встречаются как продукты изменения вулканического стекла наибольшие скопления находятся в толщах туфовых отложений. *Филлипсит* был впервые встречен в молодых отложениях океанического дна экспедицией «Челленджера» в 1891 г. Во время нескольких глубоководных бурений обнаружены обширные слои *цеолитов* на дне всех океанов. *Филлипсит* встречается повсеместно в верхней части отложений Тихого океана, в то время как *клиноптилолит* обнаружен в более глубоких осадках; он доминирует в осадках Атлантического океана. В осадках Индийского океана *клиноптилолит* и *филлипсит* встречаются в одинаковых пропорциях.

Цеолиты встречаются во многих литических и полевошпатовых песчаниках в ассоциации с обломочными породами палеозойского и миоценового возраста. Они образуют цементы и замещают зерна минералов (в основном *плагиоклаза*) или глинистой матрицы. Очень редко их содержание в песчанике превышает 25 %.

Цеолиты встречаются также в химических и биогенных породах морского происхождения. *Клиноптилолит* и *гейландит* наиболее распространены в мезозойских известняках (мел и меловой мергель) в Западной Европе и на Украине. *Анальцим* (*фельдшпатоид*, близкий к *цеолитам*) найден в среднемеловых, триасовых и пермских известняках (СССР). Миоценовые фосфориты восточной части США содержат *клиноптилолит*.

В отложениях континентального пепла *цеолиты* встречаются в слоях пеплового туфа, суммарная мощность которых достигает нескольких километров. *Клиноптилолит* встречается в туфах и туфовых аргиллитах в нижней части формации Джон Дей (Центральный Орегон). Подземные воды просачиваются через основные породы и изменяют вулканическое стекло, превращая его в *монтмориллонит*. После этого происходит увеличение pH (щелочности) растворов, что создает благоприятные условия для образования *цеолитов*.

Содержание *цеолитов* обычно зависит от глубины залегания. В третичных туфах Южной Невады зона, богатая *клиноптилолитом*, расположена между верхней зоной неизмененного вулканического стекла с локальными концентрациями *шабазита* и нижней зоной, богатой *морденитом* и *анальцимом*.

Некоторые слои, состоящие в основном из *цеолитов*, пригодны для промышленного использования. На фото 28 представлен пример шабазитовой минерализации в туфах Центральной Италии.

Метаморфические породы. Процессы диагенеза протекают в первую стадию глубинного метаморфизма. В период осадконакопления происходит увеличение мощности осадков, что вызывает возникновение вертикального градиента давления и температуры, который в свою очередь вызывает реакции между алюмосиликатами и содержащейся в межзерновом пространстве водой. Метаморфические *цеолиты* образуются за счет высокореакционных вулканических стекол, *плагиоклазов*, ферромагнитных минералов и диагенетических *цеолитов*, которые могут присутствовать в первичных осадочных породах.

В идеальном случае минеральные ассоциации формируются при равновесных реакциях, и, хотя реальная ситуация зависит от многих факторов, в общем случае осуществляется превращение вулканического стекла в водные *цеолиты* на глубине около 1 км. Последние на бо́льших глубинах преобразуются в обедненные водой *цеолиты* и безводный *полевой шпат*. Богатые водой *цеолиты* с течением времени замещаются менее водосодержащими *цеолитами*. Сложности другого характера возникают в поведении гидротермальных флюидов в областях термальной активности и при метасоматическом истощении или обогащении осадков некоторыми элементами. В общем случае имеется привнос натрия, что происходит в основном в эвгеосинклиналях. *Гейландит* и *ломонтит* образуются при реакционном изменении кремнистого туфа во время кальциевого метасоматоза.

Некоторые исследования низкой ступени метаморфизма и цеолитовых фаций были опубликованы в работе [3]. Первое всеобъемлющее описание цеолитовых фаций дано в работе [5].

Цеолитовые фации являются переходными между процессами осадконакопления и пренит-пумпеллиитовыми фациями регионального метаморфизма. Последовательность образования минеральных ассоциаций с глубиной контролируется прежде всего температурой, а затем давлением. Низкоградиентный метаморфизм охватывает обширные участки земной коры с участием подземных вод, вынужденных мигрировать вверх через осадочные породы, мощность которых увеличивается.

СИНТЕТИЧЕСКИЕ ЦЕОЛИТЫ

Первые эксперименты по разделению смесей с помощью дегидратированного природного *шабазита* были проведены Баррером в 1945 г. Вслед за этим в 1948 г. были успешно синтезированы не существующие в природе промышленные молекулярные сита (см. *Синтетические минералы*). Их широкое промышленное применение в качестве адсорбентов началось с 1954 г.; с тех пор технология изготовления молекулярных сит прошла долгий путь, отмеченный более чем 10 000 патентов и несколькими тысячами научных сообщений [7].

Недавно опубликованы крупные монографии [1, 17], в которых систематизированы многочисленные научные достижения в области изучения синтетических *цеолитов*. Другим важным источником сообщений об успехах изучения *цеолитов* являются Труды Международной конференции по молекулярным ситам, проходящей каждые три года начиная с 1968 г.

Синтез *цеолитов* в промышленности проводится при умеренных температурах (обычно ниже 200 °C), что соответствует условиям их образования в осадочных отложениях. Другими условиями синтеза являются: высокореакционный исходный материал, например совместно осажденные гели (аморфные твердые вещества); высокое значение pH (до 14), получаемое введением гидроокислов щелочных металлов или других сильных оснований; давление насыщенных паров воды; перенасыщение компонентов геля для получения большого числа кристаллов.

К настоящему времени в лабораториях синтезировано более 100 *цеолитов*, однако не все природные *цеолиты* имеют синтетические аналоги, и наоборот, некоторые из наиболее легко синтезируемых *цеолитов* не имеют природных аналогов. Хотя причины подобных явлений до сих пор полностью неизвестны, в двух случаях время формирования *цеолитов* может быть решающим фактором. Синтетические *цеолиты* кристаллизуются, как показывает опыт, в виде нестабильных фаз при химических реакциях за короткий период времени, в то время как природные *цеолиты* достигают равновесных условий реакции за геологический период времени. Демонстрацией этого является редкое упорядочение Si—Al в синтетических каркасах, в то время как в природных цеолитах это условие выполняется довольно часто (см. *Порядок—беспорядок*).

Гипотетически кристаллизация *цеолитов* начинается с образования базовых строительных единиц, таких как четырех- и шестичленные кольца тетраэдров, которые затем полимеризуются вокруг сольватированных катионов и в дальнейшем служат моделью для рыхлых алюмосиликатных каркасов. Эта точка зрения подтверждается экспериментами по синтезу, в которых присутствие больших органических катионов приводит к образованию структур с «блоками», занятыми именно этими катионами. Ионы тетраметиламмония (ТМА) и тетрапропиламмония (ТПА) успешно используются для получения крупнопористых цеолитов, таких как N = A, ZK = 4, N = X, N = Y, ZSM = 5 и синтетических аналогов *маццита* и *оффретита*.

Также получены синтетические *цеолиты*, в которых тетраэдрические ионы Si и Al замещены на Ga^{3+}, P^{5+}, Ge^{4+} и Fe^{3+}.

Дальнейшее изучение синтеза *цеолитов* направлено на возможность их получения с заданными свойствами. Недавно подобные эксперименты привели к возникновению нового класса соединений, характеризующихся высоким содержанием Si (отношение Si/Al колеблется в пределах от 10 до 100) и силикалитом как конечным кремниевым членом. Силикалит получают кальцинированием первичной кристаллической фазы состава 4 (ТПА) OH·96 SiO_2. Высококремнистые *цеолиты* обладают гидрофобной и органофильной селективностью, что делает их идеальным материалом при сепарации в любых каталитических процессах углеводородов, в отличие от *цеолитов* с низким и средним содержанием Si, которые легко адсорбируют воду.

Благодаря отсутствию в структуре тетраэдрического Al у силикалита отсутствуют ионообменные свойства и он имеет прекрасную гидрофобную характеристику. Строго говоря, его нельзя рассматривать как *цеолит*, хотя термин «молекулярное сито» вполне приемлем. С другой стороны, синтетический *цеолит* ZSM-5, изоструктурный силикалиту, содержит переменное количество Al (от 0 до 2,5 атомов на элементарную ячейку) в пределах одного кристалла [2], тем самым указывая на существование непрерывного ряда составов в этой группе *цеолитов*.

ПРОМЫШЛЕННОЕ ПРИМЕНЕНИЕ

Селективные, сорбционные и каталитические свойства *цеолитов* способствовали тому, что как природные, так и синтетические они широко используются на практике и, по-видимому, по мере изучения они будут использоваться еще шире.

Развитие технологии получения молекулярных сит в последнее время имеет особенно большое значение, поскольку они используются в таких важных областях, как экономия энергии и контроль за загрязнением окружающей среды.

Наиболее важные области использования следующие.

Процессы сепарации углеводородов. Синтетические кальциевые молекулярные сита типа A могут отделять адсорбцией *н*-парафины из смеси парафинов. Затем *н*-парафины выделяются из цеолитов при помощи агентов-заместителей или другой методики. Этот процесс используется при выделении октана из газолина (тем самым избегают образования тетраэтила свинца) и получении сольвентов и сырья для биологических очистительных моющих средств, огнетушителей, пластификаторов, спирта жирных кислот, синтетических протеинов, добавок в смазочные масла и α-олефинов.

Синтетический *фожазит*, натриевый *морденит* и цеолит типа Y используются или будут использованы при сепарации *п*-кселина, важной ступени при производстве полиэфира. Многоцепочечные олефины отделяются от олефинов с неизогнутыми цепями при помощи синтетического *фожазита*.

Высушивание газов и жидкостей. Благодаря своей высокой гидрофильной способности и чрезвычайно большой внутренней поверхности *цеолиты* являются наиболее эффективным сиккативом. Их адсорбционная способность велика при низких концентрациях воды.

Контроль за загрязнением. Молекулы SO_2, H_2S и NO_x эффективно выделяются из промышленных отходов при помощи устойчивых к кислотам *цеолитов*. Другие процессы включают выделение паров ртути, восстановление радиоактивных ионов Cs и Sr из отходов ядерных реакторов и выделение токсичных аммониев из сельскохозяйственных и канализационных вод. В последних двух случаях используются *клиноптилолит* и *филлипсит*. Для высококремниевых *цеолитов* можно найти много подобных областей применения.

Двуфункциональный катализ. Цеолиты могут использоваться одновременно как молекулярные сита и как катализаторы при процессах расщепления масел. Эти свойства *цеолитов* широко используются в США на заводах по производству масел, при этом значительно экономится энергия и уменьшаются размеры завода.

Все эти области использования являются в большей или меньшей степени процессами регенерации. Восстановление *цеолита* и выделение адсорбированного вещества происходит обычно при нагревании слоя *цеолитов*, использовании другого адсорбированного вещества как агента замещения или комбинацией этих двух методов.

Нерегенеративное использование состоит в следующем: высушивание охлаждающих жидкостей в рефрижераторах и воздушных кондиционерах; производство двустекольных окон; обработка сельскохозяйственных почв при помощи ионного обмена; производство специальных типов цемента; наполнитель одного из компонентов эпоксидных смол; мягкие наполнители в бумажной промышленности.

Большие месторождения природных *цеолитов* разрабатываются в настоящее время в Японии, США и ряде других стран. Очевидное преимущество природных *цеолитов* перед искусственными состоит в их низкой стоимости, хотя их использование ограничивается загрязненностью вещества.

Р. РИНАЛЬДИ

См. также: *Аутигенные минералы: Диагенетические минералы; Жильные минералы; Классификация минералов: принципы; Минералогия почв; Наименование минералов; Синтетические минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Breck D. W.* Zeolites molecular sieves, Structure, Chemistry and Use. New York, Wiley 1974. 771 p.

2. *Ballmoos R. von, Meier W. M.* Zoned aluminium distribution in synthetic zeolite ZSM-5. — Nature, 1981, 289, p. 782—783.

3. *Canadian* Mineralogist. Low Grade Metamorphism, 1974, 12 (7), p., 437—543.

4. *Cerny P., Rinaldi R., Surdam R. C.* Wellsite and its status in the phillipsite-harmotome group. — N. Jb. Miner. Abh., 1977, 128, p. 312—330.

5. *Coombs D. S. e. a.* The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermalsyntheses. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1959, 17, p. 3—107.

6. *Flanigen E. M., Bennett J. M., Gross R. W., Cohen J. P., Patton R. L., Kirchner R. M., Smith J. V.* Silicalite a new hydrophobic crystalline silica molecular sieve. — Nature, 1978, 271, p. 512—516.

7. *Flanigen E. M.* Molecular sieve zeolite technology. The first twenty-five years. — In L. V. C. Rees ed. — Proceedings of the Fifth International Conference on Zeolites. London, Heyden & Sons, 1980, p. 760—780.

8. *Hay R. L.* Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — Geol. Soc. Am. Spec. Paper 85, 1966. 130 p.

9. *Kossowskaya A. G.* Genetic associations of sedimentary zeolites in the Soviet Union. — Molecular Sieves, Adv. Chem. Ser., 1973, 121, p. 200—208.

10. *Iijuma A.* Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. — In: L. V. C. Rees, ed., Proceedings of the Fifth International Conference on Zeolites., London, Heyden & Sons, 1980, p. 103—118.

11. *Lee H.* Applied aspects of zeolites adsorbents. — Molecular Sieves, Adv. Chem. Ser., 1973, 121, p. 311—318.

12. *Meier W. M.* Zeolites structures. Molecular Sieves. London, Society of the Chemical Industry, 1968, p. 10—27.

13. *Meier W. M., Olson D. H.* Atlas of zeolite structure types. Pitsburg, Pa: Polycrystal Book Service, 1978. 99 p.

14. *Mumpton F. A.* Worldwide deposits and utilization of natural zeolites.'— Industrial Minerals, 1973, N 73, Oct., p. 30—45.

15. *Naccace C., Taarit Y. B.* Recent development in catalysis by zeolites. — In: L. V. C. Rees, ed., Proceedings of the Fifth International Conference on Zeolites. London, Heyden & Sons Ltd, 1980, p. 529—606.

16. *Olson R. H.* Zeolites industrial minerals and rocks. — Am. Inst. Mining. Metall. and Petroleum Engineers, 1975, p. 1235—1274.

17. *Rabo J. A., ed.* Zeolite chemistry and catalysis. Washington, The American Chemical Society, 1976. 796 p.

18. *Rinaldi R.* Crystal chemistry and structural epitaxy of offretite erionite from Sasbach, Kaiserstuhl. — N. Jb. Miner. Mh., 1976, H. 4, p. 145—158.

19. *Sheppard R. A.* Zeolites in sedimentary deposits of the United States — a review. — Molecular Sieves, Adv. Chem. Ser., 1971, 101, p. 279—310.

20. *Sheppard R. A.* Zeolites in sedimentary rocks. — U. S. Geological Survey Prof. Paper 820, 1973, p. 689—695.

21. *Smith J. V.* Structural classification of zeolites. — Mineral. Soc. Am. Spec. Paper, 1963, 1, p. 281—290.

22. *Uytterhoeven J. B., ed.* Molecular Sieves. Leuven, Belgium, University Press, 1973. 484 p.

23. *Van Reeuwijk L. P.* The thermal dehydration of natural zeolites. Wageningen, Netherlands, Madedelingen Landbouwhogeschool, 1974. 88 p.

24. *Walker G. P. L.* The amygdale minerals in the Tertiary lavas of Ireland. III. Regional Distribution. — Min. Mag., 1960, 32, p. 503—527.

Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 5 (пер. с англ.) М., Мир, 1966. 482 с.

Природные цеолиты /Под ред. А. Г. Коссовской. М., Наука, 1980. 223 с.

Сендеров Э. Э., Хитаров Н. И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М., Наука, 1970. 283 с.

Химия цеолитов и катализ на цеолитах/Под ред. Дж. Рабо. М., Мир, 1980. 422 с.

ЦЕПОЧЕЧНЫЕ СИЛИКАТЫ — см. **АМФИБОЛЫ; ПИРОКСЕНЫ.**

Ч, Ш

ЧЕРНЫЕ ПЕСКИ — см. **МИНЕРАЛЫ И САМОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ ЧЕРНЫХ ПЕСКОВ.**

ЧЕРТА — см. **ОКРАСКА МИНЕРАЛОВ.**

ШКАЛА ТВЕРДОСТИ МООСА

Шкала твердости была разработана австрийским минералогом Фредериком Моосом в 1820 г. для измерения твердости минералов в качестве их диагностического признака. В основу ее положено определение твердости как сопротивления, оказываемого минералом при его царапании. В качестве эталонных, с помощью которых определяют относительную твердость, выбрано 10 распространенных минералов, расположенных в порядке возрастания твердости.

1. *Тальк*
2. *Гипс*
3. *Кальцит*
4. *Флюорит*
5. *Апатит*
6. *Ортоклаз*
7. *Кварц*
8. *Топаз*
9. *Корунд*
10. *Алмаз*

Минерал меньшей твердости царапается последующим минералом, обладающим большей твердостью.

Не совсем удачен выбор *кальцита*, поскольку его твердость меняется на 0,5 единицы в зависимости от направления царапания: наибольшая в плоскости спайности ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ и наименьшая в базальной плоскости пинакоида $\{0001\}$. Были предложены и другие шкалы и варианты шкалы Мооса, но они не получили общего признания.

Среди более поздних известна шкала А. С. Поваренных [1], разработанная на основе новых данных. В ней имеется 15 эталонов, из которых первые 9 определяют интервалы твердости, близкие к шкале Мооса, но даются и 5 новых эталонов, при этом 4 из них представлены синтетическими материалами, позволяющими более дробно подразделить крупный интервал твердости от *корунда* до *алмаза*. Это особенно важно при исследовании абразивных материалов. Модифицированная А. С. Поваренных шкала Мооса в трактовке А. С. Поваренных представлена ниже.

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. TiC
11. Кристаллический бор
12. B_4C
13. $B_{12}C_2$
14. Карбонадо
15. Борт (111)

Шкала Мооса дает возможность найти только относительную твердость. При ее определении необходимо выбирать свежую поверхность образца, так как иногда частицы зернистого или более мягкого минерала могут оставлять след на поверхности более твердого минерала, ошибочно принимаемый за царапину. Следует учитывать, что у некоторых минералов, например у *кианита*, твердость может значительно меняться в зависимости от направления царапания.

Помимо эталонных минералов можно использовать и другие индикаторы твердости, первоначально сопоставляя их с указанными эталонами. Моос рекомендовал использовать «тонкий и очень твердый стальной напильник» с твердостью около 6,5. Кроме того, индикаторами твердости могут служить оконное стекло (5,5), лезвие перочинного ножа (немного больше 5), медная монета (3), твердость ногтя (немного больше 2). Минералы, имеющие твердость 1, жирные на ощупь.

Твердость в основном определяется мерой прочности связей атомов в структуре вещества, и ее можно рассчитать, исходя из физико-химических параметров данного вещества [2]. На практике установлено, что твердость возрастает с уменьшением размеров ионов металлов, с увеличением валентности или заряда иона и при более плотной упаковке атомов.

М. ФРОСТ

См. также: *Жад*; *Свойства минералов.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Поваренных А. С.* Твердость минералов. Киев, Изд-во АН УССР, 1963. 304 с.

2. *Young B. B., Millman A. P.* Microhardness and deformation characteristics of ore minerals. — Inst. Min. Metall. Trans., 1964, B689, p. 437—466.

ШПИНЕЛИ ГРУППА

С момента описания Брэггом в 1915 г. кубической структуры шпинели $MgAl_2O_4$ минералы группы шпинели с общей формулой AB_2O_4, кристаллизующиеся в пространственной группе $Fd3m$, становятся все более важными как для минералогии, так и для других областей. Например, данные по минералогии и кристаллохимии шпинелей используются в металлургии (цинковая, железная и хромовая руды, см. *Нерудные и рудные полезные ископаемые*), электронике (ферритовые элементы оперативной памяти и переключатели), огнеупорной промышленности (футеровка доменных печей, см. *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*), метеоритике (химические и текстурные классификационные схемы; см. *Минералы метеоритов*), селенологии (генезис Луны на ранних этапах формирования, установленный по данным скоростей кристаллизации и распада шпинели, см. *Минералогия Луны*), геофизике (фазовый переход *оливин—шпинель* при давлениях, равных давлениям на глубине 400 км, см. *Минералогия мантии*), палеомагнитных исследованиях (магнитохимические и магнитоустойчивые свойства обращенных *шпинелей*, см. *Магнитные минералы*), экономической геологии (петрогенезис рудного тела по данным изучения равновесий шпинельсодержащих фаз, см. *Минеральные месторождения: классификация*).

ОПИСАТЕЛЬНАЯ МИНЕРАЛОГИЯ

В таблице представлены стандартные данные [6, 29] для рядов Al-, Cr-, Fe-, Ti-*шпинелей*. Эта таблица ограничена составами природных *шпинелей*, однако во многих случаях для чистых фаз данные получены на синтетических аналогах природных *шпинелей*. Кроме минералов, содержащихся в таблице, существует огромное количество синтетических соединений состава *шпинели*, например см. работу [23], но они здесь не рассматриваются (см. *Синте-*

Свойства природных шпинелей

Минеральные виды	Показатель преломления	Плотность, г/см³	a, Å	Позиция A	Позиция B
Al-содержащая серия					
Шпинель	1,719	3,55	8,084	Mg^{2+}	Al^{3+}
Герцинит	1,835	4,40	8,153	Fe^{2+}	Al^{3+}
Ганит	1,805	4,62	—	Zn^{2+}	Al^{3+}
Галаксит	1,92	4,04	—	Mn^{2+}	Al^{3+}
Fe^{3+}-содержащая серия					
Магнезиоферрит	2,38	4,52	8,391	Fe^{3+}	Mg^{2+}, Fe^{3+} *
Магнетит	2,42	5,20	8,397	Fe^{3+}	Fe^{2+}, Fe^{3+} *
Маггемит	2,52—2,74	4,88	8,34	γ-Fe_2O_3	(кубич.)
Франклинит	2,36	5,34	8,420	Zn^{2+}	Fe^{3+}
Якобсит	2,3	4,87	8,51	Fe^{3+}	Mn^{2+}, Fe^{3+} *
Треворит	2,3	5,2	8,43	Fe^{3+}	Ni^{2+}, Fe^{3+} *
Cr-содержащая серия					
Пикрохромит (магнезиохромит)	2,00	4,43	8,337	Mg^{2+}	Cr^{3+}
Хромит	2,16	5,09	8,381	Fe^{2+}	Cr^{3+}
Ti-содержащая серия					
Ульвошпинель	—	4,78	8,53	Fe^{2+}	Fe^{2+}, Ti^{4+} *

* Обращенная *шпинель*, соответствующая схеме, предложенной в работе [2].

тические минералы). Ниже приводятся дополнительные свойства природных *шпинелей*, не вошедшие в таблицу.

В природных *шпинелях* спайность не обнаруживается, хотя отдельность по (111) весьма обычна и, возможно, связана с двойникованием по (111) («шпинелевый закон»).

Цвет, даже для одного сорта катионов, колеблется в широких пределах и очень часто зависит от состояния окисления основных катионов и элементов-примесей в структуре *шпинели*. Твердость варьирует от 5 до 8, но монокристалл всегда имеет твердость 8 по шкале Мооса. В природе встречаются твердые растворы различного состава (цинксодержащие *шпинели* [16], Fe-, Cr-, Al-*шпинели* [24]), а чистые конечные члены (см. табл. 1) весьма редки. Все *шпинели* в таблице, за исключением $MgAl_2O_4$ и $MgCr_2O_4$, растворимы в сильных кислотах, а некоторые требуют обработки в H_3PO_4 при нагревании [8]. Все *шпинели* растворимы в сплавах с $KHSO_4$ и $NaCO_3$. Крупные монокристаллы (2—3 мм) очень редки; природные драгоценные кристаллы больших размеров встречаются только в Шри-Ланке (см. *Геммология*).

КРИСТАЛЛОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Структура. Как показано в табл. 1, состав «нормальной» *шпинели* может быть выражен формулой AB_2O_4, где A — двухвалентные катионы в тетраэдрической позиции, B — трехвалентные октаэдрические катионы. Элементарная ячейка с пространственной группой $Fd3m$ содержит 8 таких единиц. В этой элементарной ячейке ($A_8B_{16}O_{32}$) 32 атома кислорода образуют кубическую плотнейшую упаковку, содержащую 64 тетраэдрические позиции и 32 октаэдрические. Из 96 катионных позиций на элементарную ячейку только 24 попадают в эту гранецентрированную кубическую ячейку.

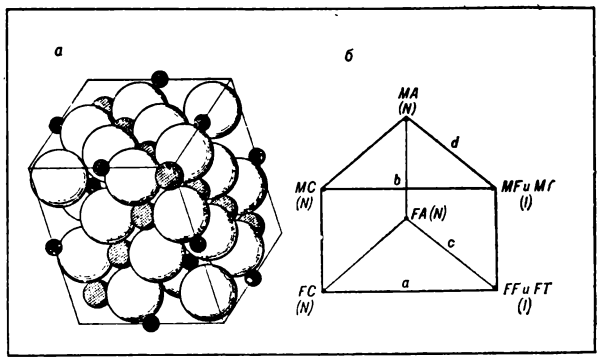
В 1932 г. было показано [2], что наряду с «нормальным» расположением катионов A и B также возможно «обращенное», при котором катионы A (двухвалентные в нормальной природной *шпинели*) в действительности находятся в октаэдрических позициях, при этом половина (в идеальном случае) катионов B (трехвалентные в нормальной природной *шпинели*) располагается в тетраэдрических позициях. В таблице γ-Fe_2O_3 и Fe_2TiO_4 также являются исключением, так как первый имеет дефицит катионов, а второй содержит только двух- и четырехвалентные катионы (так называемая 2—4-*шпинель*, обычная для синтетических соединений). Объемное изображение структуры как нормальной, так и обращенной шпинели представлено на рисунке. К настоящему времени наиболее полно собраны данные для $MgAl_2O_4$ [5], твердых растворов $MgFe_2O_4$—$MgCr_2O_4$ [31, 32] и Fe_3O_4—$FeCr_2O_4$ [34], которые подтверждают вывод о том, что нормальное и обращенное расположения катионов в природных *шпинелях* являются идеальными пределами, и структурная формула может быть представлена в виде

$$(B_xA_{1-x})_{\text{тетр}}\,(A_xB_{2-x})_{\text{окт}}\,O_4,$$

где x может изменяться от 0 до 1 либо в конечном члене (как функция температуры), либо в твердом растворе (как изотермическая функция состава). При $x = 0$ *шпинель* является идеальной нормальной, при $x = 1$ — идеальной обращенной.

Для любых твердых растворов нормальной и обращенной *шпинели* изменение координации не подчиняется закону Вегарда, т. е. изменение координации не будет происходить линейно и зависеть от изменения состава твердого раствора. Такое поведение (не подчиняющееся закону Вегарда) проявляется, например, в нелинейном изменении параметров решетки для одних бинарных составов *шпинели* или в распадах других бинарных составов *шпинели* при высоких температурах (более 600 °C).

На рисунке *б* показано влияние обращенной и нормальной координаций на твердые растворы природной *шпинели*. Поведение твердых растворов более сложного состава, расположенных внутри треугольной призмы, изучено частично, но достаточно для того, чтобы предположить, что распад, происходящий вдоль составов *c* и *d*, приводит



Кристаллохимия шпинели.

а — объемное изображение структуры *шпинели* [31]: большие шары — атомы кислорода, заштрихованные — катионы *B* в октаэдрах, черные — катионы *A* в тетраэдрах; *б* — схема поведения твердых растворов в зависимости от состава (по Ульмеру, устное сообщение): *MF* — *магнезиоферрит*; *FF* — *магнетит*; *MT* — *магнезиотитанат* (магнезиальный аналог *ульвошпинели* неоднократно использовался для описания состава шпинелей, например, в континентальных кимберлитах и лунных породах; однако по официальному заключению Международной минералогической ассоциации конечный член такого состава не является минералом); *FT* — *ульвошпинель*; *MA* — *шпинель*; *FA* — *герцинит*; *MC* — *микрохромит*; *FC* — *хромит*; *N* — нормальная координация (см. текст); *I* — обращенная координация. Для ветвей феррита и титаната *c* и *d* в литературе описан высокотемпературный субсолидусный распад, в то время как для ветвей феррита и титаната *a* и *b* в литературе описаны изменения параметров решетки, не подчиняющиеся закону Вегарда, и отсутствие распада. Все другие ветви на рисунке отражают непрерывные ряды твердых растворов, например, при температуре 1000 °C и выше.

к твердым растворам с физическими свойствами, не подчиняющимися закону Вегарда, так как происходит уменьшение количества катионов Al и (или) увеличение количества Cr в сложных твердых растворах, находящихся внутри треугольной призмы.

В элементарной ячейке существует 72 вакантные катионные позиции; *порядок — беспорядок*, таким образом, является теоретически возможным. Несмотря на поиски таких доказательств, как дифракционные максимумы, соответствующие сверхструктуре [1], или смещение полос в спектрах поглощения в ближней и дальней инфракрасной области [30, 17—20], или мёссбауэровские исследования (например, [32]), никакого упорядочения по этим катионным позициям, которое могло бы быть термодинамически оправдано (т. е. необратимо), не было обнаружено ни в природных *шпинелях*, ни в прокаленных синтетических образцах шпинелевого состава, приведенных в таблице. Изучение поведения обращенной $MgFe_2O_4$ в точке Кюри было использовано для доказательства существования катионного упорядочения в этой *шпинели* [33], но этот гистерезис был невоспроизводим.

Расчеты предпочтительных позиций. Из-за неоднозначности катионного заселения элементарной ячейки *шпинели* была предпринята попытка [31] количественно определить пространственные связи, оценивая кислородный параметр μ, равный $1/4 + \delta$, где δ — расстояние от центра заселенного тетраэдра до его вершины, деленное на телесную диагональ элементарной ячейки. В случае совершенной кубической плотнейшей упаковки $\mu = 0{,}375$, но большинство *шпинелей* вследствие деформаций тетраэдрических позиций, вызванных дефектами заселения, имеет $\mu > 0{,}375$. Для сравнения энергий позиций в структуре *шпинели* также были использованы константы Маделунга [31]. В 1959 г. [11] были рассчитаны энергии октаэдрических позиций, которые в настоящее время служат для объяснения и предсказания предпочтительных позиций в структуре шпинелей (например, [30]). Большая отрицательная энергия октаэдрической позиции указывает на то, что катион стремится занять тетраэдрическую позицию. Например, Cr^{3+}, Mn^{3+} и Ni^{2+} скорее всего заселяют октаэдрические позиции.

В другом случае [14, 15] для количественной термодинамической оценки распределения катионов в структуре *шпинели* были использованы расчеты энтропии.

Твердый раствор. Исторически считалось, что в структуру шпинели могут входить все катионы с ионным радиусом 0,44—1,0 Å (значения по Гольдшмидту). Оливин Mg_2SiO_4, по-видимому, не имеет шпинелевой структуры (за исключением оливина, образовавшегося при очень высоких давлениях), так как Si^{4+} имеет $r = 0{,}39$ Å, а двойной кальциевый силикат Ca_2SiO_4 не обладает структурой ни *шпинели*, ни *оливина*, поскольку Ca^{2+} имеет $r = 1{,}06$ Å. Однако крупные поляризующиеся катионы (Cd^{2+} с $r = 1{,}06$ Å) были введены в структуру синтетической *шпинели* при атмосферном давлении [13]. Распространенность твердых растворов природной *шпинели* препятствует использованию некоторых *магнетитов* в качестве железной руды, так как, например, 5—15 вес. % TiO_2 в твердом растворе *магнетита* вызывают химические реакции в доменном шлаке. В некоторых случаях наличие твердых растворов в *шпинели* играет положительную роль; в качестве примера можно привести *магнетит* из Бушвелда, где 0,5—7 вес. % V_2O_5 в твердом растворе экономически более выгодно, чем наличие железа [35]. В этих твердых растворах природной шпинели баланс зарядов обычно компенсируется балансом замещений, но известны дефектные *шпинели* с недостатком катионов (в предельном случае $\gamma = Fe_2O_3$; см. *Дефекты в кристаллах*). Нахождение электронов между двух- и трехвалентными позициями подтверждается поведением обращенных шпинелей, приведенных в таблице, как полупроводников [28, 29].

Распад. Несмотря на то что твердые растворы в *шпинелях* обычны, многие полезные петрогенетические данные могут быть получены по их распаду. Возможны 3 типа распада.

Теоретически считается, что первый тип контролируется энтропией и встречается наиболее часто в области несмесимости тех твердых растворов *шпинелей*, где один конечный член является нормальным, а другой — обращенным. Примером такого типа является система Fe_3O_4—$FeAl_2O_4$ [27], в которой область несмесимости, бесспорная для более низких температур, исчезает выше 850 °C. В системе $MgAl_2O_4$—$MgFe_2O_4$ смесь эквимолярного состава смешивается только частично даже при температуре 1250 °C, причем необходима длительная экспозиция (несколько дней) при этой температуре для гомогенизации *шпинели* [10, 22, 28].

Другим примером несмесимости является ряд $MgAl_2O_4$—Mg_2TiO_4 [12], в котором распад происходит даже при температуре 1300 °C, в то время как при изучении теми же авторами системы $MgCr_2O_4$—Mg_2TiO_4 распад не обнаружен даже при температурах ниже 1000 °C. Несмотря на предположение [4], что Fe_3O_4 и $FeCr_2O_4$ распадаются ниже 900 °C, а $FeCr_2O_4$ и $FeAl_2O_4$ — ниже 950 °C, достижение равновесия в этих исследованиях очень сомнительно.

Второй тип распада связан с нестехиометрией. В общем случае высокие температуры благоприятствуют незначительному избытку (по массе) твердого раствора по отношению к точной стехиометрии шпинели. Например, при 1300 °C *ульвошпинель* Fe_2TiO_4 может иметь небольшой избыток Fe и Ti в твердом растворе, который распадается при охлаждении *шпинели* [25]:

$$\underset{\text{твердый раствор ульвошпинели}}{\text{Нестехиометрический}} \xrightarrow[\text{Охлаждение}]{} \underset{\substack{\text{Стехиометрическая} \\ \textit{ульвошпинель}}}{Fe_2TiO_4} + \underset{\text{Ламели}}{FeTiO_3}.$$

И наконец, третий тип распада осуществляется в результате окислительно-восстановительных реакций; в действительности это субсолидусное окисление или восстановление. Например, стехиометрическая *ульвошпинель* легко окисляется при охлаждении с образованием ассоциации твердого раствора *ильменит-гематит* и *ульвошпинели*, обогащенной *магнетитом*. *Ильменит-гематит* распадается на пластинки внутри *шпинели*. Естественное охлаждение лунных базальтов происходит в несколько пониженных восстановительных условиях, чем остывание земных базальтов, поэтому встречающиеся в лунных расплавах *шпинели* должны быть восстановленными. Отсюда предполагают, что текстуры срастания железа, *шпинели* и либо полуторного оксида, либо *ильменита*, образуют ассоциации распада, характерные для лунных *шпинелей* [7].

УСЛОВИЯ НАХОЖДЕНИЯ В ПРИРОДЕ

Многие из *шпинелей*, перечисленных в таблице, встречаются в природе очень ограниченно; с другой стороны, природные шпинели, содержащие цинк, хром, железо и титан, встречаются так часто, что они рассматриваются в качестве источника этих металлов. Для шпинелей изверженных пород с помощью микроанализатора были получены многочисленные данные, показывающие, что во всех изверженных комплексах с увеличением валового содержания SiO_2 в дифференцирующейся магме состав *шпинели* изменяется по схеме $Cr > Ti > V > Fe$.

Промышленные месторождения Zn — содержащих шпинелей связаны с виллемитом Zn_2SiO_4 и встречаются в метаморфических поясах, таких как всемирно известные районы Франклин Фёрнес и Стерлинг-Хилл в Нью-Джерси [16].

Значительные месторождения цинксодержащих *шпинелей* в виде кумулятивных расслоенных залежей встречаются в изверженных комплексах, таких как Бушвелд в ЮАР, Грейт Дайв в Замбии и Зимбабве или Стиллуотер в Монтане. Большие линзообразные тела *хромитов* обычно ассоциируют с перидотитами альпийского типа и серпентинизированными поясами. Такие месторождения известны, например, на Кубе, Филиппинах и в Восточном Средиземноморье.

Железосодержащие *шпинели* встречаются повсеместно: в изверженных массивах в виде кумулятивных залежей (например, Бушвелд в ЮАР), в метаморфических областях (например, Магнет Ков, Арканзас, или Месаби Рейндж в докембрии в Северной Америке), в месторождениях осадочных пород либо в виде тяжелой фракции (например, прибрежные движущиеся пески Южной Каролины), либо в ассоциации с отложениями латерального типа (например, прибрежные океанические месторождения Венесуэлы).

Шпинели, содержащие титан, такие как *ульвошпинель* бушвелдского комплекса, содержащая прослои *магнетита*, или линзовидные обособления ильменитсодержащего *магнетита*, ассоциирующего с метагаббро в Адирондак-Маунтинс в Нью-Йорке (Тетевоз), типичны для больших континентальных месторождений. Общее повышенное содержание Ti в лунных породах отчасти объясняется вкраплениями рудных минералов, богатых *ильменитом* и *шпинелями* Mg_2TiO_4 и Fe_2TiO_4 (см. *Минералогия Луны*).

ДРУГИЕ СВОЙСТВА

За пределами классической минералогии остается громадное количество данных по природным *шпинелям*, появившееся благодаря интенсивным исследованиям ее, проводимым с помощью различных методов. Для Fe—Cr—Al-шпинелей составлены обобщающие таблицы, содержащие данные ИКС, термодинамические свойства, электропроводность, теплоемкость, фазовые равновесия и коэффициенты диффузии [29]. Магнитные свойства многих *шпинелей* обобщены в работах [21, 34].

Дж. АЛМЕР

См. также: *Выращивание кристаллов; Классификация минералов: принципы; Магнитные минералы; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Порядок—беспорядок; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Allen W. C.* Solid solutions in the refractory magnesium spinels, Ph. D. thesis, School of Ceramics, Rutgers, The State University, New Brunswick, N. J., 1964.
2. *Barth T. F. W., Posnjak E.* Spinel structure: With and without variate atom equipoints. — Zeit. Kristallogr., 1932, 82, S. 325—341.
3. *Bragg W. H.* The structure of the spinel group of crystals. — Philos. Mag., 1915, 30, p. 305—315.
4. *Cremer V.* Mixed crystal formation in the system chromite—magnetite—hercynite between 1000 and 500 °C. — Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1969, 111, p. 184—205.
5. *Datta R. K., Roy R.* Equilibrium order — disorder in spinels. — J. Amer. Ceram. Soc., 1967, 50, p. 578—583.
6. *Deer W. A., Howie R. A., Zussman J.* Rock-Forming Minerals. Vol. 8, The Non-silicates. Longmans, London, 1962, p. 56—88.
7. *Haggerty S. E.* Subsolidus reduction of lunar spinels. — Nature (London), Phys. Sci., 1971, 234, p. 113—117.
8. *Ingamells C. O.* A new method for ferrous iron and excess oxygen in rocks, minerals and oxides. — Talanta, 1960, 4, p. 268—273.
9. *Irving N.* Chromium: Its physicochemical behavior and petrologic significance. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, 39, p. 779—1078.
10. *Kwestroo W.* Spinel phase in the system $MgO—Fe_2O_3—Al_2O_3$. — J. Inorg. Nucl. Chem., 1959, 9, p. 65—70.
11. *Miller A.* Distribution of cations in spinels. — J. Appl. Phys., 1959, 30, p. 24S—25S.
12. *Muan A., Hauck J., Löfall T.* Equilibrium studies with a bearing on lunar rocks. Proc. 3rd Lunar Sci. Conf. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1972, suppl. 3, vol. 1, p. 185—196.
13. *Muller O., White W. B., Roy R.* Infrared spectra of the chromates of magnesium, nickel and cadmium. — Spectrochim. Acta, 1969, 25A, p. 1491—1499.
14. *Navrotscy A.* Thermodynamics of binary and ternary transition metal oxides in the solid state. — In D. W. A. Sharp, ed., MTP International Reviews of Science, Inorganic Chemistry, Ser. 2, 5. London, Butterworth, 1974, p. 29—70.
15. *Navrotsky A., Kleppa O. J.* The thermodynamics of cation distributions in simple spinels. — J. Inorg. Nucl. Chem., 1967, 29, p. 2701—2714.
16. *Palache C.* The minerals of Franklin and Sterling Hill, Sussex County, New Jersey. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1935, 180.
17. *Preudhomme J., Tarte P.* Infrared studies of spinels — I. A critical discussion of actual interpretations. — Spectrochim. Acta, 1971, 27A, p. 961—968.
18. *Preudhomme J., Tarte P.* Infrared studies of spinels — II. The experimental bases for solving the assignment problem. — Spectrochim. Acta, 1971, 27A, p. 845—851.
19. *Preudhomme J., Tarte P.* Infrared studies of spinels — III. The normal II—III spinels. — Spectrochim. Acta, 1971, 27A, p. 1817—1835.

20. *Preudhomme J., Tarte P.* Infrared studies of spinels — IV. Normal spinels with a high-valency tetrahedral cation. — Spectrochim. Acta, 1972, 28A, p. 69—79.

21. *Schieber M.* Experimental magnetochemistry. New York, Wiley/Interscience, 1967. 572 p.

22. *Sharma K. K., Langer K., Seifert F.* Some properties of spinel phases in the binary system $MgAl_2O_4$—$MgFe_2O_4$. — Neues Jahrb. Mineral. Monatsh., 1973, 10, p. 442—449.

23. *Smit J., Wijn H. P. J.* Ferrites. New York, Wiley, 1959.

24. *Stevens R. E.* Composition of some chromites of the Western Hemisphere. — Am. Mineralogist, 1944, 29, p. 1—34.

25. *Taylor R. W.* Phase equilibria in the system FeO—Fe_2O_3—TiO_2 at 1300 °C. — Am. Mineralogist, 1964, 49, p. 1016—1031.

26. *Thayer T. P., Ulmer G. C.* Some problems of chromite Supply by 1985. — Bull. Am. Ceram. Soc., 1976, 55 (4), p. 443.

27. *Turnock A. C., Eugster H. P.* Fe—Al-oxides: Phase relationships below 1000 °C. — J. Petrology, 1962, 3, p. 533—565.

28. *Ulmer G. C.* Experimental investigations on chromite spinels. — Soc. Econ. Geol. Symp. Monograph 4, Stanford University, 1969, p. 114—131.

29. *Ulmer G. C.* Chromite spinels. — In A. Alper, ed., High Temperature Oxydes, pt 1: Magnesia, Lime and Chrome Refractories. New York, Academic Press, 1970, p. 251—314.

30. *Ulmer G. C., Smothers W. J.* The system MgO—Cr_2O_3—Fe_2O_3 at 1300 °C in air. — J. Am. Ceram. Soc., 1968, 51, p. 315—319.

31. *Verwey E. J. W., Heilmann E. L.* Physical properties and cation arrangements of oxides with spinel structures. I. Cation arrangements in spinels. — J. Chem. Phys., 1947, 15, p. 174—180.

32. *Virgo D., Ulmer G. C.* The Fe^{3+} site preference in the solid solution series $MgCr_2O_4$—$MgFe_2O_4$. — Carnegie Institution Yearbook, 1973, 72, p. 567—569.

33. *Walters D. S., Wirtz G. P.* Kinetics of cation ordering in magnesium ferrite. — J. Am. Ceram. Soc., 1971, 54, p. 563—566.

34. *Wasilewski P. e. a.* Magnetochemical characterization of Fe $(Fe_xCr_{2-x})O_4$ spinels. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1975, 39, p. 889—902.

35. *Willemse J.* The geology of the Bushveld Igneous Complex, the largest repository of magmatic ore deposits in the world. — Soc. Econ. Geol. Symp. Monograph 4, Stanford University, 1969, p. 1—22.

Щ

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

Щелочные *полевые шпаты* вместе с *кварцем* и *плагиоклазом* являются наиболее распространенными минералами в земной коре. Химически они описываются формулой (K, Na) $AlSi_3O_8$. Крайний член ряда $KAlSi_3O_8$ (*Or*) включает *ортоклаз*, *микроклин* и богатый калием *санидин*, другой крайний член $NaAlSi_3O_8$ (*Ab*) — *альбит*. В большинстве природных образцов в незначительном количестве содержится анортитовый компонент $CaAl_2Si_2O_8$. Могут также присутствовать следы Rb, Tl, Pb, Ba, Sr, Fe^{3+}, Ga и Ge. Щелочные *полевые шпаты* образуются в различных геологических условиях и вследствие сложности своего состава и структуры служат хорошим петрологическим индикатором.

Большинство природных образцов имеет светло-серую, серую или розоватую окраску. Хорошо развиты две системы спайности с прямым или почти прямым углом между ними; плотность относительно низкая (2,55—2,63 г/см^3); сингония кристаллов моноклинная или триклинная. В шлифах щелочные *полевые шпаты* бесцветны, их можно отличить по спайности, низкому рельефу и низкому двупреломлению. Для диагностики минералов имеют значение и многочисленные типы двойникования: по карлсбадскому, альбитовому, периклиновому законам или полисинтетические двойники.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА

Щелочные *полевые шпаты* являются каркасными алюмосиликатами, состоящими из тетраэдров SiO_4 и AlO_4, в которых все четыре апикальных атома кислорода являются общими с соседними тетраэдрами. Тетраэдры тем самым оказываются связанными во всех трех измерениях и образуют четырехчленные кольца, которые в свою очередь группируются в коленчато-изгибающиеся цепочки, вытянутые параллельно кристаллографической оси *a*. Соседние «цепочечные» группы связаны общими атомами кислорода, а не катионами, как в настоящих цепочечных силикатах. Между «цепочечными» группами имеются обширные участки, в которых располагаются ионы калия, координируемые девятью ионами кислорода, или ионы натрия, координируемые шестью или семью ионами кислорода. Общая структура, таким образом, представляет собой трехмерный каркас тетраэдров состава $(AlSi_3O_8)^-$, электростатически сбалансированный одновалентными катионами калия и натрия.

ПОРЯДОК — БЕСПОРЯДОК

В структуре *полевых шпатов* содержится в среднем один ион алюминия на каждые три иона кремния; но в различных полевых шпатах алюминий по-разному расселяется в тетраэдрах. Когда ионы алюминия распределяются в тетраэдрах произвольно, структура является неупорядоченной; если ионы алюминия располагаются в определенных позициях в тетраэдрах, полевой шпат обладает упорядоченной структурой (см. *Порядок—беспорядок*). Имеются, следовательно, многочисленные возможные полиморфные модификации, или структурные состояния, щелочных *полевых шпатов* в зависимости от степени упорядоченности ионов алюминия в структуре. По-видимому, существует непрерывное многообразие структур между полностью неупорядоченным и полностью упорядоченным крайними членами, хотя в большинстве природные щелочные полевые шпаты встречаются лишь в нескольких структурных состояниях.

Степень упорядоченности расселения ионов алюминия и кремния является в первую очередь функцией скорости и температуры кристаллизации. Высокотемпературные полиморфные модификации, такие как высокий *санидин* и высокий *альбит*, имеют неупорядоченную структуру, тогда как структура более низкотемпературных фаз, таких как *микроклин* и низкий *альбит*, весьма упорядоченна.

РЯДЫ ЩЕЛОЧНЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Щелочные *полевые шпаты* удобно группировать в ряды, где каждый член ряда независимо от его состава характеризуется одним и тем же структурным состоянием. Ряд высокий *санидин* — высокий *альбит* состоит из *полевых шпатов*, образовавшихся при повышенных температурах и почти совсем не обладающих упорядоченностью в распределении алюминия и кремния. Этот ряд включает высокий *санидин* (богатый калием), *анортоклаз* и высокий *альбит* (богатый натрием). Между калиевым и натриевым крайними членами ряда имеется непрерывный ряд твердых растворов. Тем не менее высокий *альбит* обнаруживает триклинную симметрию, тогда как *санидин* — моноклинный минерал, причем инверсия симметрий происходит приблизительно в точке с составом $Or_{40}Ab_{60}$ (40 % $KAlSi_3O_8$).

Наиболее совершенным порядком среди щелочных *полевых шпатов* обладают максимальный *микроклин* и низкий *альбит*, два низкотемпературных минерала, распространенные в гранитах и пегматитах. Твердые растворы образуются ограниченно, и промежуточные составы представляют собой две сосуществующие фазы: одну богатую калием, а другую натрием. Максимальный *микроклин* и низкий *альбит* триклинные.

СИММЕТРИЯ КРИСТАЛЛОВ

Все натриевые *полевые шпаты* при комнатной температуре триклинные; с другой стороны, калиевый *полевой шпат* может быть моноклинным или триклинным. Высокотемпературные почти разупорядоченные фазы, такие как высокий и низкий *санидин*, моноклинные. *Ортоклаз*, частично упорядоченный *полевой шпат*, имеет в общем моноклинную симметрию, хотя некоторые образцы содержат крайне малые сдвойникованные домены с триклинной сингонией. Все *микроклины* триклинные; фактически они проявляют различную степень триклинности, или косоугольности, в зависимости от степени упорядоченности. Поэтому максимальный *микроклин*, наиболее упорядоченный калиевый *полевой шпат*, одновременно и наиболее косоугольный, т. е. его кристаллографические углы α и γ обнаруживают большее отклонение от 90°, чем углы в менее упорядоченных *микроклинах*. Расхождение пиков 131 и $1\bar{3}1$ на дифрактограмме может быть использовано для оценки косоугольности *микроклина*. *Адуляр* представляет собой богатый калием *полевой шпат*, который может быть моноклинным, подобно *ортоклазу*, или триклинным, подобно *микроклину*. Он имеет отчетливый {110}-габитус. *Адуляр* является аутигенной или очень низко-

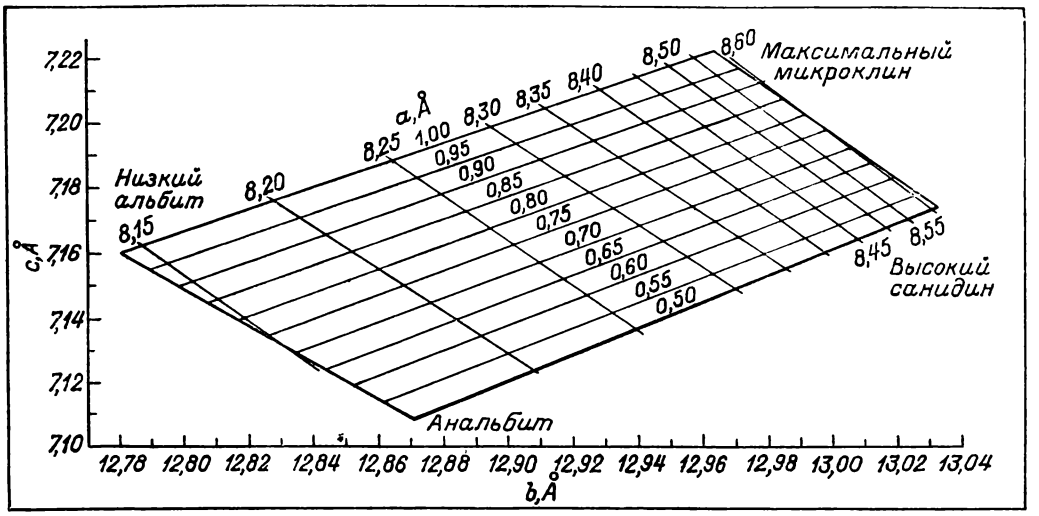


Рис. 1. Поле взаимозависимых значений параметров *b* и *c* щелочных *полевых шпатов* [Ribbe P. H., 1975 г.].

Линии равного содержания Al в позициях T_1 проведены на основе предположения о полном беспорядке расселения алюминия в ряду высокий *альбит* (анальбит) — высокий *санидин* и о полном порядке в ряду низкий *альбит* — максимальный *микроклин*. *Ортоклаз* имеет промежуточный между *санидином* и *микроклином* параметр *a* элементарной ячейки.

температурной гидротермальной разновидностью и предположительно характеризуется высокой упорядоченностью. Считается, что слишком большая скорость роста или слишком высокая температура кристаллизации препятствуют упорядоченному распределению алюминия и кремния.

ПАРАМЕТРЫ И СОСТАВ ЭЛЕМЕНТАРНОЙ ЯЧЕЙКИ

Параметры элементарной ячейки полевых шпатов ($a = 8{,}139 \div 8{,}578$ Å, $b = 12{,}789 \div 13{,}030$ Å, $c = 7{,}106 \div 7{,}220$ Å) являются функцией как состава, так и структурного состояния. На рис. 1 в упрощенной форме показаны общие соотношения между химическим составом, структурным состоянием и уточненными на компьютере параметрами *b* и *c* элементарной ячейки щелочного *полевого шпата*. В том случае, когда параметры решетки определены, такие *b*—*c*-диаграммы можно использовать для установления химического состава и степени упорядоченности распределения алюминия и кремния в природных щелочных *полевых шпатах*. Если уточненные данные о размерах элементарной ячейки отсутствуют, положение пика $\bar{2}01$ указывает на состав высокотемпературных низкокальциевых *полевых шпатов* (рис. 2).

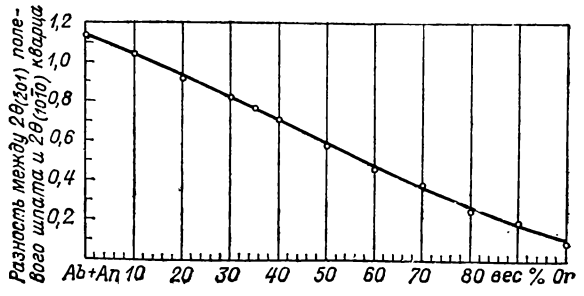


Рис. 2. Положение пика $\bar{2}01$ на рентгенограмме как функция состава высокотемпературного низкокальциевого щелочного *полевого шпата* [Tittle O. F., Bowen N. L., 1958 г.].

ПЕРТИТЫ

С понижением температуры в щелочных *полевых шпатах* атомы щелочей, а также алюминия и кремния расселяются все более упорядоченно. При повышенных температурах имеется непрерывный ряд твердых растворов между $NaAlSi_3O_8$ и $KAlSi_3O_8$; однако ниже 660 °C при давлении около 1 кбар и ниже примерно 810 °C при давлении 10 кбар начинается упорядочение в распределении калия и натрия. Фактически упорядочение происходит таким образом, что сегрегации *полевого шпата*, относительно богатого натрием, развиваются в пределах фазы, относительно богатой калием, или наоборот, в зависимости от валового состава. Если охлаждение заходит намного ниже критической температуры, сегрегации становятся все более богатыми натрием, а вмещающая фаза все более богатой калием. Этот процесс обособления натриевого *полевого шпата* от калиевого *полевого шпата* в результате распада твердого раствора приводит к образованию *полевых шпатов*, известных под названием пертитов. Структура распада, видимая невооруженным глазом, называется макропертитовой, а наблюдаемая только под микроскопом — микропертитовой. Лунный камень представляет собой криптопертит, что выявляется только при рентгенографическом или электронно-микроскопическом исследовании.

Пертитовые вростки обычно развиваются вдоль таких кристаллографических плоскостей, как $(\bar{6}01)$, образуя субпараллельные округлые, вытянутые, прожилковые или пластинчатые выделения продуктов распада в оптически непрерывной вмещающей фазе. Хотя бóльшая часть пертитов, вероятно, образуется при распаде раствора, развитие пертитов объяснялось также замещением и одновременной кристаллизацией.

ФАЗОВЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Плавление $KAlSi_3O_8$. Из-за малых скоростей протекания реакции в экспериментах со щелочными *полевыми шпатами* при высоких температурах часто бывает трудно добиться фазового равновесия; но несмотря на это об их фазовых соотношениях известно немало. При атмосферном давлении точка плавления $KAlSi_3O_8$ лежит около 1150 °С, при этой температуре высокий *санидин* плавится инконгруэнтно с образованием *лейцита* и расплава. В присутствии H_2O под давлением точка плавления значительно понижается и высокий *санидин* плавится конгруэнтно уже при давлении воды 2,6 кбар.

Плавление $NaAlSi_3O_8$. В противоположность $KAlSi_3O_8$ (высокий *санидин*) $NaAlSi_3O_8$ (высокий *альбит*) плавится конгруэнтно при любом давлении, независимо от присутствия H_2O в системе. Точка плавления при атмосферном давлении около 1118 °С. Однако с повышением давления воды точка плавления резко понижается, так что при $p_{H_2O} = 5$ кбар *альбит* плавится уже при 748 °С. При высоких давлениях и низких температурах *альбит* распадается на *жадеит* и *кварц*.

Система $KAlSi_3O_8$—$NaAlSi_3O_8$—H_2O. Плавление и фазовые отношения субсолидуса системы $KAlSi_3O_8$—$NaAlSi_3O_8$—H_2O особенно важны для понимания генезиса изверженных и метаморфических пород, содержащих щелочные *полевые шпаты*. Некоторые фазовые соотношения при различных значениях p_{H_2O} показаны на рис. 3. При охлаждении расплава в равновесных условиях при значениях p_{H_2O} менее 4,5 кбар из жидкости любого состава будет кристаллизоваться одна гомогенная фаза — *полевой шпат* смешанного состава. Температура начала выпадения этой фазы значительно понижается при более высоких значениях p_{H_2O}. При дальнейшем медленном охлаждении первоначально гомогенный *полевой шпат* претерпевает распад с образованием пертита.

При давлении воды выше 4,5 кбар из жидкостей промежуточных составов при температурах солидуса одновременно кристаллизуются два полевых шпата, так что богатые калием и натрием *полевые шпаты* сосуществуют в виде свободных фаз, а не пертитового прорастания. Однако при продолжающемся охлаждении богатый калием *полевой шпат* в неравновесных условиях может стать слабопертитовым.

Многие граниты и сиениты содержат преимущественно пертит. Исходя из фазовых отношений, можно сделать вывод, что такие породы кристаллизовались, вероятно, из магм с очень низким содержанием воды или при низких давлениях. Многие другие граниты содержат рассеянные зерна *микроклина* или *ортоклаза* и *альбита*. Экспериментальные данные позволяют предположить, что эти породы кристаллизовались из расплавов, богатых водой, в условиях высоких давлений.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ

Изверженные породы. Щелочные *полевые шпаты* являются очень важной составной частью кислых и многих средних пород, таких как нефелиновый сиенит, сиенит, кварцевый монцонит, монцонит, гранодиорит, гранит, гранит-пегматит и их эффузивные аналоги. В меньшей степени щелочные *полевые шпаты* встречаются в некоторых щелочных основных породах, например в тешените (см. *Породообразующие минералы*).

В эффузивных породах, риолите или трахите, щелочные *полевые шпаты* обычно находятся в виде как фенокристаллов, так и тонкозернистой основной массы. Благодаря быстрому охлаждению во время экструзии такие высокотемпературные фазы (твердые растворы), как *санидин* и *анортоклаз*, обычно подвергаются закалке, так что более упорядоченные щелочные *полевые шпаты* в вулканических породах относительно редки. Закалка также предотвращает развитие пертитовой структуры более чем в субмикроскопическом масштабе. В общем *санидин*, более богатый калием, обычно встречается в риолитах и других кислых вулканитах, тогда как натриевые фазы, такие как *анортоклаз* или натриевый *санидин*, преобладают в сильнощелочных эффузивах, таких как фонолит или пантеллерит.

Плутонические породы кислого и среднего состава содержат низкотемпературные *полевые шпаты*. Многие граниты и сиениты содержат явно пертитизированные *ортоклаз* или *микроклин*; весь *альбит* представляет собой продукт распада калиевого полевого шпата. Во многих глубинных докембрийских интрузиях щелочные *полевые*

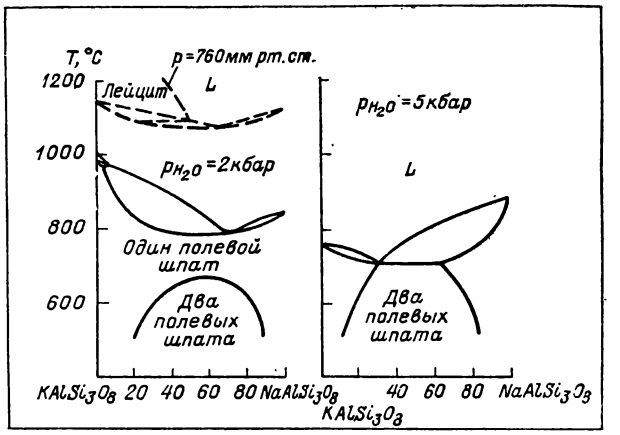


Рис. 3. Фазовые диаграммы для системы $KAlSi_3O_8$—$NaAlSi_3O_8$—H_2O при атмосферном давлении и 2 и 5 кбар.

шпаты мезопертитовые или антипертитовые. В этих породах пертит несомненно развивался из первоначально гомогенного *полевого шпата* во время охлаждения в основном твердой массы кристаллов. Большинство гранитов, кварцевых монцонитов и сиенитов содержит слабопертитизированные ортоклазовые или микроклиновые зерна, сосуществующие с обособленными кристаллами существенно натриевого *плагиоклаза*. В этих случаях *полевые шпаты*, вероятно, кристаллизовались непосредственно из магмы. В некоторых плутонических породах щелочной *полевой шпат* распался настолько, что натриевая фаза, по-видимому, полностью мигрировала из вмещающего калиевого *полевого шпата* и образовала обособленные участки *альбита*. В некоторых случаях такие структуры, возможно, представляют собой образования, промежуточные между однополевошпатовыми гиперсольвусными и двуполевошпатовыми субсольвусными плутоническими породами.

Метаморфические и метасоматические породы. Щелочные *полевые шпаты* играют также видную роль в различных метаморфических породах. При низкой степени метаморфизма *альбит* присутствует во многих метаморфизованных глинистых сланцах, песчаниках и базальтах; но распространение калиевого *полевого шпата* ограничено при низкой степени метаморфизма только породами кварц-полевошпатового состава. Калиевый *полевой шпат* обычно отсутствует в пелитовых породах ниже зоны силлиманита; таким образом, щелочные *полевые шпаты* наиболее распространены в породах высокой ступени амфиболитовой и гранулитовой фаций. Калиевый полевой шпат обычно появляется вместе с *сил-*

лиманитом, вероятно благодаря реакции между *мусковитом* и *кварцем*. В породах гранулитовой фации щелочные *полевые шпаты*, как правило, сильнопертитизированные, это позволяет предположить, что *полевой шпат* кристаллизовался гомогенным при температурах выше сольвуса во время метаморфизма самой высокой степени.

Во многих случаях щелочные *полевые шпаты* развиваются в метаморфизованных пелитовых породах. *Полевой шпат* обычно встречается в виде крупных кристаллов, именуемых порфиробластами, как правило с включениями других минералов. Возможно, что такой *полевой шпат* образовался метасоматическим путем, т. е. благодаря привносу в породу щелочей с помощью проникающей интергранулярной флюидной фазы. Такое объяснение подкрепляется тем обстоятельством, что подобные порфиробласты *полевых шпатов* очень обычны вблизи крупных кислых плутонических тел, например гранитов, которые могли бы явиться источником мигрирующих щелочей. Последние экспериментальные данные подтвердили высокую мобильность калия и натрия во флюидах.

Метасоматическое развитие щелочных *полевых шпатов* наблюдается также в таких изверженных породах, как гранит, гранодиорит, кварцевый кератофир, где существенно натриевый *полевой шпат* замещает существенно калиевый *полевой шпат* или наоборот.

Осадочные породы. *Ортоклаз*, *микроклин* и *альбит* являются весьма обычными компонентами обломочных осадков, в особенности аркозовых песчаников. Хотя бо́льшая часть калиевого *полевого шпата* здесь обломочного происхождения, аутигенные кристаллы не являются необычными (см. *Аутигенные минералы*). Как правило, такой *полевой шпат* характеризуется очень низким содержанием натрия, никогда не бывает пертитовым и никогда не проявляет полисинтетического «шотландского» двойникования. Структурное состояние аутигенного калиевого *полевого шпата*, обычно называемого *адуляром*, зависит от структуры обломочного зерна, вокруг которого нарастает новый материал, но в общем имеет сходство со структурным состоянием *ортоклаза*. Бо́льшая часть аутигенных *полевых шпатов* кристаллизуется одновременно с осадконакоплением, хотя задокументировано и более позднее замещение ископаемых остатков в процессе доломитизации известковых пород.

Д. ЯНГ

См. также: *Аутигенные минералы; Двойникование; Методы окрашивания минералов; Плагиоклазы; Полевые шпаты; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок.*

Гордиенко В. В., Кухаренко А. А. Методика исследования структурного состояния щелочных полевых шпатов и их рациональная номенклатура. — В кн.: Минералогия и геохимия. Вып. 5. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1975, с. 41—56.

Э

ЭВАПОРИТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ — см. **АНГИДРИТ И ГИПС; МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ.**

ЭКССОЛЮЦИЯ (РАСПАД ТВЕРДОГО РАСТВОРА) — см. **АМФИБОЛЫ; ФИГУРЫ ВИДМАНШТЕТТЕНА; ШПИНЕЛИ ГРУППА**

ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ (ПРОСВЕЧИВАЮЩАЯ)

Область интересов геологов простирается от мельчайших частичек глин до галактик во Вселенной, и знания обеих крайностей равно необходимы для понимания происхождения и эволюции Земли, на которой мы живем. Так же как телескоп приблизил к нам крупные тела, рассеянные в космосе, так и электронный микроскоп дал нам возможность увидеть детали окружающего нас микроскопического мира. На фото 29, например, представлено изображение под электронным микроскопом листа бумаги, подобного тому, на котором напечатан этот рисунок. Общая изображенная площадь невелика, однако выступают многие плоские гексагональной формы кристаллы глинистого минерала *каолинита*, невидимые невооруженным глазом, и их изображение достаточно детально, чтобы обеспечить измерение формы, ориентировки, упаковки и других факторов, знание которых жизненно необходимо для производителей бумаги и керамики, а также для ученых. Эти частицы обеспечивают так называемый лоск, необходимый для бумаги, идущей для «глянцевых» журналов и книг, в которых репродуцируются фотографии высшего качества. Грубая поверхность отдельных частиц сложена крахмалом, который также употребляется для покрытия некоторых типов бумаги.

Электронный микроскоп показывает детали, невидимые в оптическом микроскопе, вследствие высокой разрешающей способности, зависящей прежде всего от используемой длины волны; длина волн пучка электронов составляет, приблизительно, 1/84 000 длины волны света. Предел разрешения электронной микроскопии в настоящее время равен примерно 4 Å (общепринятый предел разрешения световой микроскопии 2000 Å). Различно внешнее оформление электронного и оптического микроскопов, обусловленное в первом необходимостью глубокого вакуума, наличием электромагнитных, а не стеклянных линз, присутствием флюоресцентного экрана и фотографического устройства для рассматривания и фиксирования изображения [17, 22].

ТЕХНИКА

Успешность использования электронного микроскопа для изучения геологических объектов зависит от технического уровня применяемых приборов. В простейшем из методов (просвечивающем) различные виды геологических материалов могут быть облучены пучком электронов, их изображение затем изучено визуально (на флюоресцентном экране либо на фотографии). Соответствующее изображение дано на фото 30, где видна частица глинистого минерала *монтмориллонита*. Измерение толщины частиц производится по оптической плотности изображения, определяемой проникающей способностью электронов в данном веществе. Тонкая пленка коллодия, с помощью которого крепится глина, легко пропускает электроны и поэтому выглядит светлой, тогда как более толстые частицы не дают пройти электронам и на конечном изображении получаются темными.

Низкая проникающая способность электронного пучка в большинстве электронных микроскопов такова, что только объекты толщиной менее 0,1 мкм можно считать прозрачными или просвечивающими. Однако большое число тонкозернистых минералов как раз соответствуют этим размерам, например глинистые (см. *Глины, минералы глин*), разновидности *асбестов*, гидратированные кальциевые силикаты, важные в производстве цементов (см. *Минералогия портландцемента*), а также тонкие минеральные частички, образующиеся при химическом или физическом разложении более крупных частиц. Вместе с тем современная техника позволяет изготовление достаточно тонких срезов пород и минералов, способных пропустить электронный пучок и, таким образом, обеспечить их изучение методом просвечивающей электронной микроскопии (фото 31).

Более сложным по характеру и изготовлению, но с более широкими возможностями применения (по задачам и материалам) является так называемый метод реплик (метод отпечатков). Используемый вначале с целью изучения поверхностных характеристик металлов, этот метод включил затем изготовление отпечатков с материала и последующее изучение тонких пленок, достаточно тонких для того, чтобы через них смог проникнуть пучок электронов в микроскопе. Пленка может состоять просто из лака, такого как коллодий или формвар, который наносится на образец, застывает и затем снимается с него. Она может быть представлена веществом низкой плотности (таким, как бериллий, углерод или кремний), которое напыляется в вакууме на образец, и пленка затем отделяется от него определенным способом. В любом случае все особенности поверхности первичного образца исключительно точно повторяются в реплике.

Чтобы сделать более видимыми всяческие неправильности и границы, используется обычно метод металлического напыления. Тяжелые металлы, такие как золото, хром или платина, напыляются в вакууме под малым углом к плоскости образца, так что возвышения на реплике получают металлическое покрытие только со стороны источника поступающего металла («наветренная» сторона), в отличие от «подветренной» стороны, где металл не напыляется. Если затем сфотографировать реплику в электронном микроскопе, то увидим подчеркнутое положение этого возвышения или частицы, так как электронный пучок будет с бóльшим трудом проходить сквозь край возвышения, покрытый металлом, по сравнению с краем без металла. Например, такие тени легко наблюдаются на фото 30 и 32 (где они выглядят белыми на бумаге, будучи черными на негативе). Тени можно также использовать для измерения толщины частиц, если известен угол затенения (угол напыления). Великолепное описание техники такого рода исследований дано в работе [12]. Для многих исследований методом реплик пригоден также сканирующий электронный микроскоп, требующий к тому же меньше труда на приготовление препаратов [см. *Электронная микроскопия* (*сканирующая*)].

ПРИМЕНЕНИЕ В ГЕОЛОГИИ

Глины. Некоторые возможности использования электронной микроскопии в геологии показаны на рисунках. Много внимания уделяется глинистым и некоторым другим минералам, размер частиц которых настолько мал, что они не могут быть изучены в деталях в оптическом микроскопе. На фото 29 и 32 показан *каолинит*, имеющий широкую область использования, и в том числе изготовление тонкого фарфора и изделий из него и лощение высококачественной бумаги. На фото 29 показана также возможность использования метода реплик для оценки таких характеристик, как ориентировка и упаковка псевдогексагональных глинистых частиц и их агрегатов на поверхности бумаги. На фото 32 видно, что реплика частиц, находящихся на стеклянной пластинке, выявляет все детали размера, формы, равно как и поверхностные особенности отдельных кристаллов и спайных обломков. Фото 32 иллюстрирует также полезность электронного микроскопа для оценки чистоты образца. Стрелками отмечены небольшие непрозрачные кристаллы (справа внизу), по форме и размеру соответствующие *анатазу* TiO_2, и удлиненная частичка *галлуазита* (слева вверху), аналогичного изображенному на фото 33. Этот глинистый минерал по составу почти идентичен *каолиниту*, однако встречается в виде пустотелых цилиндров и уплощенных выделений, подобных показанным здесь. Как и можно ожидать, он идет на изготовление высококачественной керамики, но из-за формы своих частиц не может обеспечить гладкой поверхности бумаги, как другие глинистые наполнители. На фото 33 видно, как с помощью электронного микроскопа (метод реплик) легко отличить в образце гладкие гексагональные частицы *каолинита*, даже присутствующие в незначительном количестве, от *галлуазита* основной массы.

На фото 30 показан другой глинистый минерал — *монтмориллонит*, который резко отличается по внешнему виду и характеру от *каолинита* и *галлуазита*. Отдельные хлопья и пластинки монтмориллонита близки по размеру элементарной ячейке 10—30 Å, что дает для таких глин большую величину поверхности. Это свойство наряду с благоприятными ионообменными характеристиками (связанными с ним) обусловливает важность использования этого глинистого минерала в промышленности в качестве наполнителя или носителя инсектицидов, красителей и других материалов (см. *Минеральные пигменты и наполнители*). Монтмориллонит является также важной составной частью бентонитов, необходимых в нефтяной промышленности при изготовлении глинистых растворов для бурения скважин.

Фото 30 иллюстрирует также возможности метода замораживания — высушивания для приготовления образцов. В этом случае капля водно-глинистой суспензии замораживается, а лед затем удаляется путем сублимации в вакууме. Глинистые частицы оседают на субстрат, сохраняя формы, которые они имели в суспензии. Для повышения контрастности и объемности изображения на микрофотографии используется метод металлического затенения.

Другие минералы. Электронный микроскоп особенно успешно используется в минералогии для изучения разновидностей *глин*, *асбестов* и других веществ, размер кристаллов которых редко достигает размеров частиц, рассматриваемых в оптический микроскоп. Однако многие более грубозернистые кристаллические материалы встречаются также в частичках и кристаллах микрометрового размера и меньше. Это, например, *доломит* (фото 34) из осадков, богатых этим карбонатным минералом и *монтмориллонитом*. Призматические и ромбоэдрические грани кристаллов *кварца* (фото 35) наблюдались в репликах, сделанных по трещинным поверхностям в новакулите — разновидности кремния из Арканзаса.

На фото 36 приведена структура, более типичная для новакулита, других кремней и тонкозернистых кремнистых пород. Здесь, за одним-двумя исключениями, поверхности, разделяющие полиэдры, по-видимому, не являются гранями кристаллов, а представляют собой просто плоскости, по которым соприкасались смежные кристаллы, возможно во время роста из геля. Другие типы кремней характеризуются трещиноватой поверхностью, обладающей губчатой структурой.

Методом электронно-микроскопических реплик изучаются спайность и трещиноватость в минералах и тонкозернистых породах, например типа кремней. На фото 37 дана картина, полученная при изучении пьезоэлектрических свойств *кварца*. Детали, которые нельзя увидеть никаким другим способом, выявлены травлением поверхности плавиковой кислотой перед снятием реплики. Фото 38 иллюстрирует великолепную спайность синтетического *сильвина* KCl. Здесь спайность по кубу отчетливо контрастирует с нетипично изогнутыми поверхностями.

Кристаллические грани, которые для невооруженного глаза выглядят гладкими, под электронным микроскопом показывают ряд особенностей. Таков, например, чистый кристалл исландского шпата (*кальцита*), показанный на фото 39.

Геологическое значение имеет также исследование органических материалов, таких как микрофоссилии. На фото 40 изображены диатомеи из отложений озерных илов. Диатомеи являются кремнистыми по своей природе, тогда как кокколиты (фото 41) представляют собой крошечные известковистые тела, образованные морскими организмами, известными под названием кокколитофоры. Они очень распространены в современном фитопланктоне и также встречаются в обилии в морских осадках по всему земному шару вплоть до мезозоя. Поскольку они закономерно эволюционировали во времени, то представляют собой наилучшие из известных руководящих окаменелостей для корреляции геологических пластов на больших расстояниях. В противоположность кокколитофорам и диатомеям, некоторые организмы используют различные минеральные вещества; таковы, например, оболочки протозоа, показанные на фото 42.

Приведенные фотографии дают, конечно, неполную картину геологически важных материалов, эффективно изученных с помощью электронного микроскопа. За 30 лет, прошедших с момента, когда его линзы впервые были сфокусированы на образцах глин и диатомитов, этот замечательный прибор занял свое равноправное место среди многих других инструментов геологической науки. Электронный микроскоп применяется наиболее эффективно в области 0,01—10 мкм и, таким образом, перекидывает мостик между областью исследований рентгеновской кристаллографии и областью исследований оптической микроскопии. В комбинации с электронным микрозондовым анализом и методом дифракции электронов (см. *Электронно-зондовый микроанализ*) электронная микроскопия поставляет необходимые морфологические данные в добавление к структурной и химической информации, полученной другими методами.

Т. БЕЙТС

См. также: *Глины, минералы глин; Кристаллография морфологическая; Оптическая минералогия; Электронная микроскопия (сканирующая); Электронно-зондовый микроанализ.*

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andersen C. A., ed.* Microprobe analysis. New York, Wiley/Interscience, 1973, 571 p.

2. *Bates T. F.* The electron microscope applied to geological research. — New York Acad. Sci. Trans., 1949, ser. II, 11, p. 100—108.

3. *Birks L. S.* Electron probe microanalysis, 2nd ed. New York, Wiley/Interscience, 1971, 190 p.
4. *Comer J. J.* The electron microscope in the study of minerals and ceramics. — Am. Soc. Testing Materials. Spec. Tech. Publ., 1959, 257, 94—120.
5. *Dwornik E. J.* Use of the scanning electron microscope in geological studies. — U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 550-D, 1966, D209—D213.
6. *Dwornik E. J., Ross M.* Application of electron microscope to mineralogical studies. — Am. Mineralogist, 1955, 40, p. 261—274.
7. *Fahn R.* Application of the electron microscope for the investigation of rocks and minerals. — Tonind Ztg. Keram. Rundsch., 1956, 80, p. 171—180.
8. *Glauert A. M., ed* Practical methods in electron microscopy. Amsterdam and London, North Holland, vols. 1 and 2, 1972.
9. *Goldstein J. I. e. a.* Practical scanning electron microscopy. New York, Plenum, 1975. 582 p.
10. *Heinrich K. F. J, ed.* Quantative electron probe microanalysis. Washington, D. C.: NBS Special Publ. 298, 1968. 299 p.
11. *Jenkins R.* An Introduction to X-ray spectrometry. London, Heyden, 1974. 163 p.
12. *Kay D. H., ed.* Techniques for electron microscopy, 2nd ed., Philadelphia, Davis, 1965.
13. *McKee T. R., Brown J. L.* Preparation of specimens for electron microscope examination, p. 808—846. — In J. B. Dixon and S. B. Week, Minerals in soil environments. Madison, Wisconsin, Soil Science Society of America, 1977.
14. *Proceedings* of the Annual Meetings of Microbeam Analysis Society (former electron Microprobe Society of America, 5-ring bound volumes).
15. *Proceedings* of Annual IITRI SEM meetings (8 bound volumes)
16. *Proceedings* of Annual Electron Microscope Society of America meetings.
17. *Siegel B. M.* Modern developments in electron microscopy. New York, Academic Press, 1964.
18. *Thomas G.* Transmission electron microscopy of metals. New York, Wiley, 1962, 299 p.
19. *Wells O. C.* Scanning electron microscopy. New York, McGraw-Hill, 1974. 421 p.
20. *Wenk H. R., ed.* Electron microscopy in mineralogy. New York, Springer-Verlag, 1976. 564 p.
21. *Woldseth R.* X-ray energy spectrometry. Burlington, Calif., Kevex Corp., 1973. 150 p.
22. *Zworykin V. K. e. a.* Electron optics and electron microscope. New York, Wiley, 1948. 766 p.

ЭЛЕКТРОННАЯ МИКРОСКОПИЯ (СКАНИРУЮЩАЯ) И ПОВЕРХНОСТНЫЕ СТРУКТУРЫ КЛАСТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

СКАНИРУЮЩИЙ ЭЛЕКТРОННЫЙ МИКРОСКОП

В 1938 г. был изготовлен (М. фон Арденне, Германия) первый экспериментальный сканирующий электронный микроскоп (СЭМ). В 1942 г. (В. Зворыкин, США), был выпущен улучшенный образец с разрешающей способностью около 500 Å, но лишь к 1965 г. появился первый коммерческий прибор, созданный в Кембридже на основе работ Оатли (Oatley).

Техника. Подобно просвечивающему электронному микроскопу (ПЭМ), сканирующий электронный микроскоп использует в условиях глубокого вакуума электронную пушку с горячим катодом из вольфрамовой проволоки и серию электромагнитных линз для бомбардировки образца узким пучком электронов. Ускоряющее напряжение находится в пределах 1—30 кВ.

Когда электронный пучок начинает сканировать (т. е. перемещаться от точки к точке) и бомбардировать поверхность объекта первичными электронами (по принципу телевизионного растра, только более медленно), то при этом происходит: отражение первичных электронов (рассеянные электроны), низкоэнергетическая электронная эмиссия (вторичные электроны), катодолюминесценция (как видимый свет различных длин волн), рентгеновское тормозящее излучение, электронное просвечивание (если образец достаточно тонкий) и радиационное разрушение.

Вторичная электронная эмиссия используется для получения изображения в СЭМ путем обследования вариаций по поверхности объекта. В свою очередь детекторы обобщают эти данные и представляют на экране катодно-лучевой трубки с помощью другого синхронно сканирующего растра [2, 5, 10].

Область применения. С развитием СЭМ открылась целая новая область микроскопии, где в широком интервале увеличений (например, от 20 до 100 000) могут изучаться особенности поверхности как органических, так и неорганических материалов, причем без разрушения образца. Здесь не требуется изготовления реплик или шлифов, как при использовании ПЭМ, также нет ограничений по глубине фокусного расстояния или верхнего предела увеличения, как в оптических микроскопах.

В минералогии, почти без исключений, косвенные исследования реплик проводятся на ПЭМ, тогда как прямое изучение первичного материала осуществляют на СЭМ.

Возможность исследовать целые образцы необходимого материала в исключительно широком интервале увеличений, без ограничений по глубине фокусировки и без осложнений при получении реплик — все это ведет к более усиливающемуся использованию сканирующей электронной микроскопии.

В таблице дано сравнение важнейших особенностей различных микроскопов.

Приготовление образца. Поверхность образца очищается химически, главным образом путем кипячения в концентрированной соляной кислоте, или растворе хлорида олова для удаления железных оксидов, или в растворе бихромата калия и перманганата калия в концентрированной серной кислоте для удаления органических частичек и пленок. Для избежания поверхностных разрушений не рекомендуется ультразвуковая очистка.

Образцы закрепляются в металлической оправе и помещаются затем на небольшой вращающийся столик в вакуумный испаритель. Здесь на поверхность образца электрическим путем напыляется тончайшая пленка золота, платины-палладия или углерода (время напыления примерно 20 мин). Наилучшие результаты дает покрытие золотом.

СТРУКТУРА И ОСОБЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕРЕН КЛАСТИЧЕСКИХ МИНЕРАЛОВ

Все ранние работы, описывающие поверхностные структуры и особенности зерен кварцевых песков и их зависимость от различий окружающей обстановки и условий диагенеза, были выполнены с использованием ПЭМ. В последующем широко применялся СЭМ для изучения структуры поверхности минеральных зерен с целью:

1) установления условий накопления современных осадков;
2) определения источника и происхождения осадков;
3) изучения различных стадий диагенеза, природы и условий нарастания кремнезема на кварцевых зернах;
4) определения происхождения «пустынного загара» на поверхности зерен минералов.

Было изучено небольшое число обломков пород, уже не для установления условий образования осадков, а для дальнейшего понимания процесса диагенеза. Также

ТАБЛИЦА 1

Характеристики оптического (ОМ), просвечивающего электронного (ПЭМ) и сканирующего электронного (СЭМ) микроскопов [10]

Характеристика	ОМ	ПЭМ	СЭМ
Система линз	В основном стеклянные линзы	Электромагнитные линзы	Электромагнитные линзы
Изображение	На сетчатке глаза или на обзорном экране	На флюоресцентном обзорном экране	На экране дисплея или на катодно-люминесцентной трубке
Энергия	Белый или монохроматический свет	Ускоренные электроны, 50—1000 кВ	Ускоренные электроны, 5—25 кВ
Длина волны, Å	4000—7000	В общем меньше 1	Менее 1
Разрешение, Å	Ниже 2000	7—50	Ниже 250
Глубина фокусировки	Очень маленькая при больших увеличениях	Хорошая при любых увеличениях	Исключительно хорошая при любых увеличениях
Увеличение	До 2500	600—250 000	45—100 000
Требования к образцам	Стандартные или неправильные шлифы, полированные или с грубой поверхностью. Толщина должна быть выдержанна	Очень важна толщина: 6 мкм или меньше; в диаметре несколько миллиметров. Для реплик используются очень тонкие пленки, главным образом углерода для равных поверхностей	Толщина не является критической, размер меньше примерно 2,5 мм. Поверхность может быть неровной; может быть вакуумное покрытие золотом или платиной

СЭМ используется для изучения структур поверхности зерен тяжелых минералов (акцессориев).

С помощью СЭМ были исследованы различные минералы, однако именно различные особенности морфологии поверхности кластических зерен *кварца* привлекли несомненный интерес и вызвали дальнейшие исследования.

По заключению большинства авторов, структуры поверхности зерен могут использоваться для установления условий осаждения песков. Каждая обстановка осадконакопления, по-видимому, характеризуется своим типом процесса и его энергетическим уровнем, которые не только специфичны для каждого конкретного комплекса обстановок, но и обусловливают появление характерных, диагностических особенностей, в том числе и структур. Эти особенности могут быть механическими или химическими.

Механические особенности

1. V-образные углубления.
2. Прямые или изогнутые желобки.
3. Конхоидальные трещинные узоры.
4. Накладывающиеся друг на друга трещины.
5. Перевернутые пластинки («тарелочки»).
6. Гладкие спайные поверхности.
7. Углубления округлой формы.
8. Пологие дуги.
9. Изгибающиеся валики.

Диагенетические особенности и следы выщелачивания

10. Растворение и (или) осаждение.
11. Ориентированные V-формы.
12. Гладкие поверхности осаждения.
13. Рост кристаллов.
14. Разрывы поверхности.

Все эти особенности характеризуются ниже.

1. Механические V-образные углубления являются наиболее верным указанием на высокоактивные условия морских прибрежных зон. Обычно они лучше всего видны при увеличениях 3000—5000 (фото 43), хотя иногда могут наблюдаться уже при увеличении 1000. Углубления имеют треугольную форму и рассеяны случайным образом по поверхности зерен. Размер углублений варьирует от 0,2 до 3 мкм; наиболее обычен размер 0,5 мкм. Присутствие таких углублений на зернах *кварца* с морских побережий дает основание считать их результатом соударений зерен в турбулентных завихрениях воды. Точный механизм этого явления, однако, еще не раскрыт, хотя большое значение имеет спайность *кварца* [7].

2. Прямые или изогнутые желобки лучше всего видны при увеличениях между 1000 и 2000 (фото 44) и распределены беспорядочно по поверхности зерен. Размер их варьирует от нескольких микрометров до 15 мкм в длину и до 0,4 мкм в ширину при глубине 0,5 мкм [2]. Как установлено, они ассоциируют с V-образными углублениями и рассматриваются как имеющие то же происхождение (зерна с морского побережья).

3. Конхоидальные трещинные узоры имеют обычно малый размер (несколько микрометров) на зернах песков дюн и морских побережий и более крупный (десятки микрометров) на зернах из ледниковых отложений (см. табл. 29—42 в работе [2]). Они сложены изогнутыми неправильными понижениями или выпуклыми поднятиями, постепенно переходящими в типичном случае в возвышения, подобные раковинам.

4. Накладывающиеся друг на друга трещины наблюдаются вместе с крупными (до 100 мкм) узорами предыдущего типа на зернах пород ледниковых отложений.

5. Механические перевернутые «тарелочки» наблюдаются [2] на зернах любого размера в породах большинства природных обстановок и в некоторых экспериментах. Они сложены серией параллельных пластинок, прекрасно ориентированных в одном направлении и разделенных понижениями. Перевернутые «тарелочки» кремнезема (как результат осаждения) наблюдаются иногда на зернах продуктов выветривания, а также эоловых и диагенетических образований. В песках тропических пустынь эти «тарелочки» часто перекрыты кремнеземом, осадившимся в понижениях между ними [2].

6. Гладкие спайные поверхности наиболее часто наблюдаются на мельчайших кварцевых зернах (менее 200 мкм) и характерны главным образом для материалов процессов выветривания и ледниковых отложений.

7. Углубления округлой формы присутствуют на зернах песчаников жарких и холодных эолово-пустынных отложений, являющихся, очевидно, продуктами сильной абразии [2, табл. 85—86]. На поверхности округлых углублений (в зернах пород жарких пустынь) наблюдаются следы растворения—осаждения кремнезема, в то

время как для условий холодных пустынь характерны гладкие поверхности таких углублений.

8 и 9. Пологие дуги и изгибающиеся валики описаны как механические особенности поверхности зерен пород эолового происхождения. Изгибающиеся валики образуются при пересечении двух и более округлых углублений или конхоидальных узоров, которые возникли в условиях сильных ветров при соударениях зерен.

10. Результаты действия процессов растворения и (или) осаждения (химическое выщелачивание) наблюдаются на зернах пород самых различных условий образования. Химическое выщелачивание может давать ямки различных форм и размеров (фото 45). Осаждение вторичного кремнезема вызывает развитие своеобразных «узоров вращения» [2], т. е. зерна приобретают округлую форму в результате процессов растворения и осаждения.

11. Ориентированные V-формы выщелачивания отличаются от механических V-образных углублений своей предпочтительной ориентировкой [2, табл. 99—102]. Как предполагают, они образуются при выщелачивании в морской воде, причем подобные же структуры были получены при искусственном выщелачивании с помощью плавиковой кислоты и щелочи. Размер их варьирует от менее 1 до 1600 мкм [2].

12. Гладкие поверхности осаждения обнаружены на зернах из диагенетических образований. Очень тонкий осадок кремнезема различного происхождения развивается в виде пленок в небольших впадинах на зернах или может обволакивать все зерно [2].

13. Рост кристаллов *кварца*, обнаруживающийся по присутствию отчетливых кристаллических граней, характерен для «раннедиагенетических» условий. Кварц присутствует в небольших углублениях на поверхности зерен, оптически может быть не связан с минералом-хозяином.

14. Разрывы поверхности зерен были найдены в отложениях пустынь [2], и они приурочены только к мелким зернам. Разрывы эти, изогнутой, круговой или полигональной формы, видны только при сильном увеличении, обычно больше 1000. Они встречаются в понижениях поверхности и рассматриваются как результат замерзания росы.

Ряд описанных выше особенностей многие исследователи объясняют спецификой условий (обстановок) осадконакопления. По результатам современных работ сделано заключение, что достоверный вывод об условиях отложения осадков может быть получен только при статистической обработке большого числа наблюдений.

С. УОРНИ. Ч. ЛИ

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Barbaroux L. e. a.* Examen du microscope électronique á balayage de grains de sable de diverses origines. Essai de topologie, signification environmentale. B-R-G-M Bull., 1972, 4, p. 3—31.

2. *Krinsley D. H., Margolis S. V.* Quartz sand grain surface textures. — In. R. E. Carver, ed. Procedures in Sedimentary Petrology. New York, John Wiley and Sons, 1971.

3. *Krinsley D. H., Doornkamp J.* Atlas of quartz sand surface textures. New York, Cambridge University Press, 1973. 91 p.

4. *Krinsley D. H., Biscaye P. E., Turekian K. K.* Argentine basin sediment sources as indicated by quartz surface textures. — J. Sed. Petrology, 1973, 43, p. 251—257.

5. *Long J. V. P.* Electron probe microanalysis. — In J. Zussman, ed. Phisical Methods in Determinative Mineralogy. London, Academic Press, 1967. 514 p.

6. *Ly C. K.* Grain surface features in environmental determination of Late Quarternary deposits of New South Wales. — J. Sed. Petrology, 1978, 48, p. 1219—1226.

7. *Margolis S. W., Krinsley D. H.* Processes of formation and environmental occurence of microfeatures of detrital quartz grains. — Am. J. Sci., 1974, 274, p. 449—464.

8. *Setlow L. W., Karpovich R. P.* «Glacial» microtextures on quartz and heavy mineral sand grains from the littoral environment. — J. Sed. Petrology, 1972, 42, p. 864—875.

9. *Whalley W. B., Krinsley D. H.* A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. — Sedimentology, 1974, 21, p. 87—105.

10. *Willard R. J.* Scanning electron microscope. — Geotimes, 1968, 13, p. 16—18.

ЭЛЕКТРОННО-ЗОНДОВЫЙ МИКРОАНАЛИЗ

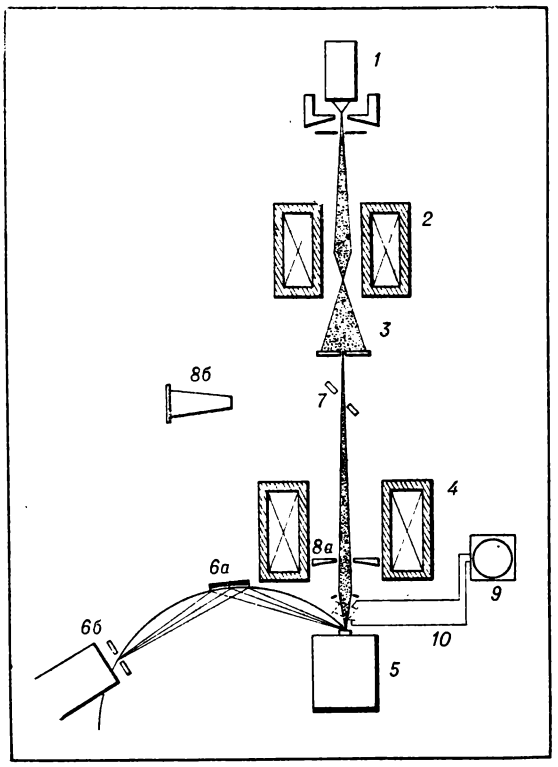
Электронно-зондовым микроанализом может быть выполнено количественное и качественное изучение твердого образца без его разрушения объемом всего несколько кубических микрометров либо отдельных зерен и их небольших участков в тонких прозрачных или полированных шлифах. Необходимая масса препарата может быть порядка 10^{-11} г, и предел чувствительности для большинства элементов колеблется от 50 млн$^{-1}$ до 0,1 % в зависимости от содержания самого элемента и от других элементов, присутствующих в том же минерале. Однако электронно-зондовый микроанализ наиболее подходит для определения относительно высоких концентраций элементов (более 0,1 %) в малых образцах, особенно в тесно перемешанных полифазных системах.

Введение электронного микроанализатора в минералогию, петрологию, метеоритику и т. д. революционизировало науку. Воздействие этого введения на науки о Земле может быть сравнимо только со значением появления поляризационного микроскопа (петрографического микроскопа, см. *Поляризация* и *Поляризационный микроскоп*) в петрографической науке более 125 лет тому назад [14, 15]. В настоящее время все основные геологические службы, государственные и промышленные лаборатории интенсивно используют электронные микроанализаторы в обучении и исследованиях. Важность этого прибора подчеркивается сотнями публикаций в год, посвященных его применению для решения ряда проблем наук о Земле, а также длинным списком новых минералов, открытых и описанных с помощью этого метода (свыше 500 на февраль 1981 г.)

ТЕХНИКА

Первый электронный микроанализатор был создан Кастеном (1951), хотя в Америке в 1947 г. Хильеру был выдан патент (№ 2418029) на разработку, основывающуюся на сходных идеях. На рисунке показаны схематически основные узлы современного коммерческого прибора, хотя его оформление может широко варьировать. Принцип работы заключается в том, что каждый элемент в образце испускает характеристическое рентгеновское излучение при бомбардировке электронами высоких энергий. Спектр этого излучения позволяет идентифицировать любой отдельный элемент. Интенсивность аналитической линии характеристического спектра для элемента в неизвестном минерале может быть использована для вычисления концентрации элемента в этом образце, если сравнивать ее с интенсивностью той же линии в спектре, полученном в тех же условиях возбуждения для стандарта известного состава.

Прибор работает в условиях вакуума и представляет собой в принципе рентгеновскую трубку с образцом в ка-



Электронно-зондовый рентгеновский микроанализатор.

1 — электронная пушка; *2* — электромагнитные линзы («конденсор»); *3* — электронный пучок (точками); *4* — электромагнитные линзы («объектив»); *5* — предметный столик с плоскополированным образцом сверху; *6* — рентгеновские спектрометры (обычно от 2 до 4; *а* — изогнутый кристалл-анализатор, *б* — рентгеновский детектор); *7* — зеркало с отверстием, стоящее под углом 45° к оси пучка; *8* — оптическая система наблюдения (*а* — отражающий объектив с центральной аппертурой, *б* — окуляр и осветитель образца); *9* — осциллоскоп (работает синхронно с электронным пучком); *10* — усилитель перемещений и отклоняющие пластины. Не показаны электронное устройство для пушки, электромагнитные линзы и рентгеновские детекторы. Вся система, кроме окуляра и осветителя образца, находится под вакуумом 10^{-5} мм рт. ст.

честве мишени, сходную с некоторыми приборами, использовавшимися Хевеши и другими исследователями на заре рентгеновской эмиссионной спектроскопии. Однако в электронном микроанализаторе пучок может быть сфокусирован в пятно размером примерно 0,1 мкм, высокое напряжение пучка хорошо стабилизировано, и применяется более или менее сложный предметный столик и система световой оптики, так что интересующая площадь образца может быть подведена под электронный пучок и наблюдаться во время анализа. Более того, большинство коммерческих приборов имеет по два фокусирующих криволинейных кристалла-анализатора и более в масс-спектрометре, с брэгговскими углами θ, покрывающими область 10—75°. Путем использования различных кристаллов (например, *кварц*, LiF, ADP, KAP и др.) могут быть охвачены волны длиной 0,5—100 Å. Рентгеновские детекторы обычно снабжены пропорциональными счетчиками в комбинации с соответствующими измерителями интенсивности, анализаторами импульсов и т. д., подобными используемым в рентгеновском флюоресцентном анализе [3, 5, 14, 15, 16, 17, 21, 30].

АНАЛИЗ

Образец представляет собой обычно металлографическую полировку или полированный петрографический шлиф (без покровного стекла). Для точных количественных исследований существенно, чтобы поверхность образца была гладкой, полированной и чистой. Отдельные зерна помещаются в металл или клей, затем разрезаются и полируются. Электрически не проводящие образцы должны быть покрыты тонкой пленкой напыленного в вакууме металла (около 50 Å) или углерода (около 200 Å), чтобы избежать образования заряда на образце, способного отклонить электронный пучок.

Качественный анализ образца на элементы между ураном ($Z = 92$) и бором ($Z = 5$) может быть выполнен в течение 30—60 мин путем автоматического сканирования масс-спектрометра по соответствующим длинам волн и записи показаний прибора. При этом способе чувствительность составляет 0,1—1 вес. % в зависимости от эффективного напряжения (избыточное тепло должно отводиться), определяемого элемента, основной массы и т. д. Записанные спектры также позволяют провести полуколичественную оценку содержаний присутствующих элементов, даже в сложных образцах, если только известны интенсивности линий для группы чистых элементов в тех же условиях анализа.

В настоящее время для успешного качественного и количественного спектрального анализа вместе с электронным зондом используются энергодисперсионные спектрометры, состоящие из охлаждаемого жидким азотом, насыщенного литием кремниевого твердофазного детектора, многоканального анализатора импульсов и прочего электронного оборудования [10, 20, 22, 23, 25, 29]. Разрешение по энергиям самых высококачественных детекторов лучше 150 эВ и позволяет анализировать рентгеновские спектры на основе характеристических энергий рентгеновских лучей. Преимуществом спектрометра со схемой энергетического разложения над спектрометром со схемой разложения по длинам волн заключается в том, что на первом из них качественный и количественный анализ может быть выполнен за несколько минут.

Основа количественного анализа состоит в том, что в первом приближении интенсивность характеристического излучения возбужденных электронов пропорциональна концентрации элемента в весовых процентах. Это соотношение может быть выражено следующим образом [6]:

$$C_A = \frac{I_A}{I_{(A)}} \cdot 100,$$

где C_A — концентрация элемента A в процентах в образце; I_A — истинная интенсивность характеристической линии определяемого элемента A в изучаемом образце; $I_{(A)}$ — истинная интенсивность той же линии, генерированной в тех же условиях в эталоне известного состава.

Наблюдаемое изучение, однако, будет ослаблено поглощением или усилено вторичной флюоресценцией; в общем случае оно неодинаково в образце и в стандарте. Эти различия, так же как и различия в обратном рассеянии и замедлении электронов, должны быть учтены. Обычно вводят поправки в измеренные интенсивности.

Многие минералы состоят из относительно легких элементов (например, с $Z < 26$), поэтому при употреблении эталонов из чистых элементов поправки будут значительны. Чтобы уменьшить эти поправки и отсюда уменьшить некоторую неопределенность корректировки аналитических данных, в минералогических исследованиях почти исключительно используют минеральные эталоны, близкие по составу к анализируемым минералам. Исходные данные по рентгеновским интенсивностям могут быть затем скорректированы.

В анализе минералов стал применяться метод [4], использующий эмпирические поправки, полученные по чистым окислам или простым минералам; он представляет собой удобную и простую процедуру, требующую только настольного компьютера для вычисления данных. В тех же случаях, когда используются калибровочные кривые, поправками можно пренебречь, за исключением поправок на нестабильность зонда. Однако для этого требуется серия эталонов различного состава, и метод хорошо приложим только к простым системам, где варьирует содержание двух элементов (они замещают, например, друг друга): *оливины* Mg_2SiO_4—Fe_2SiO_4; *ортопироксены* $MgSiO_3$—$FeSiO_3$; *плагиоклазы* $NaAlSi_3O_8$—$CaAl_2Si_2O_8$ [11].

СКАНИРОВАНИЕ

Большинство коммерческих электронных микроанализаторов имеет устройство сканирования, что позволяет проводить качественную и полуколичественную оценку распределения элемента в данном сечении [8, 28]. Острофокусированный электронный пучок сканирует по образцу обычно на площади от единиц до нескольких сотен квадратных микрометров. Сканирование синхронно с излучением катода на одном или нескольких осциллоскопах, интенсивности по которым модулируются на выходе рентгеновского детектора, измерителя напряжения или счетчика обратнорассеянных или вторичных электронов. Таким образом, световое пятно может быть получено на осциллоскопе, только когда электронный пучок возбуждает спектральную линию того элемента, на который настроен спектрометр. В этом случае картина распределения элемента на экране осциллоскопа может быть сфотографирована с увеличением не более 20 000 и разрешением не более 1 мкм.

Подобным же образом может быть получено изображение в обратнорассеянных электронах, вторичных электронах или измерено напряжение в образце, дающее информацию о вариациях среднего атомного числа и о «топографии» образца. Разрешение здесь лучше, чем для рентгеновского излучения, и возможно использование увеличения 100 000 для вторичных электронов. На фото 47 показаны результаты применения метода сканирующего пучка.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ

В последние несколько лет электронный микроанализ применялся для решения широкого круга проблем, преимущественно в металлургии и минералогии [14, 15]. Техника микроанализа использовалась успешно также в медицине и биологии [2], для изучения пигментов, керамики, метеоритов, лунных пород и многих других природных и искусственных материалов. Везде, где требуется неразрушающий количественный поэлементный анализ образцов очень малого размера, там рентгеновский электронный микроанализатор является непревзойденным по эффективности, точности и быстроте определения. Следует также отметить, что электронный микроанализатор может использоваться и для определения валового состава гетерогенных материалов, например горных пород, путем применения широкого электронного пучка (примерно 100—200 мкм) или при анализе препаратов, приготовленных из пород [14, 15].

Значительная часть современных работ по электронно-зондовому микроанализу (кроме области его применения) посвящена: углублению теоретического понимания взаимодействия электронов и рентгеновских лучей с веществом и, следовательно, улучшению процедуры внесения поправок; приготовлению однородных стандартов хорошо известного состава из минералов и сплавов; автоматизации анализа, включая введение поправок в исходные данные с использованием компьютера высокой скорости; приложению новой техники, такой как энергодисперсионные спектрометры, к количественному анализу. Большинство электронных микроанализаторов снабжены теперь автоматикой и компьютерами, что позволяет автоматически устанавливать сканирующее устройство и в некоторых случаях — объектный столик в требуемое положение по заранее разработанной программе. Такая автоматизация электронного микроанализатора не только обеспечивает значительное повышение скорости анализа, но, что более важно, дает возможность определять все необходимые элементы в одной пробе в течение нескольких минут. Таким образом, в течение всего нескольких минут возможен полный анализ образца на все элементы. Проведение анализа в одной пробе исключает аналитическую ошибку, связанную с необходимостью фокусирования заново и перемещения пучка электронов в случае измерения содержания многих элементов, особенно в минералах переменного состава.

В последние годы разработана принципиально сходная методика, так называемый ионно-зондовый микроанализ, который обещает стать интересным аналитическим инструментом большой перспективности в минералогических исследованиях. В приборе используется фокусированный пучок первичных ионов, который выбивает вторичные ионы из неизвестного минерала в полированном шлифе; вторичные ионы затем анализируются в масс-спектрометре. Таким образом, возможны изотопный анализ и определение рассеянных элементов в материале очень малого размера [3].

К. КЕЙЛ, К. ФРЕДРИКССОН

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Andersen C. A.* The quality of X-ray microanalysis in the ultra-soft X-ray region. — Brit. J. Appl. Phys., 1967, 18, p. 1033—1043.
2. *Andersen C. A.* An introduction to the electron probe microanalyzer and its application in biochemistry. — In D. Glick ed. Methods of Biochem. Anal., 1967, 15, p. 147—270.
3. *Andersen C. A., ed.* Microprobe analysis. New York, Wiley, 1973. 571 p.
4. *Bence A. E., Albee A. L.* Empirical correction factors for the electron microanalysis of silicates and oxides. — J. Geol., 1968, 76, p. 382—403.
5. *Birks L. S.* Electron Probe Microanalysis, 2nd ed. New York, Wiley/Interscience, 1971. 190 p.
6. *Castaing R.* Application des sondes électronique á une methode l'analyse ponctuelle chimique et cristallographique. Thesis, University of Paris, 1951.
7. *Castaing R.* Electron probe microanalysis. — Adv. Electron Phys., 1960, 13, p. 317—386.
8. *Duncumb P.* The X-ray scanning microanalyser. — Brit. J. Appl. Phys., 1959, 10, p. 420—427.
9. *Duncumb P., Shield P. K.* Effects of critical excitation potential on the absoption correction in X-ray microanalysis. — Proc. Symp. Electron Microprobe (Washington, D. C., 1964), T. D. McKinley, K. F. J. Heinrich and Wittry, eds. New York. Wiley, 1966, 284, p. 284—295.
10. *Fitzgerald R., Keil K., Heinrich K. F. J.* Solid-state energy dispersion spectrometer for electron microprobe X-ray analysis. — Science, 1968, 159, p. 529—530.
11. *Fredriksson K.* Standards and correction procedures for microprobe analysis of minerals. — In IV^e Congrès International sur l'optique des Rayons X et la Microanalysis, Orsay, September, 1965. Paris, Hermann, 1965, p. 305—309.
12. *Heinrich K. F. J.* Quantitative electron probe microanalysis Natl. Bur. stand. Spec. Publ. 298. Washington D. C., U. S. Government Printing Office, 1967. 299 p.

13. *Henoc M. J., Maurice F., Kirianenko A.* Microanalyseur á sonde electronique: Etude de la correction de fluorescence due au spectre continu. Rapport de Comiss. á l'energie, CEA-R 2421, 1964.
14. *Keil K.* The electron microprobe X-ray analyser and its application in mineralogy. — Fortschr. Mineral., 1967, 44, p. 4—66.
15. *Keil K.* Applications of the electron microprobe in geology. — In Andersen, 1973, p. 189—239.
16. *Malissa H.* Elektronenstrahl-Microanalyse. Wien, Springer-Verlag, 1966. 154 p.
17. *Obst K. H., Münchberg W., Malissa H.* Electronenstrahl-Mikroanalyse (ESMA) zur Untersuchung basischer feuerfester Stoffe. Wien, Springer-Verlag, 1972. 125 p.
18. *Philibert J.* A. method for calculating the absorbtion correction in electron probe microanalysis. Proc. 3rd Internat. Symp. X-ray Optics X-ray Microanal. (Stanford, 1962). H. H. Pattee, V. E. Cosslett and A. Engstrom, eds. New York, Academic Press, 1963, p. 379—392.
19. *Reed S. J. B.* Characteristic fluorescence correction in electron-probe microanalysis. — Brit. J. Appl. Phys., 1965, 16, p. 913—926.
20. *Reed S. J. B.* Dead time correction for X-ray intensity measurement with a Si (Li) detector. — J. Phys. E. (Sci. Instrum), 1972, 5, p. 994—996.
21. *Reed S. J. B.* Electron microprobe analysis. Cambridge, Cambridge University Press, 1975. 400 p.
22. *Reed S. J. B., Ware N. G.* Quantitative electron microprobe analysis using a lithium drifted silicon detector. — X-ray Spectrometry, 1973, 2, p. 69—74.
23. *Russ J. C., ed.* Energy dispersion X-ray analysis: X-ray and electron probe analysis. — ASTM Spec. Publ., 1971, 485, 285 p.
24. *Thomas P. M.* A method for correcting atomic number effects in electron probe microanalysis. — Atomic Energy Res. Establ., Harvwell Publ. No R4593, 1964.
25. *Ware N. G., Reed S. J. B.* Background corrections for quantitative electron microprobe analysis using a lithium drifted silicon X-ray detector. — J. Phys. E (Sci. Instrum.), 1973, 6, p. 286—288.
26. *White E. W., Gibbs G. V.* Structural and chemical effects on the SiKβX-ray line for silicates. — Am. Mineralogist, 1967, 52, p. 985—993.
27. *Wittry D. B.* Methods of quantitative electron probe analysis. Proc. 12th Annu. Conf. Appl. X-ray Anal. (Denver, 1963), vol. 7, W. M. Mueller, G. Mallett and M. Fay, eds., New York, Plenum Press, 1964, p. 395—418.
28. *Wittry D. B., Fitzgerald R.* Equipment for beam scanning and step scanning in electron probe analysis. — Adv. X-ray Anal., 1961, 5, p. 538—553.
29. *Woldseth R.* X-ray energy spectrometry. Burlingame, Calif., Kevex Corp., 1973.
30. *Zussman J., ed.* Physical methods in determinative mineralogy. New York, Academic Press, 1967. 514 p.

ЭНГИДРО, ЭНГИДРИТ, ИЛИ ВОДЯНОЙ КАМЕНЬ

Известные обычно под названием водяных камней или водяных агатов энгидриты, или энгидро, представляют собой заполненные водой жеоды или «желваки халцедона, содержащие воду, иногда в большом количестве» [Dana, 1920 г.]. Благодаря диффузии вода постепенно уходит, и полость частично или полностью заполняется *кварцем*, слои которого нарастают по направлению от стенок полости вовнутрь.

Хорошо известны примеры из Австралии (Бичуорт, штат Виктория), но лишь один образец, находящийся в Геологическом музее в Мельбурне, все еще содержит воду [Boutakoff N., Whitehead S., 1952 г.]. Другие находки описаны из округа Гределл (штат Северная Каролина, США) и Силвер-Сити (штат Айдахо, США), из Намаквaленда (ЮАР), из Вайхай-Голдмайн (Новая Зеландия).

Образцы различны по виду и форме; размер их 1—10 см, толщина стенок от 0,1 до 5 мм (фото 46). По цвету они обычно медово-желтые до коричневых. Пластинки халцедона располагаются параллельно ограничивающим поверхностям вмещающих пород. Халцедон волокнистый, вблизи контакта волокна расположены параллельно поверхности, но внутри жеоды волокна радиальные. Между пластинками халцедона часто имеются слойки глины.

Единственный анализ воды из энгидрита опубликован Фордом в 1872 г.; вода прозрачная, сильноминерализованная, содержит хлориды и сульфаты натрия, магния, кальция и растворенный кремнезем. Глина, по описанию Линдгрена, представлена *каолинитом* с *серицитом* или без него.

В штате Виктория (Австралия) выветрелые пегматитовые дайки прорывают ордовикские песчаники, с которыми связана брекчия разлома, при этом приконтактовая зона интенсивно выщелочена до глин и халцедона. Халцедон часто имеет ящичную текстуру или развит в виде чешуй, напоминающих «слюдяные книжки».

Энгидриты несомненно являются эпидиагенетическими образованиями; это не псевдоморфозы, а выполнение пустот между существовавшими ранее гранями *полевых шпатов*, *кальцита* и других минералов пегматитовых жил, в настоящее время уничтоженных в результате глубокого выветривания.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Минералы пегматитов; Псевдоморфизм.*
Черных В. Н., Семенов В. Б. Агат. Свердловск, Среднеуральск. кн. изд-во, 1982. 160 с.

ЭПИДОТА ГРУППА

Ортосиликаты, принадлежащие к группе *эпидота*, имеют общую формулу

$$A_2B_3\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH),$$

где A — Ca, Sr, Pb, Ce, V, B — Al, Fe, Mn, V.

Кристаллическая структура состоит из цепочек, ориентированных параллельно оси y и состоящих из катионов в октаэдрической координации. Эти цепочки связаны изолированными тетраэдрами SiO_4 и анионами Si_2O_7. В рассматриваемую группу входят следующие минералы.

Алланит (*ортит*) $(Ce, Ca, Y)_2\,(Al, Fe)_3\,(SiO_4)\cdot(Si_2O_7)\,O\,(OH)$
Клиноцоизит $Ca_2Al_3\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH)$
Эпидот $Ca_2\,(Al, Fe)_3\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH)$
Ханкокит $(Pb, Ca, Sr)_2\,(Al, Fe)_3\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH)$
Мухинит $Ca_2\,(Al_2V)\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH)$
Пьемонтит $Ca_2\,(Al, Mn, Fe)_3\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH)$
Цоизит $Ca_2Al_3\,(SiO_4)\,(Si_2O_7)\,O\,(OH)$

Цоизит относится к ромбической сингонии, Al в октаэдрической позиции незначительно замещается Fe^{3+}. В моноклинных *клиноцоизите* и *эпидоте* до одной трети октаэдрических позиций может быть заселено Fe^{3+}. В *пьемонтите* две трети Al может быть замещено Mn и Fe. *Алланит* (*ортит*) допускает двойное замещение Ca на трехвалентные редкоземельные элементы и, чтобы сохранялось электростатическое равновесие, Fe^{3+} на Fe^{2+}. В *мухините* одна треть Al замещена V, а в *ханкоките* присутствует Pb, замещающий Ca. Последние два минерала очень редки.

Алланит (*ортит*) встречается главным образом как акцессорный минерал в кислых и некоторых щелочных интрузивных породах и связанных с ними пегматитах.

Обычно он находится в *метамиктном состоянии*. *Пьемонтит* встречается в кристаллических сланцах, в некоторых месторождениях марганцевых руд и в качестве минерала поздней стадии в некоторых вулканических породах кислого и среднего состава. *Эпидот* является определяющим минералом в регионально-метаморфизованных породах фации зеленых сланцев, где встречается вместе с *альбитом* и *хлоритом*. Он является также обычным продуктом изменения *плагиоклаза* при рагрессивном метаморфизме основных магматических пород. При гидротермальной переработке *плагиоклаза* образуется ассоциация *альбита, цоизита, эпидота, клиноцоизита и кальцита* (соссюрит). *Цоизит* распространен в умеренно метаморфизованных глинисто-известковистых песчаниках.

К. ФРЕЙ

ЭПИТАКСИЯ

Ройер [Royer L., 1928 г.] ввел термин «эпитаксия» (от греч. epi — «на» и taxis — «расположение») для обозначения совместной ориентировки кристаллов разных видов, когда один кристалл ориентирован в зависимости от другого кристалла, на который он нарастает. Примером эпитактического срастания может служить галоид щелочного металла, нарастающий на плоскость спайности *слюд*. Это случай двумерного структурного контроля: октаэдрическая сетка (111) кристалла галоида почти совпадает по форме и размерам с пинакоидальной сеткой (001) слюдяного субстрата. Такое геометрическое условие является необходимым, но не достаточным.

Термин «эпитаксия» используется и применительно к трехмерному контролю, где более подходящим был бы термин «*синтаксия*»; так, Трилла и Лялёф [Trillat J. J., Laloeuf A., 1949 г.] утверждают, что образование искусственного снега с помощью иодида серебра происходит благодаря эпитаксии, так как у гексагональных AgI и льда элементарные ячейки имеют аналогичные параметры. Соответствующим прилагательным является «эпитактический» (от греч. основы) или «эпитаксический» (от франц.).

Дж. ДОННЕЙ

См. также: *Монотаксия; Синтаксия; Топотаксия.*

Франк-Каменецкий В. А. Природа структурных примесей в минералах. Л., Изд-во Ленингр. ун-та, 1964.

СЛОВАРЬ МИНЕРАЛОВ

Словарь содержит характеристику примерно 3000 минералов. Помимо минеральных видов даны названия групп минералов и изоморфных рядов, названия разновидностей и названия минералоидов. Названия пород исключены, несмотря на то, что многие из них оканчиваются на «ит» и тем самым выглядят как названия минералов.

Минеральные виды охарактеризованы химическим составом и кристаллографической структурой. Для них приведена по крайней мере одна ссылка на литературу, где можно найти более полную информацию. При этом преимущество отдавалось наиболее современным источникам. В целях сокращения объема используются очень краткие нестандартные сокращения названий журналов и книг. Завершается определение перечислением статей Энциклопедии, в которых упоминается данный минерал; таким образом, словарь является и указателем минералов для тома.

Более 500 наиболее распространенных минералов охарактеризованы в словаре подробнее; эти статьи подписаны авторами. Некоторые наиболее распространенные разновидности минералов, например халцедон, даны в виде самостоятельных описаний. Большинство групп минералов рассматривается в статьях основной части Энциклопедии, ссылки на них имеются в конце статей словаря.

Изоморфный ряд минералов образуется в тех случаях, когда два элемента или более могут замещать друг друга, давая непрерывный ряд минералов. По современной номенклатуре минеральными видами являются крайние члены каждого ряда, обычно определяющие и название ряда; при этом имеется тенденция отказываться от названий, данных ранее членам ряда с промежуточным составом. Однако в некоторых случаях, как, например, для изоморфного ряда *плагиоклазов*, оставлены традиционные названия минералов с промежуточным составом, все еще столь широко употребляющиеся как минералогами, так и неминералогами.

Помимо чисто химической информации формулы минералов, выраженные определенным образом, часто несут дополнительную минералогическую информацию. Так, в *каолините* на одну элементарную ячейку приходятся две формульные единицы, на что может указывать написание 2 $[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$.

Химическая формула может также нести информацию о структуре минерала. Структуры минералов, состоящие из бесконечных цепочек, листов или трехразмерных каркасов с общим отрицательным электростатическим зарядом анионов, содержат компенсирующие катионы, которые заселяют пустоты между структурными единицами или внутри их. В этих случаях элементы, входящие в состав структурной единицы, могут быть сгруппированы в последней части формулы. Так, формула *мусковита* может быть представлена в виде $KAl_2(OH)_2[Si_3AlO_{10}]$, показывающем, что треть ионов алюминия располагается в тетраэдрах листа и две трети — между листами. В случае *воксита* структурная формула $Fe_5^{2+}(H_2O)_4 \cdot [Al_4(OH)_4(H_2O)_4(PO_4)_4] \cdot 4H_2O$ показывает, что молекулы воды H_2O занимают в структуре три различные позиции, хотя формула могла бы быть представлена и в более простой форме. Таким образом, нет «единого способа» для написания формулы минералов.

Главными источниками названий минералов, использованных в настоящем словаре, явились выпуски 1971, 1975 и 1980 гг. «Словаря минеральных видов» (Glossary of Mineral Species) М. Флейшера. Данные о названиях минералов, введенных или отброшенных со времени публикации Словаря 1980 г., были собраны из «Добавлений и исправлений к Словарю минеральных видов» (Mineralogical Record, 12, p. 61—63) и из последующих выпусков Am. Min., Min. Abst., Can. Min., Min. Mag.

Разумеется, настоящий словарь не охватывает всех существующих названий минералов. М. Флейшер на вопрос, сколько всего минералов (Am. Min., *54*, 960), отвечал, что названий минералов существует «вероятно, 10 000—20 000».

В том случае, когда обнаруживается, что название минерала не относится к действительно существующему минеральному виду или относится к минералу, уже имеющему название, оно дискредитируется (см. *Наименование минералов*), хотя многие из таких названий продолжают жить в качестве синонимов, названий разновидностей или групп минералов. Названия минералов, не включенные в настоящий словарь, можно найти в Am. Min., *51*, 1247—1357, и в изданиях: Пэлач, Берман и Фрондел «Система минералогии Дэна», 7-е изд.; Флейшер «Словарь минеральных видов» (ежегодные дополнения в The Mineralogical Record); Хей «Химический указатель минералов»; Р. Эмбри, Дж. Фуллер «Ежегодник названий минералов» (Palache, Berman and Froudel, Dana's system of mineralogy, 7 ed.; Fleischer, Glossary of mineral species; Hey, Chemical index of minerals; Embrey, Fuller, A manuel of mineral names).

Как и в основной части тома, иерархия названия минерала указывается типом шрифта. Так, название зеленой разновидности микроклина, широко известной как амазонит, набрано прямым шрифтом, название вида — курсивом и название группы — курсивом. Дискредитированные (устаревшие) видовые названия также набраны прямым шрифтом.

СОКРАЩЕНИЯ НАЗВАНИЙ ЖУРНАЛОВ И КНИГ В СЛОВАРЕ

ДХЗ, *1*, *2*, *3*, *4*, *5*	Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Том 1, 2, 3, 4, 5
Дэна, *I/1*, *I/2*, *II/1*, *II/2*	Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач У., Берман Г., Фрондел К. Система минералогии. Том I, полутома 1 и 2, том II, полутома 1 и 2
ЗВМО	Записки Всесоюзного минералогического общества
Acta Geol. Sin.	Acta Geologica Sinica
AJS	American Journal of Science
Am. Min.	American Mineralogist
Ark. Min.	Arkiv för Mineralogi
Bull. Min.	Bulletin de Minèralogie (с 1978 г.)
Bull. Soc. fr.	Bulletin de la Société français de Minéralogie et de Cristallographie (по 1978 г.)
Can. Min.	Canadian Mineralogist
Chem. Geol.	Chemical Geology
Cont. Min. Pet.	Contribution to Mineralogy and Petrology

CR	Comptes rendus, Académie des Sciences (Paris)
Econ. Geol.	Economic Geology
GCA	Geochimica et Cosmochimica Acta
Geochim.	Geochimica (Chinese)
GSA Abst.	Geological Society of America; Abstracts with Programs
Hey	Hey, An Index of Mineral Species & Varieties Arranged Chemically, 2nd ed.
JGR	Journal of Geophysical Research
Min. Abst.	Mineralogical Abstracts
Min. Dep.	Mineralium Deposita
Min. Mag.	Mineralogical Magazine
Naturw.	Naturwissenschaften
N. J. Min. Mh.	Neues Jahrbuch Mineralogie, Monatsheft (Abhandlungen)
RRW	Roberts W. L., Rapp G. R., Weber J., 1974. Encyclopedia of Minerals. New York, Van Nostrand Reinhold. 693 p.
Tsch. Min. Pet.	Tschermak's Mineralogische und Petrographische Mitteilungen
USGS Bull.	U. S. Geological Survey Bulletin
Winchell, *II*	Winchell and Winchell, Elements of Optical Mineralogy, volume II
Z. Krist.	Zeitschrift für Kristallgraphie, Kristallgeometrie, Kristallphysik, Kristallchemie
M, *I*, *II/1*, *II/2*, *II/3*, *III/1*, *III/2*, *III/3*	Минералы. Справочник/Под ред. Ф. В. Чухровой и Э. М. Бонштедт-Куплетской. Том I, том II, выпуски 1, 2 и 3, том III, выпуски 1, 2 и 3.

А

АБЕЛСОНИТ — $C_{31}H_{32}N_4Ni$, трикл. Am. Min. *63*, 930; GSA Abst., *7*, 1221. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

АБЕРНАТИИТ (гр. *метаотенита*)—K (UO_2) $(AsO_4)\cdot 4H_2O$, тетр. Am. Min., *41*, 82; Min. Mag., *31*, 952; ЗВМО, *85*, 380.

АВАНТЮРИН, АВАНТЮРИНОВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ — существенно натриевый *плагиоклаз* красного цвета.

АВАРУИТ = *Никель-железо*. Min. Mag., *43*, 647; M, *1*, 24. См. также: *Минералы метеоритов.*

АВГИТ. Алюмосиликат кальция, натрия, магния, железа. Название дано Вернером в 1792 г. от греч. «блеск». Самый распространенный член группы *пироксенов.*

Состав. 8 [(Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)(Si, $Al)_2O_6$]; изменчивый.

Свойства. Мон., *C2/c.* Часто в пластинчатых и зернистых агрегатах, также в кристаллах, обычно сдвойникован. Тв. 5—6. Пл. 3,2—3,4. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет темно-зеленый до черного.

Распространение. *Авгит* очень распространенный породообразующий минерал, по составу промежуточный между *диопсидом* и *геденбергитом.* Находится главным образом в темноцветных магматических породах, богатых железом, магнием и кальцием, и ассоциирует с *ортоклазом, плагиоклазом, нефелином, оливином, роговой обманкой, магнетитом* и *лейцитом.*

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Клинопироксены; Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Ортопироксены; Пироксены; Породообразующие минералы; Скелетные кристаллы.*

Лит.: M, *III/2*, 283.

АВИЦЕННИТ — Tl_2O_3, куб. Am. Min., *44*, 1324; ЗВМО, *88*, 310.

АВОГАДРИТ. Фторид калия, цезия и бора. Название дано Замбонини в 1926 г. в честь Амедео Авогадро (1776—1856), профессора физики Туринского университета (Италия).

Состав. 4 [(K, Cs) BF_4]; содержание $CsBF_4$ может достигать 20 %.

Распространение. Встречается в виде фумарольных отложений на Везувии, в смеси с *сассолином* и другими солями.

Дж. ГИЛБЕРТ

АГАРДИТ — (Y, Ca) $Cu_6(AsO_4)_3(OH)_6\cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *55*, 1447; ЗВМО, *100*, 88.

АГАТ — разновидность халцедона. См. также: *Геммология; Минералогия почв; Россыпные месторождения; Скелетные кристаллы.*

АГВИЛАРИТ — Ag_4SeS, ромб. Am. Min., *35*, 377; M, *1*, 556.

АГРЕЛЛИТ — $NaCa_2Si_4O_{10}F$, трикл. Am. Min., *62*, 173; Can. Min., *14*, 120; M, *III/3*, 383.

АГРИНЬЕРИТ — (K_2, Ca, Sr) $U_3O_{10}\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *58*, 805; Min. Mag., *38*, 781; ЗМВО, *102*, 446.

АДАМИН. Гидроксиларсенат цинка из группы *тарбуттит—адамин.*

Название дано Фриделем в 1816 г. в честь французского минералога Г. Адама (1795—1881).

Состав. 4 [Zn_2AsO_4OH]; цинк частично замещается медью, кобальтом и закисным железом.

Свойства. Ромб., часто в виде корок. Тв. 3,5. Пл. 4,34—4,35. Цвет желтый, красный, зеленый, фиолетовый до бесцветного.

Распространение. Во Франции, Италии, Греции, Турции, Мексике, Чили. Как вторичный минерал в зоне окисления месторождений, богатых цинком и мышьяком. Ассоциирует со *смитсонитом, кальцитом, малахитом, азуритом, лимонитом, гемиморфитом* и *кварцем.*

Разновидности. Кобальтадамин и купроадамин.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

Лит.: Дэна, *II/2*, 280.

АДЕЛИТ — CaMg $(AsO_4)(OH)$, ромб. Дэна, *II/2*, 210; Can. Min., *18*, 191.

АДМОНТИТ — $Mg_2B_2O_5\cdot 15H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 205; Min. Mag., *43*, 1057.

АДУЛЯР. Бесцветная низкотемпературная полупрозрачная до прозрачной относительно чистая разновидность калиевого *полевого шпата* с характерным габитусом {110}. Название дано Пини в 1783 г. по горам Адула (Адуляр) в районе перевала Сен-Готард (Швейцария).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Геммология; Жильные минералы; Минералогия почв; Щелочные полевые шпаты.*

АЗОПРОИТ — (Mg, $Fe^{2+})_2(Fe^{3+}$, Ti, Mg) BO_5, ромб. Am. Min., 56, 630; ЗВМО, *100*, 85.

АЗУРИТ. Гидроксилкарбонат меди; название дано Бёданом в 1824 г. по цвету минерала.

Состав. 2 [$Cu_3(CO_3)_2(OH)_2$].

Свойства. Мон., $P2_1/a$. Кристаллы сложного габитуса и часто бесформенные, часто находится в радиально-сферических агрегатах. Тв. 3,5—4. Пл. 3,77. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Окрашен в интенсивный лазурно-синий цвет. Черта синяя.

Распространение. Находится в зонах окисления медно-рудных жил как гипергенный минерал, а также, но редко, как *аутигенный минерал.* Ассоциирует с *малахитом, куприто*м, *самородной медью,* оксидами железа и сульфидами железа и меди. Очень хорошие кристаллы встречаются в Цумебе (Намибия), Шесси (Франция), Бисби, (штат Аризона, США). Известен также в Корнуолле, Девоншире и Дербишире (Великобритания), в Порто-Кабелло (ЮАР), на месторождении Кобар (Новый Южный Уэльс, Австралия) и в

США на свинцовом руднике Перкайомен (штат Пенсильвания), в Оссининге (штат Нью-Йорк), вблизи Нью-Брансуика (штат Нью-Джерси) и в округе Калаверас (штат Калифорния).
Применение. Второстепенная руда меди; иногда используется как декоративный материал.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Аутигенные минералы; Железная шляпа; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Наименование минералов; Окраска минералов; Рудные минералы.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 315.

АЙКИНИТ — $PbCuBiS_3$, ромб. Am. Min., 61, 15; *M*, *I*, 429. См. также: *Рудная микроскопия.*

АЙОВАИТ — $Mg_4Fe^{3+}(OH)_8OCl \cdot 2 \div 4H_2O$, гекс. Am. Min., *54*, 296.

АКАГАНЕИТ — FeO (OH, Cl), тетр. Am. Min., 48, 711; Min. Mag., 33, 270; M, *II/3*, 510. См. также: *Магнитные минералы; Минералогия Луны; Минералогия почв.*

АКАНТИТ. Сульфид серебра из группы *аргентита*. Название дано Кеннготом в 1855 г. от греч. acanta — шип (по форме кристаллов). Состав: 4 [Ag_2S]; Ag 87,06, S 12,94 вес.%.
Свойства. Мон., $P2_1n$. Обычно в виде тонких призм, часто сдвойникован, псевдогекс. Пл. 7,2—7,3; режется ножом. Цвет железисто-черный. Часто смешивается с *аргентитом*. Если не все, то в большинстве случаев природные сульфиды серебра являются псевдоморфозами *акантита* по *аргентиту*.
Распространение. Яхимов (ЧССР), Аннаберг (Саксония, ГДР), Джорджтаун и Райс (штат Колорадо) и округ Ауихи (штат Айдахо, США).
Применение. Как руда серебра вместе с аргентитом.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Рудные минералы.*
Лит.: M, *I*, 174.

АКАТОРЕИТ — $Mn_9(Si, Al)_{10}O_{23}(OH)_9$, трикл. Am. Min., 56, 416; ЗВМО, *101*, 287.

АКВАМАРИН — драгоценная разновидность голубовато-зеленого *берилла*.

АКДАЛАИТ — $4Al_2O_3 \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., 56, 635; ЗВМО, *100*, 84.

АКЕРМАНИТ. Силикат кальция и магния изоморфен с *геленитом* и *мелилитом*. Относится к группе *мелилита*. Название дано Фогтом в 1884 г.
Состав. 2 [$MgCa_2Si_2O_7$]. Тетр.
Распространение. Обнаружен только в некоторых быстро охладившихся вулканических шлаках.

К. ФРЕЙ

Лит.: *M*, *III/1*, 542.

АКМИТ — см. *Эгирин*.

АКРОХОРДИТ — $Mn_4Mg(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot 4H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 355.

АКСАИТ — $MgB_6O_{10} \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., 48, 930; ЗВМО, *92*, 201.

АКСИНИТА ГРУППА. Гидроксилборосиликаты кальция, железа, магния, алюминия. Название группе минералов дано Гаюи в 1797 г. от греч. «топор» по клиновидной форме кристаллов.
Состав. *Ферроаксинит* $Ca_2Fe^{2+}Al_2BSi_4O_{15}(OH)$, *магнезиоаксинит* $Ca_2MgAl_2BSi_4O_{15}(OH)$, *манганаксинит* $Ca_2MnAl_2BSi_4O_{15}(OH)$, *тинценит* $(Ca, Mn, Fe)_3Al_2BSi_4O_{15}(OH)$.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Обычно в форме кристаллов, но также в массивных, пластинчатых и зернистых агрегатах. Тв. 6,5—7. Пл. 3,27—3,35. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет фиолетовый, зеленый, серый, желтый или коричневый. Черта белая.
Распространение. В пустотах в гранитах или в контактных зонах по периферии гранитных интрузий, а также в контактово-метаморфических нечистых известняках. Ассоциируют с *кальцитом*, *пироксенами*, *эпидотом*, *турмалином*, *кварцем*, *андрадитом*, *актинолитом*, *цоизитом* и *пренитом*. Кристаллы встречаются в Бур-д'Уазане (Франция), Обире (Япония), Корнуолле (Великобритания), на холмах Винагрильос (штат Дуранг, Мексика), в Риверсайде (штат Калифорния), Луниге (штат Невада), во Франклине (штат Нью-Джерси) и Бетлехеме (штат Пенсильвания, США).
Применение. Как второстепенный драгоценный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Кристаллография морфологическая; Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*

АКТАШИТ — $Cu_6Hg_3As_5S_{12}$, триг. Am. Min., 58, 562; ЗВМО, *102*, 440.

АКТИНОЛИТ. Гидроксилсиликат кальция, магния и железа из группы *амфиболов*. Название происходит от греч. actis — луч и litos — камень (по обычному нахождению в виде пучка радиально-лучистых игольчатых кристаллов).
Состав. 2 [$Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH, F)_2$]. При замещении Mg на Fe^{2+} обычно до 50 мол. % образуется изоморфный ряд с не содержащим железа крайним членом — *тремолитом*. Если $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) > 50$, минерал носит название *ферроактинолит*.
Свойства. Мон., *C2/m*. Кристаллы узкопластинчатые до широкопластинчатых. Агрегаты шестоватые, волокнистые (*биссолит*) или массивные (*нефрит*, *жад*), зернистые. Тв. 5—6. Пл. 3,02—3,44. Полупрозрачный, редко прозрачный. Цвет от светло- до темно-зеленого.
Распространение. Породообразующий минерал в карбонатных, основных и ультраосновных породах низкой степени регионального метаморфизма (фация зеленых сланцев), где ассоциирует с *кальцитом*, *тальком*, *антигоритом*, *кварцем*, *альбитом*, *эпидотом*, *роговой обманкой*, *хлоритом* и *лавсонитом*. Псевдоморфозы *актинолита* по *пироксену* называются уралитом.
Применение. Нефрит используется как поделочный камень.

К. ФРЕЙ

См. также: *Амфиболы; Асбест; Биогенные минералы; Геммология; Жад; Породообразующие минералы.*
Лит.: M, *III/3*, 87.

АЛАБАНДИН. Сульфид марганца. Название дано Бёданом в 1832 г. по месторождению Алабанда (вилайет Айдын, Турция).
Состав. 4 [MnS].
Свойства. Куб., *Fm3m*. Обычно зернистые и массивные агрегаты. Тв. 3,5—4. Пл. 3,95—4,04. Цвет железисто-черный. Черта зеленая.
Распространение. Турция, Венгрия, Румыния. Перу,

Мексика, штаты Колорадо и Аризона в США. В эпитермальных жильных месторождениях, ассоциирует со *сфалеритом*, *галенитом*, *пиритом*, *кварцем*, *кальцитом*, *родохрозитом* и *родонитом*.

Применение. Марганцевая руда.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Магнитные минералы; Минералы метеоритов; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 192.

АЛАМОЗИТ — $PbSiO_3$, мон. Z. Krist., 126, 98; М, *III/2*, 595.

АЛБРИТТОНИТ — $CoCl_2 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., 63. 410.

АЛЕБАСТР — разновидность *гипса*.

АЛЕКСАНДРИТ — см. *Хризоберилл*. См. также: *Геммология; Наименование минералов.*

АЛЕКСИТ — $PbBi_2Te_2S_2$, псевдотриг. Am. Min., 64, 652; Min. Mag., 43, 1057; ЗВМО, 107, 315.

АЛЛАКТИТ — $Mn_7(AsO_4)_2(OH)_8$, мон. Am. Min., 53, 733; Дэна, *II/2*, 187.

АЛЛАНИТ (ОРТИТ). Гидроксилалюмосиликат редкоземельных элементов из группы *эпидота*. Название дано Томсоном в 1810 г. в честь Т. Аллана, открывшего этот минерал в 1808 г. в Восточной Гренландии.

Состав. $(Ca, Fe^{2+}, Ce, La, Na)_2(Al, Fe^{3+}, Mn, Be, Mg)_3 \times (SiO_4)(Si_2O_7)(OH)$. Может меняться за счет частичного замещения редкоземельных элементов на Mn и Mg. Если Y > Ce, минерал именуется *иттроалланитом*.

Свойства. Мон., $P2_1/m$. Обычно массивные или зернистые агрегаты. Тв. 5,5—6. Пл. 3,5—4,2. Блеск смолистый до полуметаллического. Полупрозрачный. Слабо радиоактивный. Цвет коричневый до черного. Черта зеленоватая или коричневато-серая.

Распространение. В качестве акцессорного минерала во многих изверженных породах, а также в контактовых зонах в известняках. Ассоциирует с *эпидотом*. Обнаружен в Гренландии, Шотландии (Криффел), Норвегии (Йотун-Фелд), вблизи Дрездена в ГДР и на Урале (в районе Миасса).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Метамиктное состояние; Минералы пегматитов; Минералы и самородные металлы черных песков.*

АЛЛАРГЕНТУМ — $Ag_{1-x}Sb_x$, гекс. Am. Min., *56*, 638; Can. Min., *10*, 163; М, *I*, 35.

АЛЛЕВАРДИТ = *Ректорит*, Am. Min., 51, 1252.

АЛЛЕГАНИИТ — $Mn_5(SiO_4)_2(OH)_2$, мон. Am. Min., 54, 1392; М, *III/1*, 319.

АЛЛОКЛАЗИТ — (Co, Fe) AsS, ромб. или мон. Am. Min., 57, 1561; Can. Min., 14, 561.

АЛЛОПАЛЛАДИЙ = *Стибиопалладинит*. Am. Min., 63, 796; М, *I*, 53.

АЛЛОФАН. Водный силикат алюминия. Название дано Штромейером и Гаусманном в 1816 г. от греч. слов «другой» и «кажущийся» из-за изменения минералом своего облика в пламени паяльной трубки.

Состав. SiO_2, $Al_2O_3 \cdot nH_2O$; SiO_2 13,89—39,00, Al_2O_3 31,94—46,36, H_2O^+ 13,40—23,26 %. Отношение SiO_2/Al_2O_3 меняется от 0,7 до 2,0. Обычным является присутствие до 10 % и более оксида фосфора.

Свойства. Гель, аморфен. Тв. 1—3. Пл. 1,90 ± 0,25. Цвет белый, голубой, бесцветный, зеленый, розовый и желтый. Показатель преломления $n = 1{,}398 \div 1{,}494$. Оптически изотропен. Текстура массивная или зернистая. Встречается в виде субмикроскопических комочков или скоплений. Черта белая. Растворим в сильных кислотах и основаниях. Способность к катионному обмену возрастает с увеличением pH, к анионному обмену — с уменьшением pH. Значение pH, при котором они одинаковы, зависит от природы солевого раствора. Для солей слабых кислот изоэлектрическая точка выше, чем для солей сильных кислот; обратные соотношения выдерживаются для слабых и сильных оснований. Аллофан реагирует со многими насыщенными растворами, соединяется с основаниями, образует соединения с фосфатами, молибдатами и фторидами.

Распространение. Почвы, образованные при выветривании вулканического пепла и вулканического стекла; при гидротермальном изменении других минералов, а также при реакции сульфатсодержащих метеорных вод с другими глинистыми минералами и силикатами алюминия, например, аллофан из округа Лоуренс (штат Индиана, США). Впервые был описан из Графенталя, к югу от Заалфельда, Тюрингия, ГДР (как риманнит). Ассоциирующие минералы: *галлуазит*, *гиббсит*, *фосфаталлофан*.

У. А. УАЙТ

См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв.*

Лит.: Изв. АН СССР. Сер. геол., т. 30, № 3, 51—67.

АЛЛХАРИТ = *Гётит*. Am. Min., *54*, 1498.

АЛЛЮОДИТ — $(Na, Ca)\,Fe^{2+}\,(Mn, Fe, Mg)_2(PO_4)_3$, мон. Am. Min., *56*, 1955; Min. Mag., *43*, 227; Дэна *II/2*, 37. См. также: *Минералы пегматитов.*

АЛМАЗ. Полиморфная модификация углерода, устойчивая при высоких давлениях. Название дано Плинием в 77 г. до н. э. от искаженного греческого слова со значением «непреодолимый».

Состав. 8 [C]; в небольших количествах могут присутствовать Si, Fe, Al, N, Mg или углистое вещество.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Габитус кристаллов октаэдрический, реже додекаэдрический или кубический, с искривленными штрихованными гранями. Обычны двойники. Тв. 10. Пл. 3,50—3,53. Бесцветен или имеет голубоватую, красноватую, желтоватую, коричневую, серую или черную окраску. Блеск алмазный до жирного; $n = 2{,}42$; сильная дисперсия света.

Распространение. В кимберлитовых трубках и дайках; также в россыпных месторождениях.

Полиморфные модификации. *Чаоит*, *лонсдейлит*, *графит*.

Применение. Абразивы, драгоценные камни, используется также в электронной промышленности.

Дж. ДОУСОН

См. также: *Абразивные материалы; Аллотропия; Алмаз; Выращивание кристаллов; Геммология; Жад; Изоморфизм; Кристаллография морфологическая; Минералогия мантии; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные ресурсы; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Окраска минералов; Оптическая минералогия; Полиморфизм; Пьезоэлектричество; Россыпные месторождения; Самородные элементы и сплавы; Свойства минералов; Синтетические минералы; Скелетные кристаллы; Шкала твердости Мооса.*

Лит.: М, *I*, 61.

АЛТАИТ. Теллурид свинца, изоструктурен с *галенитом*. Название дано по Алтайским горам (СССР).
Состав. 4 [PbTe]; Pb 61,9, Te 38,1 %.
Распространение. С золотом, сульфидами и другими теллуридами в жилах. Кроме Сибири найден в Зальцбурге (Австрия), Калгурли (Западная Австралия), Кокимбо (Чили) и в некоторых местностях в Британской Колумбии (Канада); в США — в округе Гастон (штат Северная Каролина), в горах Орган (штат Нью-Мексико) и в Карсон-Хилле и Невада-Сити (штат Калифорния).

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 565.

АЛУНИТ (КВАСЦОВЫЙ КАМЕНЬ). Гидроксилсульфат калия и алюминия, принадлежит к гр. *алунита*. Название дано Бёданом в 1824 г. (измененное алюминилит, введенное Деламетери, 1797 г.).
Состав. $KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$; K_2O 11,4, Al_2O_3 37,0, SO_3 38,6, H_2O 13,0 %.
Свойства. Триг., но обычно массивный или в виде вкрапленников. Тв. 4. Пл. 2,6—2,8. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый, серый, красноватый.
Распространение. Образуется в вулканических областях при воздействии сернокислых растворов на породы, содержащие калиевый *полевой шпат*, т. е. при «алунитизации», в процессе которой могут возникнуть большие скопления алунита. Обнаружен также вблизи фумарол, обычно в небольшом количестве. Известен в штатах Невада, Юта, Колорадо (США), а также в Италии, Венгрии, Испании, Греции и Австралии.
Применение. Широко распространенная, но бедная алюминиевая руда.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 655.

АЛУНИТА ГРУППА — *алунит*, *аммониоярозит*, *аргентоярозит*, *гидрониоярозит*, *натроалунит*, *натроярозит*, *осаризаваит*, *плюмбоярозит* и *ярозит*.

АЛУНОГЕН. Водный сульфат алюминия. Название означает «производный от квасцов».
Состав. $Al_2(H_2O)_{12}(SO_4)_3 \cdot 5H_2O$.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Призматически кристаллы редки, обычно волокнистые массы или корки. Тв. 1,5—2. Пл. 1,65. Блеск шелковистый до стеклянного. Цвет белый до желтоватого или красноватого за счет примесей. Резкий кислый вкус.
Распространение. В зоне окисления *пирита* и в районах вулканической деятельности. Выполняет трещины в углях, глинистых сланцах или в железных шляпах. Ассоциирует также с *серой* и *гипсом* отложений фумарол.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 464.

АЛЬБЕРТИТ — Углеводород. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

АЛЬБИТ. Алюмосиликат натрия из гр. *полевых шпатов*. Название дано Ганом и Берцелиусом в 1814 г. от лат. albus — белый (обычного цвета минерала).
Состав. $NaAlSi_3O_8$; натрий замещается кальцием и калием, а кремний алюминием. Приведенный состав отвечает натриевому крайнему члену ряда *альбит—анортит* и может содержать до 10 мол. % анортитового компонента.
Свойства. Трикл., $C\bar{1}$. Кристаллы пластинчатые, уплощенные по (010) (клевеландит). Обычно массивные или неравномернозернистые агрегаты. Спайность призматическая по {001} и {010}. Обычно двойникование по альбитовому, карлсбадскому или периклиновому законам. Тв. 6. Пл. 2,62. Блеск стеклянный до перламутрового. Полупрозрачный до прозрачного. Бесцветный, белый или серый, редко бывает окрашен в зеленый, желтоватый или красноватый цвет. Обычными являются прорастания альбита в калиевом *полевом шпате* (от крипто- до макропертитов), в *олигоклазе* (перистерит) или мельчайшие включения *кварца* (мирмекит).
Распространение. Обычный породообразующий минерал, особенно в кислых вулканических и плутонических породах, ассоциирует с калиевым *полевым шпатом*, *кварцем* и *фельдшпатоидами;* в гранит- и сиенит-пегматитах; в спилитах; в жилах; в метаморфических породах низкой степени метаморфизма (фация зеленых сланцев) с *эпидотом* и *хлоритами;* как результат натриевого метасоматоза глинистых осадков; как обломочный минерал в аркозах и как аутигенный минерал (в последнем случае он не сдвойникован и сравнительно чистый).

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология; Девитрификация вулканического стекла; Клинопироксены; Методы окрашивания минералов; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Плагиоклазы; Полевые шпаты; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Термометрия геологическая; Щелочные полевые шпаты.*
Лит., ДХЗ, *4*, 112.

АЛЬВАНИТ — $Al_6(VO_4)_2(OH)_{12} \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *44*, 1325; ЗВМО, *89*, 72.

АЛЬГОДОНИТ — Cu_6As, ромб. Min. Abst., *27*, 236; М, *I*, 107.

АЛЬДЕРМАНИТ — $Mg_5Al_{12}(PO_4)_8(OH)_{22} \cdot 32H_2O$, ромб. Min. Mag., *44*, 59.

АЛЬДЖАНИТ — $CaMgB_2O_4Cl \cdot 7H_2O$ (?), ромб. Am. Min., *56*, 1122; ЗВМО, *100*, 86.

АЛЬМАНДИН. Силикат железа и алюминия из гр. *граната*. Название, вероятно, происходит от древнего наименования местности Алабанда в Малой Азии.
Состав. 8 $[Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}]$; при замещении Fe^{2+} магнием переходит в *пироп*, Mn^{2+} — в *спессартин* и кальцием — в *гроссуляр*.
Свойства. Куб., *Ia3d*. Формы кристаллов — додекаэдр [ромбододекаэдр] и трапецоэдр [тетрагонтриоктаэдр] или комбинация этих форм. Агрегаты массивные или зернистые. Тв. 7,5. Пл. 4,0—4,2. Цвет красный до коричневато-черного.
Распространение. В кристаллических сланцах, образовавшихся из глинистых осадков в результате слабого до умеренного регионального метаморфизма, а также в гранулитах и в зонах контактового метаморфизма. Встречается в гранитах и кислых вулканических породах. Обычный и широко распространенный обломочный минерал.
Применение. Драгоценный камень, абразивный материал.

К. ФРЕЙ

См. также: *Абразивные материалы; Геммология; Клинопироксены; Минералы пегматитов; Ортопироксены.*
Лит:. М, *III/1*, 55.

АЛЬСТОНИТ. Карбонат бария и кальция. Название дано Брейтгауптом в 1841 г. по месту находки Алстон-Мур (Камберленд, Англия).
Состав. $BaCa(CO_3)_2$.
Свойства. Трикл., псевдоромб. Минералы того же состава *баритокальцит* — мон., *паральстонит* — триг.
Распространение. В низкотемпературных гидротермальных месторождениях. Ассоциирует с *кальцитом*, *баритом* и *витеритом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 261.

АЛЬТХАУЗИТ — $Mg_2(PO_4)(OH, F, O)$, ромб. Am. Min., *65*, 488; Lithos, *8*, 215.

АЛЬФЕЛЬДИТ — $NiSeO_3 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 448; Дэна, *II/2*, 7.

АЛЮМИНИТ — $Al_2(SO_4)(OH)_4 \cdot 7H_2O$, мон., псевдоромб. Дэна, *II/1*, 708; Min. Abst., *27*, 77.

АЛЮМОГИДРОКАЛЬЦИТ. Водный карбонат кальция и алюминия. Название дано Билибиным в 1926 г.
Состав. $CaAl_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$. Трикл.
Распространение. Редкий; в Хакасии (Сибирь) с аллофаном и другими минералами; образовывался, повидимому, при воздействии карбонатных вод на аллофан. Известен также в Польше (Нова-Руда), ФРГ (Бергиш-Гладбах) и в Пакистане (Читрал).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 333.

АЛЮМОКАТОФОРИТ (гр. *амфиболов*) — $Na_2Ca(Fe^{2+}, Mg)_4AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1023.

АЛЮМОКОПИАПИТ — $AlFe_4^{3+}(SO_4)_6O(OH) \cdot 20H_2O$, трикл. Am. Min., *52*, 1220.

АЛЮМОТУНГСТИТ — $(W, Al)_{16}(O, OH)_{48} \cdot H_2O$, триг. ЗВМО, *102*, 947.

АЛЯСКАИТ — сложная смесь сульфидов. Am. Min., *58*, 349.

АМАЗОНИТ — разновидность *микроклина* зеленого цвета. См. также: *Геммология*.

АМАКИНИТ — $(Fe, Mg)(OH)_2$, триг. Am. Min., *47*, 1218; М, *III/3*, 498.

АМАЛЬГАМА — сплав Ag и Hg, см. *мошеландсбергит*. См. также: *Россыпные месторождения; Самородные элементы и сплавы*.

АМАРАНТИТ — $Fe_2(H_2O)_4(SO_4)_2O \cdot 3H_2O$, трикл. Min. Mag., *42*, 144; Z. Krist., *127*, 261; Дэна, *II/1*, 416.

АМАРИЛЛИТ — $NaFe(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 463.

АМБЛИГОНИТ. Фторфосфат лития и алюминия. Название дано Брейтгауптом в 1817 г. от греч. «тупой» и «угол». Наиболее ранние сведения о добыче относятся к 1886 г.— Монтебра (деп. Крёз, Франция).
Состав. (Li, Na)Al(OH, F)PO_4; Li_2O 10,1, Al_2O_3 34,4, F 12,9, P_2O_5 47,9 %.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Кристаллы редки, обычно в массивных агрегатах. Тв. 6. Пл. 3,0—3,1. Блеск стеклянный, на плоскости спайности {001} перламутровый. Цвет белый, бледно-зеленый, голубой, коричневатый. Облик пластинчатый. Спайность совершенная по {100} (базальная), хорошая по {110}. Обычно встречается в виде грубозернистых агрегатов, раскалывающихся по спайности. Полисинтетическое двойникование по двум направлениям с углом между ними, близким к 90°. Излом неровный. Черта белая. Показатель преломления 1,578—1,598. Полупрозрачный до непрозрачного.
Распространение. Богатые литием гранит-пегматиты, ассоциирует с литиевыми минералами. В скоплениях до сотен тонн встречается в Блэк-Хилсе (штат Южная Дакота, США). Ассоциирует со *сподуменом*, *турмалином*, *лепидолитом*, *апатитом* и др.
Применение. Третий по значению (после *сподумена* и *лепидолита*) источник лития. Иногда встречается в виде чистых прозрачных кристаллов ювелирного качества. Такие кристаллы весьма постоянны по составу и обладают спайностью в одном направлении — параллельно базальной плоскости. Цвет их обычно от бледно- до золотисто-желтого.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Методы окрашивания минералов; Минералы пегматитов; Наименование минералов*.
Лит.: Дэна, *II/2*, 232.

АМЕГИНИТ — $Na[B_3O_3(OH)_4]$, мон. Am. Min., *60*, 879; ЗВМО, *97*, 616.

АМЕЗИТ. Гидроксилалюмосиликат железа и магния.
Септохлорит из гр. *каолинита—серпентина*.
Состав. $(Mg_4Al_2)(Si_2Al_2)O_{10}(OH)_8$.
Распространение. Ассоциирует с *корундом* в Честере (штат Массачусетс, США), с марганцевыми рудами в Глаусестере (ЮАР), с хромитовыми рудами на Северном Урале (СССР) и в горах Пенсакола в Антарктиде.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные*.
Лит.: ДХЗ, *3*, 191.

АМЕТИСТ — разновидность *кварца*. См. также: *Классификация минералов: принципы*.

АМИНОВИТ — $Ca_3Be(OH)[Si_3O_{10}]$, тетр. Am. Min., *53*, 1418; М, *III/2*, 8.

АМИЦИТ (гр. *цеолитов*) — $K_2Na_2Al_4Si_4O_{16} \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 808; Min. Abst., *31*, 229.

АММОНИЕВЫЕ КВАСЦЫ = *Чермигит*.

АММОНИОБОРИТ — $NH_4(H_2O)B_2O_7(OH)_2$, мон. Am. Min., *44*, 1150; Дэна, *II/1*, 380.

АММОНИОЯРОЗИТ (гр. *алунита*) — $(NH_4)Fe_3 \cdot (SO_4)_2(OH)_6$, триг. Дэна, *II/1*, 663.

АМОЗИТ — асбестовидный *жедрит*, *грюнерит* или *антофиллит*.

АМФИБОЛА ГРУППА — *антофиллит, жедрит; куммингтонит, грюнерит, тиродит, даннеморит; клинохолмквистит; тремолит, актинолит, эденит, паргасит, гастингсит, чермакит, роговая обманка, керсутит; рихтерит, винчит, барруазит, катофорит, тарамит; глаукофан, рибекит, экерманит, арфведсонит, коцулит*. Названию каждого минерала может предшествовать одна или более таких приставок, как алюмо-, ферри-, ферро-, магнезио-, которые становятся частью названия минерала.

АНАЛЬЦИМ. Водный алюмосиликат натрия. Название дано Гаюи в 1801 г. от греч. «слабый» в связи со слабым электростатическим зарядом, приобретаемым им при нагревании или трении.

Состав. Na $[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$; SiO_2 54,5, Al_2O_3 23,2, Na_2O 14,1, H_2O 8,2 вес. %.

Свойства. Куб., *Ia3d*; $a = 13{,}7$ Å. Тв. 5,5. Пл. 2,24—2,29. Блеск стеклянный. Бесцветный или белый, серый, желтоватый, зеленоватый или розовый. Прозрачный до почти непрозрачного. Габитус: в виде тетрагонтриоктаэдров, радиально-лучистых агрегатов (возможно, псевдоморфозы по *цеолитам*) и в беспорядочных зернистых массах. Спайность очень плохая по {100}. Двойникование по {001} и {110}. Оптически изотропен, показатель преломления $n = 1{,}479 \div 1{,}493$. Многие образцы проявляют слабое двупреломление, а оптические свойства могут меняться даже в пределах одного зерна. По химическому составу возможен полный ряд твердых растворов между *анальцимом* и *вайракитом*, кальциевым аналогом *анальцима*. В *анальциме* иногда содержится в заметных количествах K; с увеличением содержания SiO_2 может возрастать содержание H_2O; дегидратация происходит постепенно, потеря H_2O может достигать максимум 8,4 %; регидратация хорошая. Минимальный диаметр наиболее крупных каналов [в каркасе] 2,2 Å. Свойства молекулярного сита благоприятствуют отбору NH_3, H_2, N_2, Ar и He. Na свободно взаимозаменяется K, NH_4, Ag, Tl и Rb, но в очень малой степени Li, Cs, Mg, Ca и Ba. При воздействии HCl превращается в гель.

Распространение. Первичный минерал позднего этапа в некоторых магматических породах среднего и основного состава, таких как тешенит, эссексит, фонолит, нефелин-сиенитовый пегматит, долерит и базальт. Образуется также: при гидротермальной кристаллизации в пустотах базальта, монцонита, серпентинита, дацита и риолита, часто в ассоциации с *натролитом*, *шабазитом*, *томсонитом*, *стильбитом* и др.; как продукт изменения исходных *клиноптилолита* и *морденита*, образовавшихся при раскристаллизации осколков кислого вулканического стекла; в туфах и туфогенных песчаниках в ассоциации с *кварцем*, *гейландитом* и *ломонтитом*, характеризуя анальцимовую зону диагенеза; как продукт изменения исходных калийсодержащих *цеолитов*, таких как *филлипсит*, *шабазит*, *клиноптилолит* и *эрионит*, образовавшихся при реакции кислого витрокластического пепла со щелочной озерной или иловой водой; в цементе палагонитовых туфов на о. Оаху, Гавайские о-ва, в ассоциации с *филлипситом*, *шабазитом*, *гоннардитом* и *натролитом*, образовавшимися при реакции базальтового стекла с инфильтрационной водой; в щелочных почвах в аридных регионах; наконец, как продукт изменения *лейцита* и лейцитового стекла в современных осадках Неаполитанского залива.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Аутигенные минералы; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы пегматитов; Наименование минералов; Породообразующие минералы.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 371.

АНАНДИТ (гр. *слюд*) — (Ba, K)(Fe, Mg)$_3$(Si, Al, Fe)$_4$O$_{10}$(O, OH)$_2$, мон. Am. Min., *52*, 1586; Min. Mag., *36*, 1; ЗВМО, *97*, 78.

АНАПАИТ — $Ca_2Fe(PO_4)_2\cdot 2H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 122; Min. Abst., *27*, 256.

АНАРАКИТ — цинксодержащий *паратакамит* (?). Am. Min., *58*, 560.

АНАТАЗ (*октаэдрит*). Оксид титана. Название дано Гаюи в 1801 г. от греч. «протяжение»; оно связано с тем, что данные кристаллы имеют более вытянутую форму по сравнению с другими минералами тетрагональной сингонии.

Состав. 4 [TiO_2]. Химический состав почти не отклоняется от TiO_2.

Свойства. Тетр., $I4_1/amd$. Цвет коричневый, зеленоватый, серый, черный. Блеск алмазный. Тв. 5,5—6. Пл. 3,90. Низкотемпературная полиморфная модификация *рутила*, переходит в *рутил* при температурах выше 600 °C.

Распространение. Акцессорный минерал гидротермальных жил в гранит-пегматитах, единичные зерна в магматических и метаморфических породах, также в виде обломочных минералов, редких аутигенных минералов или как продукт изменения *титанита* или *ильменита* в Западной Европе, Бразилии, штате Колорадо (США) и на Урале.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Жильные минералы; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Электронная микроскопия* (*просвечивающая*).

Лит.: Дэна, *I/2*, 122.

АНГИДРИТ. Сульфат кальция. Название дано Вернером в 1804 г. от греч. «безводный» в отличие от других сульфатов кальция — *бассанита* $2CaSO_4\cdot H_2O$ и *гипса* $CaSO_4\cdot 2H_2O$.

Состав. $CaSO_4$; CaO 41,2, SO_3 58,8 %. Стронций в малых количествах (до 0,7 %) может замещать кальций, в большинстве природных образцов содержится 0,1—0,3 % стронция. Содержание переходных металлов (меди, кобальта, хрома, свинца, цинка) в большинстве образцов природного *ангидрита* (и *гипса*) обычно очень низкое, менее 1 млн$^{-1}$. Это обстоятельство имеет значение для оценки гипотезы происхождения промышленных концентраций этих металлов из перешедших в раствор залежей эвапоритов.

Свойства. Ромб. Хорошие кристаллы редки. Агрегаты массивные, волокнистые, зернистые или сплошные. Тв. 3—3,5. Пл. 2,89—2,98. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный до белого, в массивной форме иногда серо-голубой за счет примесей.

Распространение. Хотя *ангидрит* и встречается в ассоциации с вулканическими породами, где образовался из горячих сульфатных растворов, а также как минерал выполнения в рудных жилах, прежде всего это осадочный минерал. Обширные залежи эвапоритов — *ангидрита* или *ангидрита* с *кальцитом* или *галитом* — не встречаются только в докембрии. В разрезах эвапоритов перми в Западном Техасе и Нью-Мексико, цехштейна в Европе встречаются залежи *ангидрита* мощностью более 1000 м. Считается, что эти залежи образовались при испарении соляных растворов, как правило, морского происхождения. Обширные залежи *ангидрита* неморского происхождения встречаются в пустыне Намиб.

Ассоциирующие минералы. Другие эвапоритовые минералы, в особенности *галит*, *кальцит*, *доломит*, *гипс*, и иногда такие минералы, как *пирит* и *сера*, образующиеся путем восстановления сульфата в результате деятельности бактерий.

Э. КРАФТ

См. также: *Ангидрит и гипс; Аутигенные минералы; Диагенетические минералы; Методы окрашивания минералов; Минералы оптически одноосные и двуосные;*

Минеральные соли; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Оптическая минералогия; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм.

Лит.: Дэна, *II/1*, 501.

АНГЛЕЗИТ Сульфат свинца. Название дано Бёданом в 1832 г. по первому месту находки на о. Англси.

Состав. 4 [$PbSO_4$]; PbO 73,6, SO_3 26,4 %.

Свойства. Ромб. Часто в виде концентрических слоев вокруг неизменного ядра *галенита* или в виде землистых агрегатов. Тв. 3. Пл. 6,2—6,4. Излом раковистый. Блеск алмазный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый, серый (темно-серый за счет примесей), желтый или бесцветный.

Распространение. Гипергенный минерал в зоне окисления свинцовых месторождений, образуется путем окисления *галенита;* распространенный вторичный минерал свинца. Ассоциирует с *галенитом, церусситом, смитсонитом, сфалеритом* и оксидами железа.

Применение. Второстепенная руда свинца.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Железная шляпа; Методы окрашивания минералов.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 496.

АНДАЛУЗИТ. Алюмосиликат. Назван по Андалузии (Испания), где был впервые отмечен Деламеметри в 1789 г.

Состав. Al_2SiO_5; Al_2O_3 63,2, SiO_2 36,8 %.

Свойства. Ромб., *Pnnm.* Тв. 7,5. Пл. 3,16—3,20. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Разновидность, носящая название «хиастолит», имеет темный крестообразный узор в центральной части призмы, образованный расположенными определенным образом углистыми включениями.

Распространение. Образуется в результате метаморфизма алюмосодержащих сланцев при высоких температурах и пониженных давлениях. Обнаружен в Андалузии, Корнуолле, Альпах, на Урале, в Бразилии, штатах Калифорния и Невада (США) и в Трансваале (ЮАР).

Применение. При производстве весьма жаропрочного фарфора для свеч зажигания и облицовки электропечей. Прозрачные зеленые разновидности из Бразилии и Шри-Ланки используются как драгоценные камни.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы.*

Лит.: М, *III/1*, 460.

АНДЕЗИН. Алюмосиликат натрия и кальция из гр. *полевых шпатов.* Название дано Абихом в 1841 г. по месту находки в Андах.

Состав. (Na, Ca)(Si, Al)$AlSi_2O_8$; калий частично замещает (Na, Ca). Среди плагиоклазовых полевых шпатов минералу отводится интервал $Ab_{50}An_{50}$—$Ab_{70}An_{30}$.

Свойства. Трикл., $C\bar{1}$. Обычно в виде массивных агрегатов с выраженной спайностью или в виде зерен неправильной формы. Двойникование по альбитовому, карлсбадскому или периклиновому закону. Ложнопризматическая по {001} и {010} спайность. Блеск стеклянный до перламутрового. Цвет белый или от светло- до темно-серого.

Распространение. Породообразующий минерал, в андезитах, в виде фенокристаллов или в основной массе; в дифференциатах некоторых интрузий габбро; целиком слагает некоторые анортозиты; в метаморфических породах гранулитовой фации; в составе обломочных зерен в некоторых аркозах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы; Полевые шпаты*

АНДЕРСОНИТ — $Na_2Ca(VO_2)(CO_3)_3 \cdot 6H_2O$, триг. Am. Min., *36*, 1; Дэна, *II/1*, 286.

АНДЖЕЛЕЛЛИТ — $Fe_4^{3+}O_3(AsO_4)_2$, трикл. Am. Min., *44*, 1322; Min. Abst., *29*, 401; ЗВМО, *90*, 101.

АНДОРИТ — $PbAgSb_3S_6$, ромб. Am. Min., *60*, 621; Min. Abst., *27*, 306; М, *I*, 400.

АНДРАДИТ. Силикат кальция и железа из гр. *гранатов.* Название дано в честь португальского минералога Ж. д'Андрада.

Состав. 8 [$Ca_3Fe_2^{3+}Si_3O_{12}$]; SiO_2 35,5, Fe_2O_3 31,5, CaO 33 % В разных количествах Al и Ti могут замещать Fe^{3+}; Ti и Al —Si, а Mn^{2+}—Ca. Образует изоморфные ряды с *гроссуляром* (*грандит*) и со *спессартином* (*спандит*).

Свойства. Куб., *Ia3d.* Кристаллы в форме ромбододекаэдра, тетрагонтриоктаэдра или их комбинаций. Агрегаты сливные или зернистые. Тв. 6—7,5. Пл. 3,86. Цвет желтый, зеленый, красновато- или желтовато-коричневый, коричневый или черный. Блеск стеклянный.

Распространение. В известковых метаморфизованных осадочных породах и скарнах с *кальцитом, геденбергитом* и *магнетитом*, в щелочных плутонических и вулканических породах и в россыпях.

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология; Гранаты; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: М, *III/1*, 73.

АНДРЕМЕЙЕРИТ — $BaFe_2Si_2O_7$, мон. Am. Min., *59*, 381.

АНДРЮСИТ. Гидроксилфосфат меди и железа. Название дано Маскелайном в 1871 г. в честь английского химика Т. Андрью (1813—1885).

Состав. (Cu, Fe^{2+}) $Fe_3^{3+}(PO_4)_3(OH)_2$.

Свойства. Ромб. Радиально-волокнистые агрегаты. Изоструктурен с *лаубманнитом.*

Распространение. Редкий, обнаружен на руднике Уэст-Феникс (Корнуолл, Англия), ассоциирует с «лимонитом», *дюфренитом, халькосидеритом* и *купритом.*

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 207.

АНДУОИТ — (Ru, Os) As_2, ромб. Am. Min., *65*, 808; Min. Mag., *43*, 1057.

АНИЛИТ — Cu_7S_4, ромб. Am. Min., *62*, 107; Min. Abst., *27*, 335; ЗВМО, *100*, 78.

АНКЕРИТ. Карбонат кальция, железа и магния из гр. *доломита.* Название дано в 1825 г. в честь австрийского минералога М. Анкера.

Состав. $Ca(Fe^{2+}, Mg)(CO_3)_2$; Fe > Mg (Mn > Fe — *кутнагорит;* Mg > Fe — *доломит*).

Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Кристаллы ромбоэдрические, агрегаты массивные, зернистые и плотные. Обычным является полисинтетическое двойникование. Спайность по ромбоэдру {$10\bar{1}1$}. Тв. 3,5—4. Пл. 3,0. Цвет красноватый или коричневый. Некоторые разновидности флюоресцируют.

Распространение. В жилах, связанных с железными рудами.

К. ФРЕЙ

См. также: *Жильные минералы; Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 249.

АНКИЛИТ. Водный карбонат стронция и редкоземельных элементов. Название дано Флинком в 1900 г. от греч. «искривленный» (по округлой и искривленной форме кристаллов).
Состав. $(TR)_x(Sr, Ca)_{2-x}(CO_3)_2(OH)_x \cdot (2 - x)H_2O$.
Свойства. Ромб. Тв. 4,5. Пл. 3,9.
Распространение. Редкий, обнаружен в пегматитах нефелиновых сиенитов в ассоциации с *эгирином* (*акмитом*), *альбитом* и *микроклином* вблизи Нарсарсуака (р-н Юлианхоба, Гренландия) и на г. Сен-Илер (пров. Квебек, Канада).

Дж. ГИЛБЕРТ

АННАБЕРГИТ (НИКЕЛЕВЫЕ ЦВЕТЫ, НИКЕЛЕВАЯ ОХРА). Водный арсенат никеля и кобальта из гр. *вивианита*. Назван Бруком и Миллером в 1852 г. по местности в Саксонии. «Никелевыми цветами» называется старателями, использующими этот минерал в качестве поискового признака.
Состав. 2 $[(Ni, Co)_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O]$.
Свойства. Мон., *12/m*. Кристаллы со штриховкой. Обычно в виде тонкокристаллических корочек или землистых агрегатов. Тв. 1,5—2,5. Пл. 3,07. Режется ножом. Блеск тусклый до землистого. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет светло-зеленый. Ni и Co взаимозамещаются с образованием полного ряда. Название *аннабергит* применяется к членам ряда с Ni > Co, *эритрин* — при Co > Ni.
Распространение. Вторичный минерал никеля, обычно образующийся при окислении арсенидов кобальта и никеля. Обнаружен в виде светло-зеленых корочек (никелевые цветы) в Кобальте (пров. Онтарио, Канада), в Аннаберге и Шенберге (ГДР).
Применение. Светлые желтовато-зеленые корочки минерала являются характерным признаком наличия никелевой руды.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 141.

АННИТ (гр. *слюд*) — $KFe_3^{2+}AlSi_3O_{10}(OH, F)_2$, мон. ДХЗ, *3*, 71.

АНОКСИТ — смесь *каолинита* и аморфного кремнезема. Clays, Clay Miner., *16*, 425.

АНОРТИТ. Алюмосиликат кальция из гр. *полевых шпатов*. Название дано Розе в 1832 г. от греч. an — не и orthos — прямой (по косоугольной форме его кристаллов).
Состав. $CaAl_2Si_2O_8$; Ca частично замещен Na и K, а Al — кремнием. Состав отвечает кальциевому крайнему члену ряда *альбит—анортит*. Минерал может содержать до 10 мол. % альбитовой молекулы.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. В виде массивных агрегатов с отчетливой спайностью или в виде зерен неправильной формы. Двойникование по альбитовому, карлсбадскому или периклиновому закону. Спайность по призме {001} и {010}. Блеск стеклянный до перламутрового. Цвет белый до серого. Прозрачный до полупрозрачного.
Распространение. Редкий; в немногих ультраосновных изверженных породах и в анортозитах является определяющим минералом; найден в некоторых метеоритах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Девитрификация вулканического стекла; Методы окрашивания минералов; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Ортопироксены; Плагиоклазы Полевые шпаты; Порядок—беспорядок.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 112.

АНОРТОКЛАЗ. Алюмосиликат натрия и калия из гр. *полевых шпатов*. Название дано Розенбушем в 1885 г. от греч. an — не, orthos — прямой и clasis — трещина (в знак небольшого отклонения спайности от прямоугольной призмы).
Состав. $(Na, K)AlSi_3O_8$; обычно с небольшим количеством Ba или Ca, замещающих (Na, K).
Свойства. Трикл., $C\bar{1}$. Сдвойникованные таблитчатые кристаллы. Тв. 6. Пл. 2,6. Бесцветный или белый. Спайность по призме.
Распространение. В вулканических породах на островах Пантеллерия и Сицилия (Италия), в Рейнланд-Пфальц (ФРГ), на г. Кения (Кения), в районе Роппа, Нигерия; в штате Виктория (Австралия), на о. Росс (Антарктида), в дайках в графстве Аргайлл (Шотландия) и в авгитовых сиенитах в районе Ларвика (Норвегия).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы; Щелочные полевые шпаты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 14.

АНРИТЕРМЬЕРИТ — $Ca_3(Mn, Al)_2(SiO_4)_2(OH)_4$, тетр. Am. Min., *54*, 1739; M, *III/3*, 93.

АНТАРКТИКИТ — $CaCl_2 \cdot 6H_2O$, триг. Am. Min., *54*, 1018; ЗВМО, *96*, 69.

АНТИГОРИТ (гр. *каолинита—серпентина*) — $(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$, мон. ДХЗ, *3*, 198; Min. Abst., 28, 275.
См. также: *Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

АНТИМОНИТ = *Стибнит*.

АНТИМОНПИРСЕИТ — $(Ag, Cu)_{16}(Sb, As)_2S_{11}$, мон. Am. Min., *50*, 1507; Min. Abst., *27*, 254; M, *I*, 251.

АНТЛЕРИТ. Гидроксилсульфат меди. Название дано Гиллебрандом в 1889 г. по руднику Антлер (штат Аризона, США).
Состав. 4 $[Cu_3SO_4(OH)_4]$; CuO 67,3, SO_3 22,5, H_2O 10,2 %.
Свойства. Ромб. Кристаллы часто с вертикальной штриховкой, также в виде шестоватых, почковидных или массивных агрегатов. Тв. 3,5—4. Пл. 3,9. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет от изумрудно-зеленого до черновато-зеленого.
Распространение. В зонах окисления меднорудных жил, особенно в засушливых областях, таких как пустыни Атакама и Мохаве. Может образовываться как вторичный минерал на *халькозине* или переходить в раствор и затем выпадать, обычно выполняя трещины. Встречается в ассоциации с *атакамитом*, *халькозином*, *линаритом*, *малахитом* и *гипсом*.
Применение. Медная руда. Основной рудный минерал на Чукикамате (Чили), крупнейшем в мире медном руднике.

Дж. ГИЛБЕРТ

АНТОНИИТ — $Cu(OH, Cl)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 614; M, *III/1*, 251.

АНТОФИЛЛИТ. Гидроксилсиликат магния из гр. *амфиболов;* часть магния часто замещается железом.

Название дано Шумахером в 1801 г. от лат. anthophyllum — гвоздика, пряность (по ассоциации с гвоздично-бурой окраской).

Состав. $Na_x(Mg, Mn, Fe^{2+})_{7-y}Al_y(Al_{x+y}Si_{8-x-y})O_{22}(OH, F, Cl)_2$, где $x + y < 1{,}0$ (если $x + y \geqslant 1{,}0$, то *жедрит*). Если $Na > 0{,}5$ — минерал называется натриевым *антофиллитом*. Магнезиальный и железистый крайние члены соответственно называются *магнезио-* и *ферроантофиллитом*.

Свойства. Ромб. Кристаллы образует редко; обычно в виде пластинчатых или волокнистых агрегатов. Тв. 5,5—6. Пл. 2,85—3,2. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет зеленый и коричневый.

Распространение. Относительно редкий минерал. В кристаллических сланцах, где предположительно образуется при метаморфизме за счет *оливина*. В слюдяных сланцах Норвегии, где ассоциирует с роговой обманкой, в Моравии (ЧССР) и с *корундом* в районе Франклина (штат Северная Каролина, США).

Применение. Богатая железом волокнистая разновидность используется как сорт *асбеста*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Амфиболы; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: M, *III/3*, 267.

АНТУАНИТ — $Al_2W_2O_9 \cdot 3H_2O$, трикл. Am. Min., *43*, 384.

АПАТИТА ГРУППА — *беловит, ванадинит, вилкеит, гедифан, гидроксилапатит даллит* (*карбонат-гидроксилапатит*), *джонбаулит, льюистонит, миметезит, пироморфит, свабит, стронциоапатит, ферморит, франколит* (*карбонат-фторапатит*), *фторапатит, хлорапатит.*

См. также: *Апатита группа; Биогенные минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные* (*тугоплавкие*) *минералы; Породообразующие минералы; Шкала твердости Мооса.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 296.

АПАЧИТ — $Cu_9Si_{10}O_{29} \cdot 11H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 1065; Min. Mag., *53*, 639.

АПДЖОНИТ (гр. *галотрихита*) — $MnAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 623; Min. Mag., *40*, 599.

АПОФИЛЛИТ. Водный фторсиликат калия и кальция. Название дано Гаюи в 1805 г. (от греческих слов «отделяться» и «лист», что связано с разлистованием минерала при нагревании). Название относится к ряду фторапофиллит—гидроксилапофиллит в целом и к любому члену ряда.

Состав. От 2 $[KCa_4Si_8O_{20}F \cdot 8H_2O]$ — *фторапофиллит* до 2 $[KCa_4Si_8O_{20}(OH) \cdot 8H_2O]$ — *гидроксилапофиллит*. Калий может частично замещаться Na; вода скорее всего соединена с атомами кислорода каркаса Si_8O_{22} водородной связью; дегидратация протекает ступенчато, с максимальной потерей H_2O 17,8 %; основная часть воды теряется при 250 °C; регидратация слабая. Под действием HCl разлагается до кремнекислородного скелета.

Свойства. Тетр., $P4/mnc$, $a = 9{,}00$ Å, $c = 15{,}84$ Å. Тв. 4,5—5. Пл. 2,33—2,37. Блеск стеклянный до перламутрового. Бесцветный, белый, бледно-желтый, розовый или зеленый. Прозрачный. Таблитчатые, призматические кристаллы или зернистые агрегаты. Спайность совершенная по {001}, плохая по {110}; $n_o = 1{,}534 \div 1{,}542$, $n_e = 1{,}535 \div 1{,}543$; двупреломление 0,002, одноосный положительный, дисперсия высокая, иногда аномальная.

Распространение. Главным образом как вторичный минерал в миндалинах и друзах в базальтах, часто в ассоциации с *цеолитами, датолитом, пектолитом* и *кальцитом;* в полостях в гранитах; в трещинах в метаморфических породах на контакте с гранитами; в известняках или известково-силикатных породах в ассоциации с *кальцитом;* в натролитовых жилах в сиенитах.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Породообразующие минералы.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 302.

АПУАНИТ — $Fe^{2+}Fe_3^{3+}Sb_4^{3+}O_{12}S$, тетр. Am. Min., *64*, 1230; Min. Mag., *43*, 1057.

АРАГОНИТ. Карбонат кальция; кальций может частично замещаться стронцием, свинцом и цинком. Название дано Вернером в 1796 г. по местности Арагон в Испании.

Состав. 4 $[CaCO_3]$; CaO 56,0, CO_2 44,0 %.

Свойства. Ромб. Обычными являются три вида габитуса: игольчато-пирамидальный, таблитчатый и псевдогексагональный, образовавшийся при двойниковании. Может также находиться в почковидных, столбчатых и сталактитовидных агрегатах. Тв. 3,5—4. Пл. 2,95. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Белого цвета или бесцветный, большое разнообразие оттенков. Диморфен с *кальцитом*, но менее распространен и менее стабилен.

Распространение. *Арагонит* выпадает из горячих кальцийсодержащих углекислых вод (*кальцит* — из холодных). Он отлагается горячими источниками, а также развивается в виде волокнистых корочек на *серпентине* и в миндалевидных пустотах в базальте, в перламутровом слое раковин моллюсков, составляет неорганическую основу жемчужин.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Диагенетические минералы; Кальцита группа; Кристаллография морфологическая; Методы окрашивания минералов; Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы беспозвоночных и растений; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пещер; Породообразующие минералы; Термолюминесценция.*

АРАГОНИТА ГРУППА—*арагонит, витерит, стронцианит, церуссит.*

АРАМАЙОИТ — $Ag(Sb, Bi)S_2$, трикл. M, *I*, 337.

АРГЕНТИТ (СЕРЕБРЯНЫЙ БЛЕСК). Сульфид серебра. Название дано Гейдингером в 1845 г. от лат. argentum — серебро.

Состав. Ag_2S; Ag 87,1, S 12,9 %.

Свойства. Ромб. при обычной температуре, куб. при температуре выше 180 °C. Обычно массивные агрегаты или пленки. Тв. 2—2,5. Пл. 7,3. Легко плавится. Легко режется ножом. Блеск металлический. Цвет свинцово-серый. Непрозрачный.

Распространение. В жилах в ассоциации с *самородным серебром, пираргиритом, пруститом, полибазитом, стефанитом, галенитом* и *сфалеритом*. *Аргентит* часто описывается как важная руда серебра, но в действительности в большинстве случаев природные сульфиды серебра представлены псевдоморфозами *акантита* по *аргентиту*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Нерудные и рудные полезные ископаемые; Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 166.

АРГЕНТОПЕНТЛАНДИТ — $Ag(Fe, Ni)_8S_8$, куб. Min. Abst., *30*, 71; Min. Mag., *43*, 1058; ЗВМО, *107*, 688.

АРГЕНТОПИРИТ — $AgFe_2S_3$, ромб. Am. Min., *39*, 475; М, *I*, 414.

АРГЕНТОЯРОЗИТ (гр. *алунита*) — $AgFe_3(SO_4)_2 \cdot (OH)_6$, триг. Am. Min., *8*, 230; Дэна, *II/1*, 666.

АРГИРОДИТ — Ag_8GeS_6, ромб. М, *I*, 319.

АРДЕАЛИТ—$Ca_2(SO_4)(HPO_4)\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *17*, 251; Дэна, *II/2*, 454.

АРДЕННИТ — $Mn_4(Al, Mg)_6(As, V)O_4(SiO_4)_2(Si_3O_{10}) \cdot (OH)_6$, ромб. Winchell, *II*, 529; М, *III/1*, 716.

АРИЗОНИТ — смесь *рутила* и *гематита* (?). Am. Min., *35*, 117; Min. Mag., *15*, 416.

АРИСТРЕНИТ — $Na_2Mg[B_6O_8(OH)_4]_2\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 647; *62*, 979.

АРКАНИТ — K_2SO_4, ромб. Дэна, *II/1*, 472.

АРКУБИСИТ — Ag_6CuBiS_4, Lithos, *9*, 253.

АРМАНГИТ — $Mn^{2+}_{26}[As^{3+}_6(OH)_4O_{14}][As^{3+}_6O_{18}]_2[CO_3]$, триг. Am. Min., *64*, 748; Дэна, *II/2*, 479.

АРМЕНИТ — $BaCa_2Al_6Si_9O_{30}\cdot 2H_2O$, ромб., псевдогекс. Am. Min., *26*, 235; М, *III/2*, 155.

АРМОЛКОЛИТ — $(Mg, Fe^{2+})Ti_2O_5$, ромб. Am. Min., *55*, 2136; Min. Abst., *28*, 180; ЗВМО, *100*, 618. См. также: *Минералогия Луны.*

АРМСТРОНГИТ—$CaZrSi_6O_{15}\cdot 2{,}5H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 208.

АРНИМИТ (возможно, является *антлеритом*) — $Cu_5SO_4(OH)_6\cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *39*, 851; Дэна, *II/1*, 699.

АРРОЯДИТ — $(K, Ba)(Na, Ca)_5(Fe^{2+}, Mn, Mg)_{14}Al \cdot (PO_3)_{12}(OH, F)$, мон. Am. Min., *55*, 135; Дэна, *II/2*, 61. См. также: *Минералы пегматитов.*

АРСЕНАТ-БЕЛОВИТ (*талмессит*) — $Ca_2Mg(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *50*, 583; Min. Abst., *27*, 80; ЗВМО, *86*, 378.

АРСЕНБРАКЕБУШИТ — $Pb_2(Fe^{3+}, Zn)(OH, H_2O) \cdot (AsO_4)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1282.

АРСЕНДЕСТИНЕЗИТ = *Буковскиит*. Am. Min., *54*, 994.

АРСЕНИОСИДЕРИТ — $Ca_6(H_2O)_6[Fe_9O_6(AsO_4)_9]\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 48; Min. Abst., *27*, 253; Дэна, *II/2*, 386.

АРСЕНОБИСМИТ — $Bi_2(AsO_4)(OH)_3$, куб. Am. Min., *28*, 536; Дэна, *II/2*, 332.

АРСЕНОГАУХЕКОРНИТ — Ni_9BiAsS_8, тетр. Am. Min., *66*, 436; Min. Mag., *43*, 877.

АРСЕНОКЛАЗИТ — $Mn_5(AsO_4)_2(OH)_4$, ромб. Am. Min., *53*, 1779; Дэна, *II/2*, 207.

АРСЕНОЛАМПРИТ — As, ромб. Am. Min., *45*, 479; Дэна, *I/1*, 151. См. также: *Самородные элементы и сплавы.*

АРСЕНОЛИТ. Оксид мышьяка. Название дано Дэна в 1854 г.
Состав. As_2O_3.
Свойства. Куб., *Fd3m*, Тв. 1,5. Пл. 3,8. Плавкость 1. Цвет чисто белый или с различными оттенками. Полуметаллическая молекулярная структура. Полиморфен с *клаудетитом;* изоструктурен с *сенармонтитом* Sb_2S_3 и силленитом Bi_2O_3.
Распространение. Продукт окисления руд мышьяка.
Лит.: Дэна, *II/2*, 73.

Д. СПЕЙДЕЛ

АРСЕНОПАЛЛАДИНИТ — $Pd_8(As, Sb)_3$, трикл. Am. Min., *59*, 1332; Can. Min., *15*, 70; М, *I*, 118.

АРСЕНОПИРИТ. Арсеносульфид железа. Название дано Глоккером в 1847 г. как сокращение старого термина arsenical pyrite — мышьяковистый пирит.
Состав. 8[FeAsS]; Fe 34,3, As 46,0, S 19,7 вес. %. Fe может замещаться Co и Ni; S и As могут взаимозамещаться.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Призматические кристаллы, удлиненные по оси *c*, иногда псевдоморфозы по пирротину. Тв. 5,5—6. Пл. 6,07 ± 0,15. Блеск металлический. Цвет серебристо-белый. Черта черная. Двойникование по нескольким законам. Под микроскопом непрозрачен, сильноанизотропен, проявляет голубовато-зеленые или коричневато-красные цвета анизотропии. Цвет белый (бесцветный) до очень бледно-кремового или бледно-розового. Двуотражение слабое (для бесцветной разновидности) до сильного (для слабоокрашенных разновидностей). Обычными являются идиоморфные кристаллы ромбической формы. Отражательная способность 54 %.
Распространение. Повсеместное. Может образовываться при очень низких температурах, но чаще встречается с минералами олова и вольфрама в высокотемпературных гидротермальных жилах. Иногда находится в зонах метасоматоза, в пегматитах и в рассеянном состоянии в кристаллических известняках. *Арсенопирит* — руда мышьяка. Основными районами добычи являются Роксбери (штат Коннектикут) и Франклин (штат Нью-Джерси, США), Корнуолл (Великобритания) и Фрейберг и Мюнциг (Саксония, ГДР). Большая часть мышьяка используется в форме оксида в медицине, в производстве инсектицидов, красок и т. д. Арсенопирит встречается вместе с *золотом*, *пиритом*, *халькопиритом*, *галенитом*, *сфалеритом*, рудами Cu и Ag, теллуридами, *марказитом* и др.

Р. КАМЕРОН

См. также: *Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 309.

АРСЕНОПОЛИБАЗИТ — $(Ag, Cu)_{16}(As, Sb)_2S_{11}$, мон. Am. Min., *50*, 1507; Can. Min., *8*, 172.

АРСЕНОСУЛЬВАНИТ — $Cu_3(As, V)S_4$, куб. Am. Min., *40*, 368; Min. Abst., *28*, 205.

АРСЕНУРАНИЛИТ — $Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2(OH)_4\cdot 6H_2O$, ромб. Am. Min., *44*, 208.

АРСЕНУРАНОШПАТИТ — $(HAl)_{0,5}(UO_2)(AsO_4)_2\cdot 20H_2O$, тетр. Min. Mag., *42*, 117; Min. Abst., *29*, 200.

АРТИНИТ. Водный карбонат магния. Название дано в 1902 г. в честь итальянского минералога Э. Артини.
Состав. 2 [$Mg_2(CO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$].
Свойства. Мон., *C2*. Кристаллы игольчатые; в виде корочек, гроздьевидных и сферических агрегатов, в мелких поперечных жилках. Спайность совершенная по {100} и хорошая по {001}. Тв. 2,5. Пл. 2. Блеск шелковистый. Бесцветный или белый.
Распространение. В низкотемпературных жилах и в виде корок в серпентинизированных ультраосновных породах вместе с другими карбонатами.

К. ФРЕЙ

АРТУРИТ — $Cu_2Fe_4(AsO_4, PO_4, SO_4)_4(O, OH)_4 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *55*, 1817; Min. Mag., *37*, 519; ЗВМО, 93, 679.

АРФВЕДСОНИТ. Гидроксилсиликат железа, кальция и щелочей; относится к моноклинным амфиболам. Название дано Бруком в 1823 г. в честь проф. Й. Арфведсона, шведского химика.
Состав. $NaNa_2Fe^{2+}_4Fe^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$, с замещением Fe^{2+} магнием переходит в магнезиоарфведсонит, а Mn^{+2} — в *коцулит*. Na может замещаться Ca.
Свойства. Мон., *C2/m*. В кристаллических агрегатах и в виде отдельных кристаллов. Тв. 6. Пл. 3,45. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет от темно-зеленого до черного.
Распространение. В бедных кремнеземом магматических и метаморфических породах, таких как нефелиновые сиениты и метабазальты. Характерный минерал для р-на Юлианхоб (Южная Гренландия), р-нов Лангезун-фьорд и Осло (Норвегия), известен также в округе Нью-Гемпшир (Ред-Хилл) и вблизи г. Пайкс-Пик (штат Колорадо, США).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Клинопироксены; Минералогия формации Грин-Ривер.*
Лит.: М, *III/3*, 244.

АРЧЕРИТ — $(K, NH_4)H_2PO_4$, тетр. Min. Mag., *41*, 33; Am. Min., *62*, 1057.

АСБЕКАСИТ — $Ca_3(Ti, Sn)As_6Si_2Be_2O_{20}$, триг. Am. Min., *55*, 1818; Min. Abst., *28*, 208; ЗВМО, *97*, 75.

АСБЕСТ — волокнистый *серпентин* или *амфибол*. См. также: *Асбест; Биогенные минералы; Электронная микроскопия (просвечивающая)*.

АСТРОЛИТ = *Мусковит*. Am. Min., *57*, 993.

АСТРОФИЛЛИТ (гр. *астрофиллита*) $(K, Na)_3(Fe, Mn)_7Ti_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$, трикл. Min. Abst., *27*, 287; Winchell, *II*, 480; М, *III/1*, 645. См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные.*

АСТРОФИЛЛИТА ГРУППА — *астрофиллит, гидроастрофиллит, куплетскит, магнезиоастрофиллит, ниобофиллит, цезийкуплетскит, циркофиллит.*

АТАБАСКАИТ — Cu_5Se_4, ромб. Am. Min., *56*, 632; Can. Min., *10*, 207; ЗВМО, *100*, 67.

АТАКАМИТ. Гидроксилхлорид меди. Название дано Галлитценом в 1801 г. по провинции Атакама (Чили).
Состав. 4 [$Cu_2Cl(OH)_3$]; Cu 14,88, CuO 55,87, Cl 16,60, H_2O 12,65 %.
Свойства. Ромб. Обычно в виде агрегатов тонких кристаллов, волокнистых или зернистых агрегатов. Тв. 3—3,5. Пл. 3,75—3,77. Блеск алмазный до стеклянного. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет травянисто-зеленый. Черта яблочно-зеленая.
Распространение. В аридных областях как гипергенный минерал зоны окисления медных месторождений.
Применение. Второстепенная руда меди.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Классификация минералов: принципы.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 91.

АТЕЛЕСТИТ — $Bi_8(AsO_4)_3O_5(OH)_5$, мон. Дэна, *II/2*, 195.

АТЕНЕИТ — $(Pb, Hg)_3As$, гекс. Am. Min., *59*, 1330; Min. Mag., *39*, 528.

АТЛАСНЫЙ ШПАТ — разновидность *гипса*.

АТОКИТ — $(Pd, Pt)_3Sn$, куб. Am. Min., *61*, 340; Can. Min., *13*, 146; М, *III/3*, 140.

АТТАКОЛИТ — $(Ca, Mn, Sr)_3Al_6(PO_4, SiO_4)_7 \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *51*, 534.

АТТАПУЛЬГИТ = *Палыгорскит.*

АУБЕРТИТ — $CuAl(SO_4)_2Cl \cdot 14H_2O$, трикл. Am. Min., *65*, 205; Bull. Min., *102*, 348.

АУГЕЛИТ — $Al_2(PO_4)(OH)_3$, мон. Am. Min., *53*, 1096; *61*, 409; Дэна, *II/2*, 288. См. также: *Минералы пегматитов.*

АУРИКУПРИД — Cu_3Au, куб. М, *I*, 43.

АУРИПИГМЕНТ. Сульфид мышьяка. Название дано Валлериусом в 1747 г. от лат. auripigmentum — золотая краска (по цвету минерала и предполагаемому содержанию золота).
Состав. 4 [As_2S_3]; As 60,9, S 39,1 вес. %.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Обычно в виде листоватых, столбчатых или волокнистых массивных агрегатов. Спайность совершенная по {010}. Пластинки гибкие, но не упругие. Тв. 1,5—2. Пл. 3,4—3,5. По плоскостям спайности блеск перламутровый, вне их — смолистый. Цвет лимонно-желтый, черта более бледная.
Распространение. Как продукт низкотемпературного изменения мышьяксодержащих минералов, в частности *реальгара*, с которым он ассоциирует наряду со *стибнитом*, самородным *мышьяком*, *кальцитом*, *баритом* и *гипсом*. Важные находки известны в р-нах Морокоча и Акамбилья (Перу), в Боснии (Югославия), в Греции. В США — в округе Туэле (штат Юта) и в округах Гумбольдт и Ни (штат Невада).

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 264.

АУРИХАЛЬЦИТ. Гидроксилкарбонат цинка и меди. Название дано Бёттгером в 1845 г., вероятно, от греч. «горная медь».
Состав. 4 [$(Zn, Cu)_5(CO_3)_2(OH)_6$]; отношение Cu/Zn около 2/5.
Свойства. Ромб. Обычно в виде корочек из мягких чешуек. Тв. 1—2. Пл. 3,6. Блеск перламутровый. Цвет и черта бледные зеленовато-голубые.
Распространение. Вторичный минерал в зоне окисления медно-цинковых месторождений, ассоциирует с *малахитом*, *азуритом*, *купритом* и *смитсонитом*.
Применение. Хороший поисковый признак на цинковые руды.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 297.

АУРОРИТ — $(Mn^{2+}, Ag, Ca)Mn_3^{4+}O_7 \cdot 3H_2O$, трикл. (?). Am. Min., *52*, 1581; Econ. Geol., *62*, 186; ЗВМО, *97*, 70.

АУРОСТИБИТ (гр. *пирита*) — $AuSb_2$, куб. Am. Min., *37*, 461; Min. Abst., *27*, 254; M, *I*, 135.

АУСТИНИТ (гр. *аделита*) — $CaZn(AsO_4)(OH)$, ромб. Am. Min., *56*, 1359; Can. Min., *18*, 191; Дэна, *II/2*, 216. См. также: *Наименование минералов.*

АФВИЛЛИТ. Гидроксилсиликат кальция.
Состав. 4 $[Ca_3Si_2O_4(OH)_6]$, мон.
Распространение. В алмазных копях Дютойтспен (Кимберли, ЮАР); как продукт изменения *спёррита* в Скот-Хилле (графство Антрим, Ирландия) и в Крестморе (штат Калифорния, США).

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *III/1*, 233.

АФГАНИТ (гр. *канкринита*) — $(Na, Ca, K)_{12}(Si, Al)_{16}O_{34}(Cl, SO_4, CO_3)_4 \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *53*, 2105; Can. Min., *17*, 47; ЗВМО, *98*, 331.

АФТИТАЛИТ — $(K, Na)_3Na(SO_4)_2$, гекс. Дэна, *II/1*, 473. См. также: *Минеральные соли.*

АХОИТ — $(K, Na)Cu_7AlSi_9O_{27} \cdot 6H_2O$, трикл. Am. Min., *66*, 201; Min. Mag., *32*, 942; ЗВМО, *89*, 71.

АХРЕМАТИТ — смесь *миметезита* и *вульфенита.* Am. Min., *62*, 170.

АХРОИТ — бесцветный *эльбаит.*

АЦЕТАМИТ — CH_3CONH_2, гекс. ЗВМО, *104*, 326; Am. Min., *61*, 338.

АШАВАЛИТ — FeSe. Hey, 17; RRW, 2; M, *I*, 557.

АШАНИТ — $(Nb, Ta, U, Fe, Mn)_4O_9$, ромб. Am. Min., *66*, 217; Min. Mag., *43*, 1058.

АШАРИТ = *Ссайбелиит.* Am. Min., *51*, 1257.

АШКРОФТИН. Водный алюмосиликат калия и натрия. Название дано Геем и Баннистером в 1933 г. в честь Ф. Ашкрофта [лондонского коллекционера минералов].
Состав. $KNaCaY_2Si_6O_{12}(OH)_{10} \cdot 4H_2O$.
Свойства. Тетр., $a = 34{,}11$ Å, $c = 17{,}52$ Å. Пл. 2,61. Цвет розовый. Габитус волокнистый. Спайность совершенная по {100}, хорошая по {001}. Показатели преломления $n_o = 1{,}536$, $n_e = 1{,}545$, двупреломление 0,009. Одноосный, положительный.
Распространение. Очень редок. В пегматитовых гнездах в авгитовых сиенитах в районе Нарсарсуака (Гренландия); выполняет пустоты в щелочных основных и ультраосновных лавах на юго-западе Уганды, ассоциирует с *филлипситом* и *натролитом.*

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

АШТОНИТ — стронциевый *морденит.* Min. Mag., *38*, 383.

Б

БАБЕФФИТ — $BaBe(PO_4)(OH, F)$. Тетр. Am. Min. *51*, 1547; ЗВМО, *97*, 72.

БАБИНГТОНИТ — $Ca_2(Fe^{2+}, Mn)Fe^{3+}Si_5O_{14}(OH)$, трикл. Am. Min., *17*, 295; Min. Abst., *27*, 212; М, *III/2*, 547.

БАВЕНИТ. Гидроксилалюмосиликат бериллия и кальция. Название дано Артини в 1901 г. по месту первой находки (Бавено, Италия).
Состав. $Ca_4Al_2Be_2(OH)_2(Si_9O_{26})$.
Свойства. Ромб. Радиально-лучистые, волокнистые агрегаты, призматические кристаллы. Блеск землистый. Цвет и черта белые.
Распространение. В пегматитовых друзах в гранитах Бавено (Пьемонт, Италия) и в Меса-Гранде (штат Калифорния, США).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: М, *III/1*, 564.

БАДДЕЛЕИТ. Оксид циркония. Название дано Флетчером в 1892 г. в честь Дж. Бадделея, привезшего первые образцы минерала из Шри-Ланки.
Состав. ZrO_2.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Тв. 6,5. Пл. 5,4—6,0. Совершенная базальная спайность. От бесцветного до черного. Сильный плеохроизм: *Np* — желтый, коричнево-зеленый; *Nm* — зеленый, коричневый; *Ng* — коричневый, светло-коричневый.
Распространение. В россыпях, содержащих самоцветы, ассоциирует с *касситеритом* и *рутилом*. В Шри-Ланке в р-не Раквана в виде окатанных кристаллов с *цирконом*, *шпинелью*, *корундом* и *турмалином* содержится в гравийных россыпных месторождениях самоцветов. В Якупиранге (Бразилия) присутствует в контактовой зоне между якупирангитом (магнетитпироксенитовая порода) и мрамором.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Синтетические минералы.*
Лит.: Дэна, *I/1*, 152.

БАДЕНИТ (сомнительный вид) — $(Co, Ni, Fe)_3(As, Bi)_4$ (?). Дэна, *I/1*, 316.

БАДИНГТОНИТ (гр. *полевых шпатов*) — $(NH_4) \cdot AlSi_3O_8 \cdot 0{,}5H_2O$, мон. Am. Min., *49*, 831; ЗВМО, 94, 682. См. также: *Щелочные полевые шпаты.*

БАЗАЛЮМИНИТ — $Al_4(SO_4)(OH)_{10} \cdot 5H_2O$, гекс. (?). Min. Abst., *27*, 77; Min. Mag., *43*, 931; Дэна, *II/1*, 691.

БАЗИЛИТ = *Гаусманит* + *файткнехтит*. Am. Min., *58*, 562.

БАЙЕРИТ — α-$Al(OH)_3$, мон. Am. Min., *49*, 819; Min. Mag., *33*, 723; М, *II/3*, 615.

БАЙЛДОНИТ — $PbCu_3(HOAsO_3)_2(OH)_2$, мон. Am. Min., *66*, 148; Дэна, *II/2*, 357.

БАКЕРИТ — $Ca_3B_4(BO_4)(SiO_4)_3(OH)_3 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 919; Min. Abst., *27*, 333; М, *III/1*, 395.

БАЛИФОЛИТ — $BaMg_2LiAl_3(Si_2O_6)_2(OH)_8$, ромб. Am. Min., *61*, 338; Sci. Geol., *1*, 100; М, *II/2*, 488.

БАЛКАНИТ — $Cu_9Ag_5HgS_8$, ромб. Am. Min., *58*, 11,

БАЛЯКИНИТ — $CuTeO_3$, ромб. Am. Min., *66*, 436; ДАН СССР, т. 253, № 6, 1448—1450.

БАМБОЛЛАИТ — $Cu(Se, Te)_2$, тетр. Am. Min., *58*, 805; Can. Min., *11*, 738; ЗВМО, *102*, 443.

БАНАЛЬСИТ (гр. *полевых шпатов*) — $BaNa_2(Al_4Si_4)O_{16}$, ромб. Am. Min., *30*, 85; Min. Abst., *27*, 213; ДХЗ, *4*, 193.

БАНДИЛИТ. Гидроксилхлороборат меди. Название дано Палашем и Фошагом в 1938 г. в честь М. Бэнди, горного инженера, нашедшего этот минерал.
Состав. $CuCl[B(OH)_4]$.
Свойства. Тетр., $P4/n$. Кристаллы таблитчатые или изометрические. Очень гибкий. Тв. 2,5. Пл. 2,81. Блеск стеклянный, на изломе перламутровый. Цвет темно-синий с зеленоватыми оттенками. Черта голубая.
Распространение. Редкий. Как вторичный минерал в Мина-Кетена вблизи Каламы (Чили), ассоциирует с *атакамитом* и *эриохальцитом*.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: Дэна, *II/1*, 440.

БАННИСТЕРИТ — $(Na, K)(Mn, Fe, Al)_5(Si, Al)_6O_{15} \cdot (OH)_5 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 577; Min. Mag., *36*, 893.

БАОТИТ — $Ba_4(Ti, Nb)_8Si_4O_{28}Cl$, тетр. Am. Min., *47*, 987; М, *III/2*, 44.

БАРАРИТ. Фторид аммония и кремния. Название дано Фронделем в 1951 г. по индийской местности Барари, откуда было впервые сделано полное описание минерала.
Состав. $(NH_4)_2SiF_6$.
Свойства. Гекс. Низкотемпературная модификация кубического высокотемпературного криптогалита. Тв. 2,5. Пл. 2,15. Цвет белый. Блеск стеклянный. Соленый на вкус.
Распространение. Первоначально найден в вулканических возгонах Везувия. Ассоциирует с нашатырем и *криптогалитом*.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *II/1*, 36.

БАРАТОВИТ — $KLi_3Ca_7(Ti, Zr)_2Si_6O_{18}F_2$, мон. Am. Min., *61*, 1053; *64*, 383; ЗВМО, 104, 580.

БАРБЕРТОНИТ. Водный карбонат магния и хрома. Название дано Фронделем в 1940 г. по распространению в местности Барбертон (ЮАР).
Состав. $Mg_6Cr_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$.

Свойства. Гекс. Пластинчатые или волокнистые агрегаты с совершенной базальной спайностью. Цвет гвоздично-розовый до интенсивного лилового. Черта бледно-лиловая до белой. Тв. 1,5—2. Пл. 2,1. Блеск восковой до перламутрового. Полиморфен со *стихтитом*.

Распространение. Обнаружен в Дундас, Тасмания, и в Каапше-Хуп (Трансвааль, ЮАР). В серпентиновых породах в виде жилок и небольших скоплений в тесной ассоциации со *стихтитом*, *хромитом* и *антигоритом*.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 476.

БАРБОСАЛИТ — $Fe^{2+}Fe^{3+}_2(OH)_2(PO_4)_2$, мон. Am. Min. *40*, 952; ЗВМО, *84*, 345.

БАРБЬЕРИТ = *Микроклин*.

БАРИАНДИТ — $V_2O_4 \cdot 4V_2O_5 \cdot 12H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 1555; ЗВМО, *101*, 280.

БАРИЛИТ. Редкий силикат бария и бериллия. Название дано Бломстрандом в 1876 г. от греч. слов со значением «тяжелый» и «камень».

Состав. $4[BaBe_2Si_2O_7]$.

Свойства. Ромб., *Pnma*. Агрегаты таблитчатых призматических кристаллов. Тв. 7. Пл. 4,03. Блеск жирный. Бесцветный. Полупрозрачный.

Распространение. Лонгбан (лен Вермланд, Швеция), Франклин (штат Нью-Джерси, США).

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *III/1*, 537.

БАРИОМИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — $Ba(Ta, Nb)_2 \cdot (O, OH)_7$, куб. Am. Min., *48*, 1415; *62*, 403.

БАРИОПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(Ba, Sr)_2(Nb, Ti)_2(O, OH)_7$, куб. Am. Min., *62*, 403.

БАРИСИЛИТ — $Pb_8Mn(Si_2O_7)_3$, триг. Am. Min., *54*, 510; М, *III/1*, 592.

БАРИТ. Сульфат бария. Название дано Карстеном в 1800 г. от греч. «тяжелый» (по большой плотности).

Состав. $4[BaSO_4]$; BaO 65,7, SO_3 34,3 %.

Свойства. Ромб., *Pnma*. Габитус дипирамидальный, может также быть в зернистых, пластинчатых или землистых агрегатах. Тв. 3—3,5. Пл. 4,5. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый или с голубым, желтым либо красноватым оттенком. Черта белая.

Распространение. Как акцессорный минерал в рудных жилах, с *кальцитом* в известняковых жилах, в остаточных глинах на известняках, как аутигенный минерал, а также в медистых песчаниках и иногда как основная масса песчаников. К числу важнейших месторождений относятся скопления крупных кристаллов *барита* в Камберленде, Корнуолле, Уэстморленде и Нортумберленде (Англия), с *антимонитом* в Фельшобанье (Румыния), в виде конкреций в мергелях в горе Патерно вблизи Болоньи (Италия), массивные залежи в штатах Калифорния, Джорджия, Теннесси, Миссури и Арканзас (США) и в виде превосходных «пустынных розочек» (содержащих много песка) в Нормане (штат Оклахома) и в Салине (штат Канзас).

Применение. В качестве компонента промывочной жидкости (суспензия тонко размельченного барита) при бурении скважин на нефть и газ, в производстве литопона (белой краски), как источник бария и как наполнитель глянцевой бумаги.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Габитус кристаллов; Жильные минералы; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы пещер; Минеральные пигменты и наполнители; Минеральные ресурсы; Наименование минералов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 482.

БАРИТОКАЛЬЦИТ. Карбонат бария и кальция Название дано Бруком в 1824 г. по составу минерала.

Состав. $2[BaCa(CO_3)_2]$.

Свойства. Мон. Триморфен с *альстонитом* (ромб.) и *паральстонитом* (триг.). Кристаллы от коротко- до длиннопризматических. Тв. 4 Пл. 3,64—3,66. Хрупкий. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет сероватый, зеленоватый или желтоватый. Черта белая. Прозрачный до полупрозрачного.

Распространение. Впервые описан из Алстон-Мура (графство Камберленд, Англия) в ассоциации с *баритом* и *флюоритом* в известняках. Найден также с *кварцем* и псевдоморфозами *барита* по *баритокальциту* в Чехословакии, в Баденвейлере (Баден-Вюртемберг, ФРГ) и в р-не Фрейберга (Саксония, ГДР).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 264.

БАРИТОЛАМПРОФИЛЛИТ — $(Na, K)_2(Ba, Ca, Sr)_2(Ti, Fe)_3(Si_2O_7)_2(O, OH)_4$, мон. Am. Min., *51*, 1549; М, *III/1*, 644.

БАРИЦИТ — $(Mg, Fe)_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 1053; Can. Min., *14*, 403.

БАРКЕВИКИТ — ферропаргаситовая *роговая обманка*. Am. Min., *63*, 1049.

БАРНЕСИТ — $Na_2V_2O_{16} \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 1187; ЗВМО, *90*, 104.

БАРРЕРИТ (гр. *цеолитов*) — $Na_6(Ca, K)Al_8Si_{28}O_{72} \cdot 26H_2O$, ромб. Am. Min., *61*, 1053; Min. Mag., *40*, 268.

БАРРИНГЕРИТ — $(Fe, Ni)_2P$, гекс. Am. Min., *55*, 317; Science, *165*, 169; ЗВМО, *100*, 77. См. также: *Минералы метеоритов.*

БАРРИНГТОНИТ — $MgCO_3 \cdot 2H_2O$ (?), трикл. Am. Min., *50*, 2103; Min. Mag., *34*, 370; ЗВМО, *96*, 71.

БАРРУАЗИТ (гр. *амфиболов*) — $CaNa(Mg, Fe^{2+})_3(Al, Fe^{3+})_2(Si_7Al)O_{22}(OH)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1034; М, *III/3*, 206.

БАРСАНОВИТ = *Эвдиалит*. Am. Min., *54*, 1499.

БАРТОНИТ — $K_3Fe_{10}S_{14}$, тетр. Am. Min., *66*, 369; Min. Mag., *43*, 1058.

БАССАНИТ — $2CaSO_4 \cdot H_2O$, триг. Дэна, *II/1*, 563. См. также: *Минеральные соли.*

БАССЕТИТ (гр. *метаотенита*) — $Fe(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *39*, 683; USGS Bull., *1064*, 200; Дэна, *II/2*, 435.

БАСТИНИТ = *Гюролит*. Am. Min., *49*, 398.

БАСТНЕЗИТ. Фторокарбонат лантана и церия. Название дано Гюо в 1841 г. по месту находки Бастнё (Швеция).

Состав. 6[(Ce, La)FCO_3].
Свойства. Тв. 4,5. Пл. 4,9—4,8. Блеск стеклянный, смолистый или перламутровый. Цвет восково-желтый до красновато-коричневого.
Распространение. Продукт изменения *тисонита*, найден также в пегматитах и в контактовых зонах. Впервые был описан в Бастнё (лен Вестманланд, Швеция) из контактово-метаморфического амфиболового скарна, в ассоциации с *алланитом*, *цеританом* и *тисонитом*. Найден также с *церитом*, *флюоритом* и *алланитом* в контактовой зоне в Джеймстауне (штат Колорадо) и с *тисонитом* в пегматитах р-на Пайкс-Пик (штат Колорадо, США).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы пегматитов; Синтаксия.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 334.

БАТИСИТ — $Na_2BaTi_2Si_4O_{14}$, ромб. Am. Min., *45*, 908, 1317; M, *III/1*, 569.

БАУМГАУЕРИТ — $Pb_{11}As_{17}S_{36}$, трикл. M, *I*, 495.

БАУМИТ (гр. *серпентина*) — (Mg, Mn, Fe^{2+}, Zn, Al, Fe^{3+})(Si, Al)$O_{20}(OH)_{16}$. Am. Min., *61*, 174; N. J. Min. Mh., *123*, 111.

БАУРАНОИТ — $BaU_2O_7 \cdot 4 \div 5H_2O$. Am. Min., *58*, 1111; ЗВМО, *102*, 75.

БАФЕРТИСИТ — $Ba(Fe, Mn)_2TiSi_2O_7(O, OH)_2$, мон. Am. Min., *57*, 1005; M, *III/1*, 635.

БАХИАНИТ — $Sb_5Al_5O_{14}(OH)_2$, мон. Am. Min., *64*, 464; Min. Abst., *29*, 481.

БАЦИРИТ — $BaZrSi_3O_9$, гекс. Min. Abst., *29*, 200; Min. Mag., *42*, 35; M, *III/2*, 18.

БАЦЦИТ — $Be_3(Sc, Al)_2Si_6O_{18}$, гекс. Am. Min., *40*, 370; M, *III/2*, 100. См. также: *Минералы пегматитов.*

БЕАРСИТ — $Be_2(AsO_4)(OH) \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 210; ЗВМО, *92*, 205.

БЁГГИЛЬДИТ — $Na_2Sr_2Al_2(PO_4)F_9$, мон. Am. Min., *41*, 959; M, *II/1*, 83.

БЁДАНТИТ. Гидроксилсульфатарсенат свинца и окисного железа. Название дано А. Леви в 1826 г. в честь французского минералога Ф. Бёдана.
Состав. $PbFe_3(AsO_4)(SO_4)(OH)_6$; в небольших количествах Fe^{3+} может замещаться Al.
Свойства. Триг., $R\bar{3}2/m$. Тв. 3,5—4,5. Пл. 4—4,3. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет черный, темно-зеленый или коричневый. Спайность по {0001} хорошая. Одноосный отрицательный. Прозрачный до полупрозрачного. Растворяется в HCl.
Распространение. Редкий. Вторичный минерал, образующийся при изменении свинцовых руд, особенно сульфосолей. Встречается в ассоциации с *фармакосидеритом*, *скородитом*, *гематитом* и *кварцем*.
Родственные минералы. *Коркит* и другие члены гр. *бёдантита* (см. *Алунита, бёдантита, крандаллита группы*).

А. ПАБСТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 444.

БЁДАНТИТА ГРУППА — *бёдантит, вейлерит, вудхаузит, гинсдалит, идальгоит, кемлицит, коркит, сванбергит* и *шлосмахерит.*

БЕЗСМЕРТНОВИТ — $Au_4Cu(Te, Pb)$, ромб. Min. Abst., *31*, 495.

БЕЙДЕЛЛИТ (гр. *смектитов*) — (Na, $Ca_{0,5})_{0,33}Al_2 \cdot$ $\cdot(Al, Si)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$, мон. Am. Min., *47*, 137; ДХЗ, *3*, 226. См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв.*

БЕЙЕРИТ. Карбонат кальция и висмута. Название дано Фронделем в 1943 г. в честь А. Бейера (1743—1805), горного инженера и минералога из Шнееберга (Саксония).
Состав. 2[$Ca(BiO)_2(CO_3)_2$]; Ca может замещаться Pb.
Тетр.
Распространение. Вторичный минерал, встречающийся в ассоциации с *бисмутитом* в виде чуть желтоватых пластинчатых кристаллов в Шнееберге (Саксония, ГДР) и в зеленовато-серых плотных массах в Стюарт-Майнс (округ Пала, штат Калифорния, США).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 334.

БЕЙЛИИТ — $Mg_2(UO_2)(CO_3)_3 \cdot 18H_2O$, мон. Am. Min., *36*, 1; Дэна, *II/1*, 284.

БЕЙЛИССИТ — $K_2Mg(CO_3)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Min. Abst., *28*, 208; Schw. Min. Pet. Mitt., *56*, 187.

БЕККЕЛИТ (гр. *апатита*) — (Ca, Ce_5)(O, OH)$(SiO_4)_3$, гекс. Min. Mag., *14*, 395.

БЕККЕРЕЛИТ. Водный оксид урана. Название дано Скупом в 1922 г. в честь А. Беккереля (1852—1908), французского физика, открывшего явление радиоактивности.
Состав. $Ca(UO_2)_6O_4(OH)_6 \cdot 8H_2O$. Ca в больших количествах может замещаться Ba и K.
Свойства. Ромб., *Рпат*. Совершенная спайность по {010}. Цвет темный янтарно-желтый до бесцветного. Черта желтая. Тв. 2—3. Пл. 5,2. Блеск алмазный до жирного. Прозрачный.
Распространение. Найден в Касола (Заир) с *англезитом, соддиитом, иантинитом, кюритом, скупитом* и другими вторичными урановыми минералами. Образуется в результате радиоактивного распада *уранинита* и *иантинита.*

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: M, *II/3*, 559.

БЕЛЛИДОИТ — Cu_2Se, тетр. Am. Min. *60*, 736; Econ. Geol., *70*, 384.

БЕЛЛИНДЖЕРИТ — $Cu_3(IO_3)_6 \cdot 2H_2O$, трикл. Acta Cryst., *B30*, 965; Am. Min., *25*, 505; Дэна, *II/1*, 571.

БЕЛЛИТ (гр. *апатита*) — $(Pb, Ag)_{10}Cl_2(Cr, As, Si)_6O_{24}$, гекс. Am. Min., *43*, 798; Min. Mag., *14*, 395; Дэна, *II/2*, 318.

БЕЛОВИТ (гр. *апатита*) — $(Sr, Ce, Na, Ca)_5(PO_4)_3 \times$ $\times$ (OH), гекс. Am. Min., *40*, 367; ЗВМО, *84*, 345.

БЕЛЯНКИНИТ. Водный танталониобат титана, кальция и циркония. Название дано Герасимовским и Казаковой в 1950 г. в честь Д. С. Белянкина, советского минералога и петрографа.
Состав. (Ti, Ni, Zr, Ca)(O, $OH)_2 \cdot 1{,}5 \div 2H_2O$. Аморф.
Распространение. В нефелин-сиенитовых пегматитах Кольского полуострова (СССР), с *микроклином*, *нефелином* и *эгирином*. Кроме того, встречается в ассоциации с *эвдиалитом*, *лоренценитом*, *рамзаитом* и *лампрофиллитом.*

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: M, *II/2*, 443.

БЕМЕНТИТ — $Mn_8Si_6O_{15}(OH)_{10}$, мон. Am. Min., *49*, 446; *65*, 335; M, *III/2*, 544.

БЁМИТ. Оксигидроксид алюминия из семейства *лепидокрокита*, одна из важнейших составляющих боксита. Название дано Лаппарентом в 1927 г. в честь немецкого химика и геолога И. Бёма.
Состав. γ-AlO(OH).
Свойства. Ромб., *Amap*. Тв. 3,5—4. Пл. 3,0. Хорошая спайность по {010}. В основе структуры лежат слои, состоящие из ионов кислорода в кубической плотной упаковке; ионы Al находятся в октаэдрической координации между ними; ионы H связаны только с половиной атомов кислорода. Оптические свойства: $n_p = 1{,}64 \div 1{,}65$; $n_m = 1{,}65 \div 1{,}66$; $n_g = 1{,}65 \div 1{,}67$. Цвет (при отсутствии примесей) белый. При 300 °C превращается в γ-Al_2O_3 со структурой *шпинели*. В структурном отношении аналогичен *лепидокрокиту* γ-FeO(OH) и полиморфен с *диаспором*.
Распространение. В бокситах, латеритах, огнеупорных глинах, ассоциирует с *глинами*, *гиббситом*, *диаспором* и *корундом*. Наиболее значительными месторождениями являются Гант (Венгрия), месторождения Гарца (ФРГ), Реку (Франция).
Применение. Основной источник алюминия.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Породообразующие минералы.*
Лит.: M, *III/3*, 536

БЕНДЖАМИНИТ — $Cu_{0,5}Pb_{0,4}Ag_{2,3}Bi_{6,8}S_{12}$, мон. Can. Min., *17*, 607; M, *1*, 524

БЕНИТОИТ. Титаносиликат бария. Название дано Лаудербеком в 1907 г. по первой находке на месторождении Сан-Бенито (округ Сан-Бенито, штат Калифорния, США).
Состав. $2[BaTiSi_3O_9]$.
Свойства. Гекс. Кристаллы в виде небольших плоских треугольных двойных пирамид. Тв. 6—6,5. Пл. 3,6. Цвет сапфирово-синий, белый или бесцветный. Блеск стеклянный. Хрупкий. Прозрачный до полупрозрачного. Люминесцирует синим при облучении ультрафиолетовым светом.
Распространение. Редкий, найден в ассоциации с черными удлиненными кристаллами *нептунита* в небольших натролитовых жилах в *серпентините* и кристаллических сланцах в верховьях р. Сан-Бенито (Калифорния, США).
Применение. Имеет некоторое применение как драгоценный камень.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Геммология; Наименование минералов.*
Лит.: M, *III/2*, 15.

БЕНСТОНИТ. Карбонат кальция, магния и бария. Название дано в честь О. Бенстона, металлурга из National Lead Company (штат Арканзас, США).
Состав. $3[(Ca, Mg, Mn)_7(Ba, Sr)_6(CO_3)_{13}]$.
Свойства. Триг. Ромбоэдрические кристаллы, неизмененные или сросшиеся, также массивные агрегаты. Спайность по ромбоэдру. Тв. 3—4. Пл. 3,60—3,65. Блеск стеклянный. Цвет белый, светло-желтый или коричневый. Флюоресцирует желтым или красным.
Распространение. Жильный минерал, обычно вместе с *кальцитом*.

К. ФРЕЙ

Лит.: ЗВМО, *92*, 200.

БЕНТОНИТ — порода, состоящая главным образом из *смектитов*. См. также: *Минеральные пигменты и наполнители.*

БЕРАУНИТ. Водный фосфат закисного и окисного железа. Название дано в 1841 г. по месту находки близ Берауна (теперь Бероун) в Чехословакии.
Состав. $Fe^{2+}Fe^{3+}_5(OH)_5(PO_4)_4 \cdot 4H_2O$.
Свойства. Мон., *C2/c*. Друзы, разлистованные сфероидные массы, конкреции. Хорошая спайность по {100}. Тв. 3,5—4. Пл. 2,8—3,0. Блеск стеклянный. Цвет от синего до красного и до красновато-коричневого. Черта желтая до оливковой.
Распространение. Во вторичных залежах железных руд и как продукт изменения первичных фосфатов в пегматитах.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 393.

БЕРБОРИТ — $Be_2(BO_3)(OH, F) \cdot H_2O$, триг. Am. Min., *53*, 348; ЗВМО, *97*, 71.

БЕРГЕНИТ — $Ba(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 8H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 909; ЗВМО, *90*, 103.

БЕРИЛЛ. Алюмосиликат бериллия. Название дано (около 315 г. до н. э.) от греч. слова, применявшегося ко всем зеленым драгоценным камням.
Состав. $Be_3Al_2Si_6O_{18}$; BeO 14,0, Al_2O_3 19,0, SiO_2 67,0 %.
Свойства. Гекс., *P6/mmc*. Кристаллы часто со штриховкой. Тв. 7,5—8. Пл. 2,75—2,8. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет обычно голубовато-зеленый или светло-желтый, но может быть глубоким зеленым, розовым, белым или бесцветным.
Распространение. Широко известный минерал, встречается в гранитных породах, слюдяных кристаллических сланцах, в темных известняках. Ассоциирует с оловянными рудами, *фенакитом*, *хризобериллом*, *рутилом*, *сподуменом* и *турмалином*. Значительные месторождения берилла находятся в Минас-Жерайсе (Бразилия), Кандобе и Сан-Луисе (Аргентина), на оловянных рудниках Бикита (Зимбабве), в горах Блэк-Хилс (штат Южная Дакота) и в округе Таос (штат Нью-Мексико, США).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Выращивание кристаллов; Геммология; Жад; Клинопироксены; Кристаллография морфологическая; Методы окрашивания минералов; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Рудные минералы.*
Лит.: M, *III/2*, 83.

БЕРИЛЛИТ — $Be_3SiO_4(OH)_2 \cdot H_2O$, ромб. (?). Am. Min., *40*, 787; *63*, 664; M, *III/1*, 429.

БЕРИЛЛОНИТ — $NaBePO_4$, мон. Am. Min., *39*, 397; Дэна, *II/2*, 58. См. также: *Минералы пегматитов.*

БЁРКЕИТ. Сульфаткарбонат натрия. Название дано Типлом в 1921 г. в честь химика У. Бёрка, первооткрывателя искусственной соли, аналогичной минералу.
Состав. $Na_6(SO_4)_2CO_3$; содержание SO_4 колеблется в больших пределах.
Распространение. Редкий, обнаружен в буровой муке при проходке глин в р-не оз. Сирлз-Лейк (округ Сан-Бернардино, штат Калифорния, США) вместе с *кальци-*

том, галитом, гейлюсситом, тихитом, троной, сульфогалитом и *бурой*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 745.

БЕРЛИНИТ — $AlPO_4$, триг. Am. Min., *61*, 409; Дэна, *II/2*, 81. См. также: *Минералы пегматитов.*

БЕРМАНИТ — $Mn^{2+}Mn^{3+}_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 1241. См. также: *Минералы пегматитов.*

БЕРНДТИТ — SnS_2 триг. и гекс. Am. Min., *51*, 1551; 63, 289; ЗВМО, *95*, 309.

БЁРНЕССИТ — $(Na, K, Ca)MgMn_6O_{14} \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 278; Science, *212*, 1024; M, *III/3*, 234.

БЕРРИИТ — $Pb_2(Cu, Ag)_3Bi_5S_{11}$, мон. Am. Min., *52*, 928; Can. Min., *8*, 407; ЗВМО, *97*, 67.

БЕРТОСАИТ — $(Li, Na)_2CaAl_4(PO_4)_4(OH, F)_4$, ромб. Am. Min., *52*, 1583; Can. Min., *8*, 668; ЗВМО, *97*, 73.

БЕРТРАНДИТ. Гидроксилсиликат бериллия. Название дано Дамуром в 1883 г. в честь французского минералога Э. Бертрана.
Состав. $4[Be_4Si_2O_7(OH)_2]$; SiO_2 50,3, BeO 42,1, H_2O 7,6 %.
Свойства. Ромб., $Ccm2_1$. Благодаря двойникованию гемиморфный облик кристаллов. Тв. 6—7. Пл. 2,59—2,6. Блеск стеклянный до перламутрового. Бесцветный до светло-желтого. Прозрачный.
Распространение. Чаще всего в пегматитах в тесной связи с *бериллом*. Встречается в р-не Иркутска и на Алтае (СССР), в Чехословакии. Первоначально был обнаружен вблизи Нанта (Франция). Найден также в Норвегии, в различных местах в Корнуолле и в США, в штатах Мэн, Виргиния и Колорадо.
Применение. В р-не Спор-Маунтин (штат Юта) как руда бериллия.
См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов.*
Лит.: M, *III/1*, 627.

БЕРТЬЕРИН. Гидроксилалюмосиликат железа и магния из гр. *каолинита—серпентина*. Название дано Бёданом в 1832 г. в честь Бертье.
Состав. $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg)_{2-3}(Si, Al)_2O_5(OH)_4$. Мон.
Распространение. Составляет значительный пласт железной руды в Айанже (деп. Мозель) и встречается в рудах Шампани, Бургундии и Лотарингии.
Применение. Железная руда.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия почв.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 192.

БЕРТЬЕРИТ — $FeSb_2S_4$, ромб. Am. Min., *40*, 226; M, *I*, 437. См. также: *Рудная микроскопия.*

БЕРЦЕЛИАНИТ — Cu_2Se, куб. Am. Min., *35*, 337; M, *I*, 532.

БЕРЦЕЛИИТ — $NaCa_2(Mg, Mn)_2(AsO_4)_3$, куб. Дэна, *II/2*, 63.

БЕТА-РОЗЕЛИТ — $Ca_2Co(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *40*, 828; ЗВМО, *85*, 370.

БЕТА-УРАНОФАН — $Ca(UO_2)_2Si_2O_7 \cdot 6H_2O$, мон. USGS Bull., *1064*, 307; M, *III/1*, 253.

БЕТА-ФЕРГУСОНИТ — $YNbO_4$, мон. Am. Min., *46*, 1516; ЗВМО, *91*, 190.

БЕТАФИТ. Танталониобат урана из гр. *пирохлора*. Название дано Лакруа в 1912 г. по месту находки в Бетафо (Мадагаскар).
Состав. $(Ca, Na, U)_2(Ti, Nb, Ta)_2O_6(O, OH, F)$.
Свойства. Куб., $Fd3m$. Цвет зеленовато-коричневый. Тв. 4—4,5. Пл. 3,7—5. Метамиктный. Хрупкий.
Распространение. Обнаружен в пегматитах на Мадагаскаре, в Сибири и в Норвегии; ассоциирует с *пирохлором*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков.*
Лит.: Дэна, *I/2*, 394.

БЕТА-ЦЕРИЙФЕРГУСОНИТ — $Ce, La)NbO_4$, мон. Am. Min., *60*, 485.

БЕТЕХТИНИТ — $Cu_{10}(Fe, Pb)S_6$, ромб. Am. Min., *41*, 371; Min. Abst., *28*, 447; M, *I*, 459.

БЕТПАКДАЛИТ — $CaFe_2H_8(AsO_4)_2(MoO_4)_5 \cdot 10H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 172; ЗВМО, *91*, 199.

БЕУСИТ — $(Mn, Fe, Ca, Mg)_3(PO_4)_2$, мон. Am. Min., *53*, 1799; ЗВМО, *99*, 79. См. также: *Минералы пегматитов.*

БЕХИЕРИТ — $(Ta, Nb)BO_4$, тетр. Am. Min., *46*, 767; *47*, 414; ЗВМО, *92*, 205.

БЕХОИТ — $Be(OH)_2$, ромб. Am. Min., *55*, 1; *63*, 664; ЗВМО, *100*, 84.

БИАНКИТ — $(Zn, Fe)SO_4 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *15*, 538; Дэна, *II/1*, 585.

БИБЕРИТ — $CoSO_4 \cdot 7H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 597.

БИВЕРИТ (гр *алунита*) — $Pb(Cu, Fe, Al)_3(SO_4)_2(OH)_6$, триг. Дэна, *II/1*, 669; Min. Abst., *28*, 79.

БИДОИТ — $Pb_2AgCl_3(F, OH)_2$, куб. Am. Min., *57*, 1003; Min. Mag., *37*, 637; ЗВМО, *100*, 82.

БИДОКСИТ — см. *Бидоит*

БИКИТАИТ. Водный алюмосиликат лития. Название дано по месту первой находки (Бикита в Зимбабве).
Состав. $2[LiAlSi_2O_6 \cdot H_2O]$.
Свойства. Мон., $P2_1/m$. Псевдоромбические кристаллы, также массивные агрегаты. Блеск стеклянный. Бесцветный.
Распространение. Встречается в пегматитах.

К. ФРЕЙ

Лит.: ЗВМО, 88, 321.

БИКСБИИТ. Оксид марганца. Название дано Пенфилдом и Футом в 1897 г. в честь М. Биксби из Солт-Лейк-Сити (штат Юта, США).
Состав. γ-Mn_2O_3.
Свойства. Куб., характеризуется, вероятно, нарушенной шпинелевой структурой. Тв. 6—6,5. Пл. 4,9. Цвет черный. Полиморфен с *браунитом*.
Распространение. С *топазом* в пустотах в риолитах в хр. Томас-Рейндж (штат Юта, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 82.

БИЛИБИНСКИТ — $Au_3Cu_2PbTe_2$, псевдокуб. Am. Min., *64*, 652; Min. Mag., *43*, 1058; ЗВМО, *107*, 310.

БИЛИНИТ (гр. *галотрихита*) — $Fe^{2+}Fe_2^{3+}(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 624.

БИЛЛИНГСЛЕИТ — $Ag_7(Sb, As)S_6$, ромб. Am. Min., *53*, 1791; ЗВМО, *99*, 73.

БИЛЬЕТИТ — $BaU_6O_{19} \cdot 11H_2O$, ромб. Am. Min., 45, 1026; M, *II/3*, 563.

БИНДГЕЙМИТ. Антимонат свинца из гр. *стибиконита*. Название дано в 1868 г. в честь немецкого химика И. Биндгейма.
Состав. $8[Pb_2Sb_2O_6(O, OH)]$; при замещении Pb на Ca переходит в *ромеит*.
Свойства. Куб., *Fd3m*. Плотные до землистых массы и корки. Тв. 4—4,5. Пл. 4,6—5,6. Блеск смолистый до землистого. Цвет желтый, коричневый, серый, белый или зеленоватый.
Распространение. Обычен в зоне окисления сурьмяно-свинцовых руд.

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *II/3*, 135.

БИННИТ = *Теннантит*.

БИОТИТ. Гидроксилалюмосиликат калия, магния и железа из гр. слюд. Название дано Гаусманном в 1847 г. в честь французского физика Ж. Биота.
Состав. $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$.
Свойства. Мон. Кристаллы редки, обычно в виде листоватых масс, чешуйчатых агрегатов или рассеянных чешуек. Совершенная базальная спайность. Тв. 2,5—3. Пл. 2,8—3,2. Блеск очень яркий. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет темно-коричневый, зеленый или черный, в тонких пластинках обычно дымчатый.
Распространение. Очень распространенный породообразующий минерал, встречается главным образом в магматических породах с большим содержанием *полевого шпата*. Может также находиться в гнейсах, кристаллических сланцах, пегматитовых дайках и базальтах.
Применение. Дегидратированный разбухший *вермикулит* (бедный калием продукт изменения *биотита*) используется как теплоизолятор, легкий наполнитель бетона и наполнитель искусственных грунтов в парниках.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Алмаз; Выращивание кристаллов; Классификация минералов: принципы; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы пегматитов; Плеохроичные дворики; Слоистые силикаты; Слюды.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 69.

БИРИНГУЧИТ — $Na_4B_{10}O_{16}(OH)_2 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 709; ЗВМО, *91*, *195*.

БИРЮЗА. Водный гидроксилфосфат меди и алюминия. Английское название turquoise («турецкий»), вероятно, связано с тем, что первые образцы попали в Европу из Турции.
Состав. $CuAl_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 5H_2O$ с замещением Al на Fe^{3+} ($Fe^{3+} > Al$ в *халькосидерите*).
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Образует массивные, плотные или скрытокристаллические до крупнозернистых агрегаты. Тв. 5—6. Пл. 2,6—2,8. Блеск восковой. Цвет от голубого до зеленого.
Распространение. Вторичный минерал, образуется в аридных областях при воздействии поверхностных вод на глиноземистые породы.
Применение. Драгоценные камни.

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология; Минералы оптически одноосные и двуосные.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 378.

БИСБИИТ — смесь силикатов меди (?). Am. Min., *57*, 1005.

БИСМИТ. Триоксид висмута. Название дано Дэна в 1818 г. по составу. Оно относится только к моноклинной полиморфной модификации; кубическая модификация — *силленит*.
Состав. Bi_2O_3.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Пл. 8,6. Массивные агрегаты. Цвет серовато-зеленый до желтого. Изоструктурен с *клаудетитом*.
Распространение. Продукт окисления висмутовых руд; в виде корочки на самородном висмуте в Калави (Боливия).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: Дэна, *I/2*, 142.

БИСМОКЛИТ. Оксихлорид висмута. Название дано Маунтеном в 1935 г. по составу.
Состав. $2[BiOCl]$. Близкородственный минерал — *добреелит* BiO(OH, Cl), названный так Домейко в 1876 г.
Распространение. Вторичный минерал, образующийся при изменении *висмутина* или самородного *висмута*, ассоциирует с *ярозитом*, *алунитом*, *церусситом*, *висмутином* и *иодаргиритом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: M, *II/1*, 179.

БИСМУТИТ — $Bi_2(CO_3)O_2$, тетр. Дэна, *II/1*, 310.

БИСМУТОГАУХЕКОРНИТ — $Ni_9Bi_2S_8$, тетр. Am. Min., *66*, 436; Min. Mag., *43*, 873,

БИСМУТОМИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — (Bi, Ca) × × (Ta, Nb)$_2$O$_6$(OH), куб. Am. Min., *48*, 215.

БИСМУТОТАНТАЛИТ. Танталат висмута. Назван Уэйлендом и Спенсером в 1929 г. по составу.
Состав. $BiTaO_4$; Ta может замещаться Nb. Ромб.
Распространение. Редкий минерал. Встречается в пегматитах вместе с *турмалином*, *касситеритом* и *мусковитом* на месторождении Тамба-Хилл (Уганда).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: M, *II/3*, 385.

БИСМУТОФЕРРИТ — $BiFe_2(SiO_4)_2(OH)$, мон. Am. Min., *43*, 656; M, *III/1*, 505.

БИССОЛИТ — асбестовидная разновидность *тремолита—актинолита*.

БИСТРЁМИТ — $MgSb_2O_6$, тетр. Am. Min., *37*, 53; M, *II/3*, 239.

БИТИИТ (гр. *слюд*) — $CaLiAl_2(AlBeSi_2)O_{10}(OH)_2$, мон. RRW. 75.

БИТОВНИТ. Алюмосиликат кальция и натрия из гр. *полевых шпатов*. Название дано Томсоном в 1835 г. по месту находки в Битауне (ныне Оттава, Канада).
Состав. (Ca, Na)[(Al, Si)$AlSi_2O_6$]; (Ca, Na) частично замещается K. В ряду *плагиоклазов* к *битовниту* относятся минералы с составом Ab_{10-30}, An_{90-70}.

Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. В виде зерен неправильной формы, агрегаты массивные с отчетливой спайностью. Двойникование по альбитовому, карлсбадскому или периклиновому закону. Призматическая спайность по {001} и {010}. Тв. 6. Пл. 2,7. Блеск стеклянный до перламутрового. Цвет белый до темно-серого. Черта белая.

Распространение. В виде фенокристаллов в некоторых базальтах, в некоторых расслоенных основных и ультраосновных интрузиях и в некоторых каменных метеоритах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 112.

БИФОСФАММИТ — $(NH_4, K)H_2PO_4$, тетр. Min. Mag., *38*, 965. См. также: *Биогенные минералы; Минералы пещер.*

БИЧУЛИТ — $Ca_2Al_2SiO_6(OH)_2$, куб. Am. Min., *59*, 1330; *63*, 58.

БИШОФИТ. Водный хлорид магния. Название дано Оксениусом в 1887 г. в честь немецкого химика и геолога Г. Бишофа (1792—1870).

Состав. $2[MgCl_2 \cdot 6H_2O]$.

Свойства. Мон., $C2/m$. Кристаллы призматические. Тв. 1—2. Пл. 1,6. Бесцветный до белого. Блеск стеклянный до тусклого. На воздухе растворяется. Горький на вкус.

Распространение. Редкая составляющая залежей *минеральных солей*, встречается с *карналлитом* и *галитом* в зонах с большим содержанием *кизерита;* частью вторичного происхождения — образуется при изменении *карналлита* под действием воды. Обнаружен в соляных месторождениях Леопольдшалл, Анхольт на севере ФРГ и в Саксонии (ГДР).

Р. ФЕЙРБРИДЖ

Лит.: М, *II/1*, 258.

БЛАНШАРДИТ = *Брошантит.* Min. Rec., *3*, *229.*

БЛЁДИТ. Водный сульфат натрия и магния. Название дано в 1821 г. в честь немецкого химика К. Блёде.

Состав. $4[Na_2Mg(SO_4)_2 \cdot 4H_2O]$ (см. *Никельблёдит*).

Свойства. Мон., $P2_1/a$. Сильно измененные короткопризматические кристаллы, массивные зернистые или плотные агрегаты. Излом раковистый. Тв. 2,5—3. Пл. 2,25. Бесцветный, голубоватый или красноватый. Слабо горько-соленый на вкус.

Распространение. Минерал эвапоритов и пещер.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы метеоритов; Минералы пещер; Минеральные соли.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 528.

БЛИКСИТ — $Pb_2Cl(O, OH)_2$, ромб. Am. Min., *45*, 908; М, *II/1*, 250.

БЛОМСТРАНДИТ = *Уранпирохлор* (?). Am. Min., *62*, 406.

БЛЭКДЖЕК = *Сфалерит.*

БЛЭКЕИТ — железистый *теллурит.*

БОБЬЕРРИТ — $Mg_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 635; Дэна, *II/2*, 150. См. также: *Биогенные минералы.*

БОГДАНОВИТ — $Au_5(Cu, Fe)_3(Te, Pb)_2$, ромб. (?), псевдокуб. Min. Abst., *31*, 85; Вестн. МГУ. Сер. геол., 1979, № 1, 44—47.

БОГДАНОВИЧИТ — $AgBiSe_2$, гекс. Can. Min., *18*, 353; Min. Mag., *43*, 131; ЗВМО, *97*, 614.

БОЙЛЕИТ — $(Zn, Mg)SO_4 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 464; Min. Mag., *43*, 1058.

БОКИТ — $KAl_3Fe_6V_6^{4+}V_{20}^{5+}O_{76} \cdot 30H_2O$ (?). Am. Min., *48*, 1180; ЗВМО, *92*, 572.

БОКСИТ. Порода, состоящая из гидроксидов и оксигидроксидов алюминия. Авторство названия, которое дано по местности Бо близ Арле (Франция), обычно приписывается Девиллю (1861 г.).

Состав. В целом близок к $Al_2O_3 \cdot 2H_2O$.

Свойства. Аморфный до микрокристаллического, агрегаты обычно массивные, но также и пизолитовые, землистые и глиновидные. Цвет белый, серый, желтый и красный. Блеск тусклый до землистого. Тв. 1—3. Пл. 2—2,5. Боксит является групповым термином для смеси *гиббсита* $Al(OH)_3$, *байерита* α-$Al(OH)_3$, *бёмита* γ-$AlO(OH)$ и *диаспора* α-$AlO(OH)$.

Распространение. Встречается в виде приповерхностных залежей, образовавшихся при продолжительном выщелачивании кремния из алюмосодержащих пород и при выветривании глинистых известняков, обычно в условиях тропического или субтропического климата. Главными бокситодобывающими странами являются Суринам, Гайана, Франция, Венгрия, Ямайка, Бразилия, СССР и США (штаты Арканзас, Джорджия, Алабама).

Применение. Боксит является главной рудой алюминия, используется в производстве искусственных абразивов, а также огнеупоров.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Габитус кристаллов; Методы окрашивания; Минеральные ресурсы; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Рудные минералы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 226.

БОЛЕИТ. Гидроксилхлорид свинца, меди и серебра. Название дано Малляром и Куменжем в 1891 г. по месту первой находки (Болео, штат Северная Нижняя Калифорния, Мексика).

Состав. $Pb_{26}Cu_{24}Ag_9Cl_{62}(OH)_{47} \cdot H_2O$. Куб.

Распространение. Относительно редкий вторичный минерал, ассоциирует с куменгитом, *псевдоболеитом*, *англезитом* и *фосгенитом.*

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/1*, 196.

БОЛИВАРИТ — $Al_2(PO_4)(OH)_3 \cdot 4 \div 5\ H_2O$, аморф. Min. Mag., *38*, 418; Дэна, *II/2*, 291.

БОЛТВУДИТ — $K_2(UO_2)_2(SiO_3)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$. Am. Min., *46*, 12; М, *III/1*, 256.

БОНАККОРДИТ — Ni_2FeBO_5, ромб. Am. Min., *61*, 502.

БОНАТТИТ — $CuSO_4 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *51*, 276; ЗВМО, *87*, 481.

БОНЧЕВИТ (сомнительный вид) — $PbBi_4S_7$ (?), ромб. Am. Min., *43*, 1221, М, *I*, 447.

БОРАЦИТ. Хлороборат магния. Название дано Вернером в 1789 г. по составу.

Состав. 8 $[Mg_6B_{14}O_{26}Cl_2]$; MgO 25,71, $MgCl_2$ 12,14, B_2O_3 62,15 %.
Свойства. Ромб., куб. при температуре свыше 265 °С. В виде кубов, усеченных по тетраэдру или неусеченных, также массивные агрегаты. Тв. 7. Пл. 2,9—3,0. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый, зеленый, серый или бесцветный. Растворим в HCl.
Распространение. Образуется в эвапоритах вместе с *галитом*, *ангидритом* и *гипсом*.
Применение. Второстепенный источник бора.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 445.

БОРЖИЦКИИТ = *Дельроксит* (?).

БОРИШАНСКИТ — $Pb_{1+x}(As, Pb)_2$, $x < 0{,}2$, ромб. Am. Min., *61*, 502; ЗВМО, *104*, 57.

БОРКАРИТ — $Ca_4Mg[B_4O_6(OH)_6](CO_3)_2$, мон. Am. Min., *50*, 2097; Min. Abst., *28*, 142; ЗВМО, *95*, 314.

БОРНЕМАНИТ — $BaNa_4Ti_2NbSi_4O_{17}(F, OH)\cdot Na_3PO_4$ (?), ромб. Am. Min., *61*, 338; Min. Abst., *27*, 81.

БОРНИТ. Сульфид меди и железа. Название дано Гейдингером в 1845 г. в честь австрийского минералога И. фон Борна (1742—1791).
Состав. 8 $[Cu_5FeS_4]$; Cu 63,3, Fe 11,2, S 25,5 %.
Свойства. Куб. Обычно массивные агрегаты. Тв. 3. Пл. 5,06—5,08. Блеск металлический. Цвет коричневато-бронзовый на свежей поверхности, но быстро покрывается пурпурно-синими цветами побежалости, а потом и почти черными; отсюда происходят названия павлиньей или пурпуровой медной руды.
Распространение. Легко превращается в *халькозин* и *ковеллин*. Обычно присутствует в гипергенных месторождениях; встречается также в виде вкрапленников в основных породах, в контактово-метаморфических, в метасоматических месторождениях, в пегматитах, а также как редкий аутигенный минерал. Обычно ассоциирует с *халькопиритом* и *халькозином*.
Применение. Второстепенная руда меди.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералогия Луны; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Окраска минералов; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*
Лит.: М, *I*, 451.

БОРНХАРДТИТ (гр. *линнеита*) — $CoSe_4$, куб. Am. Min., *41*, 164; М, *I*, 543.

БОРОВСКИТ — Pb_3SbTe_4, куб. Am. Min., *59*, 873; ЗВМО, *102*, 427.

БОРТ — зернистая до скрытокристаллической разновидность *алмаза*. См. также: *Шкала твердости Мооса.*

БОТАЛЛАКИТ — $Cu_2Cl(OH)_3$, мон. Am. Min., *36*, 384; Дэна, *II/1*, 98.

БОТРИОГЕН. Водный сульфат магния и железа. Название дано Гейдингером в 1828 г. по гроздьевидному облику агрегатов.
Состав. $MgFe^3(SO_4)_2(OH)\cdot 7H_2O$.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Призматические кристаллы или почковидные, гроздьевидные и сферолитовые агрегаты. Тв. 2—2,5. Пл. 2,14. Блеск стеклянный. Цвет от светло- до темно-оранжево-красного. Черта охряно-желтая.
Распространение. Встречается вместе с вторичными сульфатами в верхней окисленной части сульфидных месторождений в засушливых регионах. Обнаружен на месторождениях Чукикамата, Кетенья и Алькапарроса (Чили), Сан-Хуан (Аргентина), Фалун (Швеция) и в США вблизи Кноксвилла и Калистоги (штат Калифорния) и в Корнуолле (штат Пенсильвания).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 726.

БРАБАНТИТ — $CaTh(PO_4)_2$, мон. Min. Mag., *43*, 1058.

БРАВЕЗИТ — смесь *иллита* и *монтмориллонита*.

БРАВОИТ. Дисульфид никеля и железа из гр. *пирита*. Название дано Гиллебрандом в 1907 г. в честь перуанского ученого из Лимы Ж. Браво (1874—1928).
Состав. 4 $[(Ni, Fe)S_2]$; Ni > Fe; с увеличением замещения железа образуется непрерывный изоморфный ряд от *бравоита* через никелистый *пирит* к *пириту*.
Свойства. Куб., $Pa3$. Тв. 5,5—6. Пл. 4,62. Цвет серо-стальной. Блеск металлический.
Распространение. В виде корок или конкреций с радиально-волокнистой или столбчатой текстурой. Встречается вместе с *пиритом*, *галенитом*, *сфалеритом* и *халькопиритом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 277.

БРАЗИЛИАНИТ — $NaAl_3(PO_4)_2(OH)_4$, мон. Дэна, *II/2*, 253. См. также: *Минералы пегматитов; Наименование минералов.*

БРАЙЕНИТ — $Na_2CaMg(PO_4)_2$, мон. Am. Min., *53*, 508; *60*, 717; ЗВМО, *97*, 73. См. также: *Минералы метеоритов.*

БРАЙЧИТ — $(Ca, Na_2)_7(Ce, La)_2B_{22}O_{43}\cdot 7H_2O$, гекс. Am. Min., *53*, 1081; ЗВМО, *98*, 325.

БРАКЕБУШИТ — $Pb_2(Mn, Fe)(VO_4)_2\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *40*, 597; Дэна, *II/2*, 504.

БРАММАЛИТ (гр. *слюд*) — Na-аналог *иллита*, мон. Am. Min., *29*, 73.

БРАНДИЗИТ = *Клинтонит*. Am. Min., *52*, 1122.

БРАНДТИТ — $Ca_2(Mn, Mg)(AsO_4)_2\cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 116.

БРАННЕРИТ. Оксид титана, урана и кальция, содержащий в небольших количествах иттрий, торий и закисное железо. Название дано Гессом и Уэлсом в 1920 г. в честь американского геолога Дж. Браннера (1850—1922).
Состав. (U, Ca, Th, Y)$(Ti, Fe)_2O_6$.
Свойства. Мон., *I2/m*. Цвет черный. Черта зеленовато-коричневая. Радиоактивный, метамиктный. Тв. 4,5. Пл. 4,50—4,53.
Распространение. Обнаружен в золотоносных россыпях вблизи пегматитов в верховьях Келли-Галч (округ Кастер, штат Айдахо, США). Встречается вместе с *эвксенитом*.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *II/3*, 443.

БРАННОКИТ (гр. *осумилита*) — $KSn_2Li_3Si_{12}O_{30}$, гекс. Am. Min., *58*, 1111; Min. Rec., *4*, 73.

БРАССИТ — $MgHAsO_4 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 945; Min. Abst., *28*, 261.

БРАУНИТ. Оксид марганца. Название дано Гейдингером в 1871 г. в честь К. Брауна из г. Гота (ГДР).
Состав. $Mn^{2+}Mn^{4+}O_3$; до 40 % Mn^{4+} может замещаться Si, до 20 % Mn — окисным железом.
Свойства. Тетр., *I4/acd*. Тв. 6—6,5. Пл. 4,75—4,82. Цвет темный, коричневато-черный. Полиморфен с *биксбиитом*.
Применение. Руда марганца.

Д. СПЕЙДЕЛ

Вопрос о составе и структуре браунита не лишен противоречий; имеются и другие интерпретации [Am. Min., *65*, 756—765].— Прим. К. Фрея.
См. также: *Магнитные минералы*.
Лит.: Дэна, *I/2*, 84.

БРАУНМИЛЛЕРИТ — $Ca_2(Al, Fe)_2O_5$, ромб. Am. Min. *50*, 2106; M, *II/3*, 301.

БРЕДИГИТ. Метастабильная высокотемпературная фаза силиката кальция. Название дано Тилли и Винсентом в 1948 г. в честь физикохимика М. Бредига, в знак его заслуг по изучению полиморфизма Ca_2SiO_4 (см. Am. Min. *28*, 594).
Состав. $(Ca, Ba)Ca_{13}Mg_2(SiO_4)_8$.
Распространение. Встречается в Скот-Хилле (графство Антрим, Ирландия), где ассоциирует с *геленитом*, *ларнитом* и *спёрритом* в одном месторождении, с *ларнитом*, *мелилитом*, *магнезитом* и *перовскитом* в другом. В США обнаружен в зоне контакта сиенит-монцонитовой интрузии в Марбл-Каньоне (округ Калберсон, штат Техас).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия портландцемента*.
Лит.: M, *III/1*, 232.

БРЕДЛЕИТ — $Na_3Mg(PO_4)(CO_3)$, мон. Am. Min., *26*, 646; Дэна. *II/1*, 350. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли*.

БРЕЙНЕРИТ — железистый *магнезит*.

БРЕЙТГАУПТИТ — NiSb, гекс. M, *I*, 131. См. также: *Рудная микроскопия*.

БРЕСУЭЛИТ — CrO(OH), ромб. Am. Min., *62*, 593; USGS Prof. Pap., 887; ЗВМО, *98*, 324.

БРЕЦИНАИТ — Cr_3S_4, мон. Am. Min., *54*, 1509; ЗВМО, *100*, 79. См. также: *Минералы метеоритов*.

БРИАРТИТ — $Cu_2(Fe, Zn)GeS_4$, тетр. Am. Min., *51*, 1816; Min. Abst., *27*, 41; ЗВМО, *96*, 67.

БРИНДЛЕЙИТ (гр. *каолинита—серпентина*) — $(Ni, Al)_{2,7-2,8}(Si, Al)_2O_5(OH)_4$, мон., триг. Am. Min., *63*, 484.

БРИТОЛИТ. Гидроксилфосфатосиликат кальция, содержащий фтор, натрий, церий и другие редкие земли. Относится к гр. *апатита*. Название дано Уинтером и Бёггилдом в 1899 г.
Состав. Приблизительно 2 $[(Ca, Ce)_5(SiO_4, PO_4)_3(OH, F)]$.
Распространение. До 1956 г. *бритолит* был известен только из нефелиновых сиенитов р-на Юлианехоб в Южной Гренландии. Сейчас подтвердились находки его в Забайкалье, Туве, Вишневых горах и в р-не Азовского моря. В нефелиновых сиенитах, ассоциирует с *эпистолитом*, марганцовистым *пектолитом* и *стенструпином*.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Апатита группа*.
Лит.. Дэна, *II/2*, 330.

БРОККИТ — $(Ca, Th, Ce)(PO_4) \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *47*, 1346; ЗВМО, *92*, 573.

БРОМАРГИРИТ. Бромид серебра, родствен *хлораргириту*. Название дано по составу Леймери в 1859 г.
Состав. 4 [AgBr]. Куб.
Распространение. Вторичный минерал серебра, образующийся в результате поверхностного окисления серебряных руд в районах глубокого выветривания, особенно в засушливых областях, при наличии хлора и брома. Ассоциирует с самородным *серебром*, *иодаргиритом*, *кразитом* и вадом.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Железная шляпа*.
Лит.: M, *III/1*, 136.

БРОМЕЛЛИТ. Оксид бериллия, родствен *цинкиту*. Название дано в честь шведского физика и минералога М. фон Бромеля (1679—1731).
Состав. BeO.
Свойства. Гекс., $P6_3mc$. Вюртцитовая структура. Тв. 9. Пл. 3,02. Отчетливая спайность по $\{10\bar{1}0\}$. Цвет белый. Прозрачный.
Распространение. Обнаружен в Лонгбане (Швеция), где ассоциирует со *сведенборгитом*, *рихтеритом* и марганцевым *биотитом* в кальцитовых жилах в скарновой гематитовой породе.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*.
Лит.: Дэна, *II/2*, 29.

БРОМИРИТ = *Бромаргирит*.

БРОНЗИТ — железистый *энстатит*. См. также: *Классификация минералов: принципы; Ортопироксены*.

БРОШАНТИТ — $Cu_4(SO_4)(OH)_6$, мон. Дэна, *II/1*, 638.

БРУКИТ. Диоксид титана, полиморфен с *анатазом* и *рутилом*. Название дано Леви в 1825 г. в честь английского кристаллографа и минералога Г. Брука (1771—1857).
Состав. 8 $[TiO_2]$; в небольших количествах Ti может замещаться Fe^{3+}.
Свойства. Ромб., *Pcab*. Тв. 5,5—6. Пл. 4,14. Хрупкий. Блеск алмазный до металлического. Цвет желто-коричневый до железисто-черного. Черта белая до серой или желтоватой. Прозрачный. Очень высокое двупреломление: 0,120.
Распространение. В виде кристаллов, а также как акцессорный минерал в некоторых магматических и метаморфических породах, обломочный минерал вместе с *анатазом*, *рутилом*, *гематитом*, *титанитом*, *кварцем*, *адуляром*, *альбитом* и *хлоритом* и изредка как аутигенный минерал. Перечисленная ассоциация встречается и в альпинотипных месторождениях, образовавшихся при гидротермальном выщелачивании гнейсов и кристаллических сланцев. Нередко присутствует в россыпных месторождениях Урала (СССР) и в штате Минас-Жерайс (Бразилия).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Дисперсия оптическая; Жильные минералы; Минералы и самородные элементы черных песков; Ми-*

нералы оптически одноосные и двуосные; Оптическая минералогия; Оптическая ориентировка; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм.
Лит.: Дэна, *I/2*, 128.

БРУНОГАЙЕРИТ (гр. *шпинели*) — $(Ge, Fe)Fe_2O_4$, куб. Am. Min., *58*, 348; ЗВМО, *102*, 445.

БРУНСВИГИТ. Гидроксилалюмосиликат железа и магния, член гр. *хлоритов*. Название дано Фроммом в 1902 г., вероятно, по местности Брунсвик.
Состав. 2 $[(Fe^{2+}, Mg, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8]$; $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) = 0{,}5 \div 0{,}8$. Мон.
Распространение. В пустотах в виде мелкочешуйчатых масс в габбро из Радауталла в горах Гарц (ФРГ). В США встречен в Гус-Крике (округ Лаудон, штат Виргиния) и в Уэстфилде (штат Массачусетс).

Р. КАМЕРОН

Лит.: ДХЗ, *3*, 172.

БРУНЬЯТЕЛЛИТ. Водный гидроксилкарбонат магния и железа. Название дано Артини в 1909 г. в честь профессора минералогии из университета Павии Л. Брунья-телли (1859—1928).
Состав. $Mg_6FeCO_3(OH)_{13} \cdot 4H_2O$; Mg в небольших количествах может замещаться Mn^{2+}.
Свойства. Триг., $P\bar{3}$ или $P3$. Массивные агрегаты или пластинчатые, чешуйчатые кристаллы. Совершенная базальная спайность. Тв. 2. Пл. 2,14. Блеск перламутровый. Цвет мясо-красный до желтого или светло-коричневого. Черта белая. Прозрачный. Плеохроирует (n_o — оранжево-красный, n_e — бесцветный).
Распространение. В виде корок и скорлупок по трещинам в серпентините, ассоциирует с *артинитом*, *гидромагневитом*, *хризотилом*, *арагонитом*, *бруситом* и *пироауритом*. Впервые описан из Чьяппаника в Валь-Маленко (Ломбардия, Италия).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/3*, 482.

БРУСИТ. Гидроксид магния. Название дано Бёданом в 1824 г. в честь американского минералога А. Брюса (1777—1818), впервые описавшего минерал.
Состав. $Mg(OH)_2$; при наличии Fe — феррobрусит; Mg и Zn взаимозамещаемы. Легко изменяется в *гидромагнезит* $4MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 4H_2O$.
Свойства. Триг., $P\bar{3}m1$. Тв. 2,5. Пл. 2,39. Блеск восковой. Совершенная базальная спайность. Железистый брусит (немалит) волокнистый. Структура слагается двумя листами OH в плотной гексагональной упаковке с промежуточными слоями ионов Mg; Mg находится в шестерной координации. Оптические свойства: $n_o = 1{,}56 \div 1{,}59$; $n_e = 1{,}58 \div 1{,}60$. Цвет белый, зеленоватый или коричневатый. Черта белая. Прозрачный до полупрозрачного.
Распространение Как продукт изменения *периклаза* в зоне контактовог метаморфизма известняков. Встречается вместе с *доломитом*, *магнезитом*, *хромитом*, *кальцитом*, *периклазом* и *серпентином*. Крупные месторождения находятся восточнее Габбса (округ Хай, штат Невада, США).
Применение. Магнезиальный огнеупорный материал.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *II/3*, 485.

БРУШИТ — $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 90. Min. Abst., *27*, 256. См. также: *Биогенные минералы; Минералы пещер.*

БРЭГГИТ — (Pt, Pd, Ni) S, тетр. Am. Min., *63*, 832.

БРЮГГЕНИТ — $Ca(IO_3)_2 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 1911.

БРЮСТЕРИТ. Водный алюмосиликат стронция и бария из гр. *цеолитов*. Название дано в 1822 г. в честь физика Д. Брюстера (1781—1868).
Состав. $(Sr, Ba)Al_2Si_6O_{16} \cdot 5H_2O$; обычно содержит Ca. Мон. Распространение. Впервые обнаружен в Строншиане (графство Аргайл, Шотландия). Встречается также в Джайентс-Козуэй (Ирландия), в свинцовых рудниках Санкт-Турпета в Шварцвальде (ФРГ), в Кольду-Бономе и других местах Франции.

Р. КАМЕРОН

Лит.: ДХЗ, *4*, 418.

БУКОВИТ — $Cu_{3+x}Tl_2FeSe_{4-x}$, тетр. Am. Min., *57*, 1910; ЗВМО, *102*, 443.

БУКОВСКИИТ — $Fe_2(AsO_4)(SO_4)(OH) \cdot 7H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 991; ЗВМО, *97*, 617.

БУЛАНЖЕРИТ. Сульфид свинца и сурьмы. Название дано в честь французского горного инженера Ш. Буланже.
Состав. 8 $[Pb_5Sb_4S_{11}]$.
Свойства. Мон., $P2_1/a$. Габитус призматический, часто в плотных волокнистых агрегатах. Хорошая спайность по {100}. Тв. 2,5—3. Пл. 6,2. Цвет свинцово-серый с голубым оттенком. Черта коричневая до коричневато-серой. Блеск металлический.
Распространение. Встречается вместе с сульфатами, сульфидами, карбонатами и *кварцем* в низко- до среднетемпературных жилах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Жильные минералы; Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 485.

БУЛТФОНТЕЙНИТ. Гидроксилсиликат кальция, содержащий фтор. Название дано Парри, Уильямсом и Райтом в 1932 г. по руднику Бултфонтейн в Кимберли (ЮАР), где был впервые найден.
Состав. $Ca_2F(SiO_3, OH) \cdot H_2O$.
Распространение. Редкий, встречается на руднике. Бултфонтейн, ассоциирует с *кальцитом*, *апофиллитом*, *натролитом*, долеритом и включениями глинистых сланцев в кимберлитах. Обнаружен также на рудниках Дютойтспен и Ягерсфонтейн. В США найден в Крестморе (штат Калифорния), в зоне контакта вместе с *афвиллитом* и *скоутитом*.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *III/1*, 479.

БУНЗЕНИТ — NiO, куб. Дэна, *II/2*, 21. См. также: *Магнитные минералы.*

БУРА (ТИНКАЛЬ). Водный борат натрия. Название дано Валлериусом в 1748 г. от арабского названия этого вещества. «Тинкаль» происходит от малайского наименования вещества в сыром природном состоянии.
Состав. $Na_2[B_4O_7(OH)_4] \cdot 8H_2O$; Na_2O 16,2, B_2O_3 36,6, H_2O 47,2 %.
Свойства. Мон., $A2/a$. В виде корок или ячеистых масс. Тв. 2—2,5. Пл. 1,7. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Сладковато-щелочной вкус. Цвет белый или бесцветный.
Распространение. Образуется в виде осадка при испарении соляных озер или в виде выцветов на поверхности в засушливых регионах (см. *Минеральные соли*). Встречается вместе с *ангидритом*, *кернитом*, *улекситом*,

ганкситом, гипсом, галитом и *колеманитом*. Одними из наиболее известных месторождений являются Фёрнис-Крик и Рестинг-Спрингс в Долине Смерти (штат Калифорния).

Применение. Для изготовления моющих средств, в качестве антисептика, консерванта, источника бора. Используется в промышленности в качестве растворителя оксидов металлов при пайке и сварке и как флюс для различных отливок.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Метод паяльной трубки; Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *III1*, 402.

БУРАНГИТ — $(Na, Ca)_2(Fe, Mg)_2Al_{10}(OH, O)_{12}(PO_4)_8 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *63*, 793; Min. Abst., *29*, 83.

БУРБАНКИТ — $(Na_{5,0}Ca_{0,62})(Ca_{1,48}Sr_{2,22}Ba_{0,56}TR_{1,74})(CO_3)_{10}$, гекс. Am. Min., *62*, 158; Min. Abst., *12*, 301.
См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

БУРКХАРДТИТ — $Pb_2(Fe, Mn)AlTeSi_3O_{10}(OH)_2O_2 \cdot H_2O$, мон., псевдогекс. Am. Min., *64*, 355; Min. Mag., *43*, 1058.

БУРНОНИТ. Сульфид свинца, меди и сурьмы. Название дано Джеймсоном в 1805 г. в честь французского минералога графа Ж. де Бурно.

Состав. $4[CuPbSbS_3]$; Pb 42,4, Sb 24,9, Cu 13,0 и S 19,7 вес. %. При замещении сурьмы мышьяком минерал переходит в *зелигманит*. Параметры элементарной ячейки: $a = 8{,}16$ Å, $b = 8{,}71$ Å и $c = 7{,}81$ Å.

Свойства. Ромб., $Pnm2_1$, псевдотетр. Тв. 2,5—3. Пл. 5,8—5,9. Блеск металлический. Цвет и черта серо-стальные до черных. Габитус призматический до таблитчатого, часто сдвойникован, также массивные агрегаты. Непрозрачен, оптически слабо анизотропен. Тв. по Виккерсу средняя (185—200). Отражательная способность 32—36 %. Цвет бледно-серый до бесцветного, но при сравнении с другими минералами, например с *галенитом*, кажется голубым. Двуотражение слабое.

Распространение. Обычно в среднетемпературных гидротермальных жилах. Часто образует микроскопические включения в *галените*. Ассоциирует с *галенитом, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом* и др.

Применение. Распространенная руда свинца, сурьмы и меди. Наиболее известны месторождения в горах Гарц (ФРГ), в Австралии, Мексике и США.

Р. КАМЕРОН

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 425.

БУРСАИТ — $Pb_5Bi_4S_{11}$ (?). Am. Min., 41, 671; М, *I*, 525.

БУССЕНГОТИТ — $(NH_4)_2Mg(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *III1*, 538.

БУСТАМИТ. Силикат магния и кальция. Название дано Броньяртом в 1826 г. в честь первооткрывателя минерала М. Бустаменте.

Состав. 3 [(Mn, Ca, Fe)SiO_3]. Если Ca/Mg $> 0{,}5$, минерал переходит в марганцевый *волластонит*.

Распространение. *Бустамит* обычно встречается в марганцеворудных телах с другими марганецсодержащими минералами. Известны следующие местонахождения минерала: Франклин (штат Нью-Джерси, США), о. Скай, п-ов Корнуолл (Великобритания), Брокен-Хилс (Новый Южный Уэльс, Австралия), Новара (Италия), Лонгбан (Швеция), Ивате (Япония), Гарц (ФРГ).

Р. КАМЕРОН

См. также: *Клинопироксены; Пироксеноиды; Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *III2*, 506.

БУТИТ — $CuSO_4 \cdot 7H_2O$, мон. Дэна, *III1*, 596.

БУТЛЕРИТ — $Fe^{3+}(SO_4)(OH) \cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *III1*, 717.

БУТТГЕНБАХИТ — $Cu_{19}Cl_4(NO_3)_2(OH)_{32} \cdot 2H_2O$, гекс. М, *III1*, 160.

БУХВАЛЬДИТ — $NaCaPO_4$, ромб. Am. Min., *62*, 362.

БЬЯРБИИТ — $(Ba, Sr)(Mn, Fe, Mg)_2Al_2(PO_4)_3(OH)_3$, мон. Am. Min., *59*, 873; Min. Rec., *4*, 282.

БЮРГЕРИТ (гр. *турмалина*) — $NaFe^{3+}Al_6Si_6B_3O_{30}F$, триг. Am. Min., *51*, 198; М, *III2*, 185.

БЮЧЛИИТ — $K_2Ca(CO_3)_2$, триг. Am. Min., *59*, 353; Min. Mag., *28*, 725; Дэна, *III1*, 277.

В

ВАВЕЛЛИТ. Водный гидроксилфосфат алюминия. Название дано в 1805 г. в честь английского врача Уильяма Уэйвелла.

Состав. 4 $[Al_3(PO_4)_2(OH)_3 \cdot 5H_2O]$.

Свойства. Ромб., *Pcmn*. Шаровидные корки или сталактиты с радиально-лучистыми волокнами. Три системы спайности. Тв. 3,5—4. Пл. 2,3. Блеск перламутровый или смолистый. Бесцветный, желтый, зеленый, коричневый или голубой.

Распространение. Встречается в слабометаморфизованных фосфатно-глиноземистых породах или жилах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 396.

ВАГНЕРИТ — $(Mg, Fe)_2(PO_4)F$, мон. Min. Abst., *29*, 340; USGS Prof. Pap. *955*, 1; Дэна, *II/2*, 259. См. также: *Минералогия почв.*

ВАД — псиломелан, землистая смесь оксидов и гидроксидов марганца, М, *III/3*, 236.

ВАДЕИТ — $K_2Zr(Si_3O_9)$, гекс. Min. Abst., *29*, 20; RWW., 659; М, *III/2*, 20.

ВАЙРАКИТ. Водный алюмосиликат кальция, связанный с гр. *цеолита*. Название дано Стейнером в 1955 г. по месту находки в районе термального источника Вайраки (Новая Зеландия).

Состав. $Ca_8[Al_{16}Si_{32}O_{96}] \cdot 16H_2O$; SiO_2 55,3, Al_2O_3 23,5, CaO 12,9, H_2O 8,3 %. *Вайракит* представляет собой Ca-аналог *анальцима*; между ними существует непрерывный ряд твердых растворов.

Свойства. Мон. (псевдокуб.), *I2/a*; $a = 13{,}69$ Å, $b = 13{,}64$ Å, $c = 13{,}56$ Å, $\beta = 90{,}5°$. Тв. 5—5,5. Пл. 2,26. Блеск стеклянный. Бесцветный до белого. Прозрачный до полупрозрачного. Двойникование по {110}, {100}. Показатели преломления: $n_p = 1{,}498$, $n_g = 1{,}502$. Двупреломление 0,004; $2V = 70 \div 105°$ (+), $Np = y$, $Nm = x$, $Ng = z$. Слабая дисперсия $r > v$. Оптические свойства меняются даже в пределах отдельных зерен.

Распространение. Встречается в туфопесчаниках и брекчиях, стекловатых туфах и игнимбритах, измененных щелочными гидротермальными флюидами; ассоциирован с гидротермальными эманациями в Вайраки (Новая Зеландия) на глубине температур 200—250 °С и при гидростатическом давлении 55—265 бар; в слабометаморфизованных туфах и туфобрекчиях в Японии; как продукт изменения эффузивных пород в областях термальных источников Японии.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: ЗВМО, 85 380.

ВАКАБАЯШИЛИТ — $Sb_2As_{20}S_{36}$, мон. Am. Min., *57*, 1311; Can. Min., *13*, 418.

ВАЛЕНТИНИТ. Оксид сурьмы. Название дано в честь Базилоса Валентинуса, немецкого алхимика XVI в. Состав. Sb_2O_3.

Свойства. Ром., *Pccn*. Призматическая спайность по {110}. Тв. 2,5—3. Пл. 5,76. Бесцветный. Низкотемпературная полиморфная модификация *сенармонтита*.

Распространение. Продукт окисления руд сурьмы (антимонита).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/2*, 97.

ВАЛЛЕРИИТ — 4 (Fe, Cu) S·3 (Mg, Al) $(OH)_2$, триг. Am. Min., *62*, 1030; Min. Abst., *29*, 198; М, *I*, 481. См. также: *Минералы метеоритов.*

ВАЛЛИСИТ — Pb, Tl (Cu, Ag) As_2S_5, трикл. Am. Min., *54*, 1497; ЗВМО, *96*, 68.

ВАЛЬПУРГИТ — $(BiO_4)(UO_2)(AsO_4)_2 \cdot 3H_2O$, трикл. USGS Bull., *1064*, 239; Дэна, *II/2*, 200.

ВАНАДИНИТ. Хлорованадат свинца, ряд *пироморфита*, гр. *апатита*. Название дано в 1838 г. по составу.

Состав. 2 $[Pb_5(VO_4)_3Cl]$; V может замещаться P и As, а Pb — кальцием.

Свойства. Гекс., $P6_3/m$. Кристаллы призматические. Тв. 2,75—3. Пл. 6,9. Блеск полусмолистый до полуалмазного. Цвет красный, коричневый или желтый.

Распространение. Встречается в зонах окисления свинцовых месторождений совместно с *пироморфитом*, *миметизитом* и другими минералами свинца в районе Мибладен (Марокко) и на руднике Олд-Юма (штат Аризона, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Апатита группа; Скелетные кристаллы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 318.

ВАНАЛИТ — $NaAl_8V_{10}O_{38} \cdot 30H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 597; ЗВМО, *92*, 207.

ВАНДЕРБРАНДЕИТ — $CuUO_2(OH)_4$, трикл. Am. Min., *36*, 394; USGS Bull., *1064*, 100; М, *III/3*, 557.

ВАНДЕНДРИССШЕИТ — $PbU_7O_{22} \cdot 12H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 1026; М, *III/3*, 568.

ВАНОКСИТ — $V_4^{4+}V_2^{5+}O_{13} \cdot 8H_2O$ (?). Дэна, *I/2*, 145.

ВАНТГОФФИТ — $Na_6Mg(SO_4)_4$, мон. Дэна, *II/1*, 508. См. также: *Минеральные соли.*

ВАНУРАЛИТ — $Al(UO_2)_2(VO_4)_2(OH) \cdot 11H_2O$, мон. Am. Min., *56*, 639; ЗВМО, *100*, 622.

ВАНУРАНИЛИТ — $(H_3O, Ba, Ca, K)_{1,6}(UO_2)_2 \cdot (VO_4)_2 \cdot 4H_2O$ (?), ромб. Am. Min., *51*, 1548; ЗВМО, *95*, 320.

ВАРВИКИТ — $(Mg, Ti, Fe^{3+}, Al)_2(BO_3)O$, ромб. Am. Min., *59*, 1004; Min. Abst., *30*, 116; Дэна, *II/1*, 386.

ВАРДИТ — $NaAl_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$, тетр. Am. Min., *37*, 849; Дэна, *II/2*, 370. См. также: *Минералы пегматитов.*

ВАРИКАНИТ — $Zn_3(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *65*, 408; Min. Mag., *43*, 1069.

ВАРИСЦИТ. Водный фосфат алюминия, гр. *варисцита*. Название дано в 1837 г. от древнелат. названия района в Саксонии (ГДР), где был впервые найден.
Состав. $8[AlPO_4 \cdot 2H_2O]$. Al полностью замещается Fe^{3+} с образованием *штренгита*.
Свойства. Ромб., *Pcab*. Встречается в виде тонкозернистых массивных агрегатов, желваков, прожилков или корок. Спайность хорошая в одном направлении. Тв. 4,5. Пл. 2,6. Блеск стеклянный до воскового. Цвет голубой, зеленый или белый. Полиморфен с *метаварисцитом*.
Распространение. Образуется в полостях под действием фосфатных метеорных вод, реагирующих с глиноземистыми породами, в ассоциации с *вавеллитом*, *крандаллитом*, *метаварисцитом*, *апатитом*, *халцедоном и лимонитом*.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 153.

ВАРЛАМОВИТ = *Касситерит*. Hey, 47.

ВАРУЛИТ (гр. *аллюодита*) — (Na, Ca) Mn (Mn, Fe)$_2$ $\cdot (PO_4)_3$, мон. Дэна, II/*2*, 49; Min. Mag., *43*, 227.

ВАТТЕВИЛЛИТ — $Na_2Ca(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, ромб. или мон. Дэна, *II/1*, 534.

ВАШЕГИИТ — $Al_4(PO_4)_3(OH)_3 \cdot 13H_2O$ (?), аморф. Дэна, *II/2*, 441.

ВАЭСИТ — NiS_2, куб. Am. Min., *30*, 483; М. *I*, 279. См. также: *Термометрия геологическая*.

ВЕБЕРИТ — Na_2MgAlF_7, ромб. М, *II/1*, 76.

ВЕГШАЙДЕРИТ — $Na_5(CO_3)(HCO_3)_3$, трикл. Am. Min., *48*, 400; ЗВМО, *92*, 200. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер*.

ВЕЕНИТ — $Pb_2(Sb, As)_2S_5$, ромб. Am. Min., *53*, 1422; Can. Min., *9*, 7; ЗВМО, *97*, 613.

ВЕЗИНЬЕИТ — $BaCu_3(VO_4)_2(OH)_2$, мон. Am. Min., *40*, 942; Min. Abst., *29*, 85; ЗВМО, *85*, 78.

ВЕЗУВИАН (*ИДОКРАЗ*). Водный алюмосиликат кальция, магния и железа. Название дано по месту находки на горе Везувий.
Состав. $4Ca_{10}[(Mg, Fe)_2Al_4(SiO_4)_5(Si_2O_7)_2(OH)_4]$.
Свойства. Тетр., *P4/nnc*. Призматические кристаллы с вертикальной штриховкой; иногда столбчатые агрегаты с вертикальной штриховкой; иногда массивные или зернистые агрегаты. Тв. 6—7. Пл. 3,33—3,43. Блеск стеклянный до смолистого. Полупрозрачный до просвечивающего. Цвет зеленый или коричневый, реже желтый, голубой или красный.
Распространение. Чаще всего встречается в мраморах как продукт контактового метаморфизма; в ассоциации с *гранатом*, *волластонитом*, *диопсидом* и *турмалином*. Хорошей формы кристаллы найдены в США в районах Иден-Милс (штат Вермонт), Омстедвиль (штат Нью-Йорк), Магнет-Коув (штат Арканзас), Крестмор (штат Калифорния), в Италии в районе Ала.
Применение. Второстепенный поделочный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *III/1*, 597.

ВЕЙБУЛЛИТ — $Pb_5Bi_8Se_6S_{11}$, ромб. Am. Min., *65*, 789; Can. Min., *18*, 1; М, *I*, 446.

ВЕЙЛЕНДИТ (гр. *крандаллита*) — (Bi, Ca) $Al_3 \cdot (PO_4, SiO_4)_2(OH)_6$, триг. Am. Min., *48*, 216; ЗВМО, *93*, 453.

ВЕЙЛЕРИТ (гр. *бёдантита*) — $BaAl_3(AsO_4)(SO_4) \cdot (OH)_6$ (?), триг. Am. Min., *52*, 1588; ЗВМО, *97*, 74.

ВЕЙЛИТ — $CaHAsO_4$, трикл. Am. Min., *49*, 816; ЗВМО, *94*, 194.

ВЕЙНШЕНКИТ — см. *Чёрчит*.

ВЕЙССБЕРГИТ — $TlSbS_2$, трикл. Am. Min., *63*, 720; Min. Abst., *30*, 171.

ВЕЙССИТ — Cu_5Te_3, псевдокуб. Am. Min., *43*, 357; М, *I*, 562.

ВЁЛЕРИТ, силикат.
Состав. $NaCa_2(Zr, Nb)Si_2O_7(O, OH, F)_2$.
Свойства. Мон., *P2/m*. Кристаллы призматические или таблитчатые. Одна спайность. Тв. 5,5—6. Пл. 3,4. Цвет желтый до коричневого.
Распространение. Найден в сиенитах в районе Лангезундфьорд (Норвегия) и в округе Кэролл (штат Нью-Хэмпшир, США).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *III/1*, 793.

ВЕЛИНИТ — $Mn^{4+}Mn^{2+}_3SiO_7$, гекс. Am. Min., *53*, 1064; М, *III/1*, 95.

ВЕЛИКИТ — (Cu, Hg)$_5$ Sn_2S_8, тетр. Am. Min., *62*, 1260; Min. Abst., *29*, 140; Кристаллография, 1977, № 1, 175—177.

ВЕЛОГАНИТ — $SrZrNa_2(CO_3)_6 \cdot 3H_2O$, псевдотриг. Am. Min., *54*, 576; Can. Min., *13*, 209; ЗВМО, *101*, 283.

ВЁЛСЕНДОРФИТ — (Pb, Ca)$U_2O_7 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *42*, 919; Min. Mag., *41*, 51; М, *II/3*, 579.

ВЕЛШИТ (гр. *энигматита*) — $Ca_2Mg_4Fe^{3+}Sb^{5+}O_2 \cdot [Si_4Be_2O_{18}]$, трикл. Min. Abst., *22*, 901; Min. Mag., *42*, 129; М, *III/2*, 574.

ВЕНКИТ — $Ba_4Ca_6(Si, Al)_{20}O_{39}(SO_4)_3(OH)_2 \cdot nH_2O$, гекс. Am. Min., *48*, 213; Min. Abst., *29*, 263.

ВЕРДЕЛИТ — зеленый *эльбаит*.

ВЕРЛИТ — Bi_4Te_3, триг. Min. Abst., *30*, 421; М, *I*, 542.

ВЕРМИКУЛИТ. Водный алюмосиликат магния, кальция и железа (глинистый минерал). Название дано в 1824 г. Вэббом от лат. «рождать червяков» за то, что при быстром нагревании расслаивается на червеобразные обособления; сходен со *смектитами*.
Состав. $(Mg, Ca)_{0,7}(Mg, Fe^{3+}, Al)_6(Al, Si)_8O_{20} \cdot 8H_2O$.
Свойства. Мон., *Cc*, Тв. 1,5. Пл. 2,3. Бесцветный, желтый, зеленый, коричневатый. Совершенная базальная спайность по {001}. Блеск перламутровый или бронзовый. При быстром нагревании распадается на удлиненные червеобразные обособления. Черта белая. Оптически отрицательный, $2V_\alpha = 0 \div 8°$, в шлифах бесцветен, $n_p = 1{,}525 \div 1{,}564$, $n_m = 1{,}545 \div 1{,}583$, $n_g = 1{,}545 \div 1{,}585$, $Ng—Np = 0{,}02 \div 0{,}03$. Плеохроирует: Np — более бледные оттенки, чем Nm и Ng.

Распространение. Продукт изменения *биотита* при выветривании или под действием гидротерм. Образуется на контакте кислых, основных или ультраосновных интрузивных пород, а также в почвах. Встречается в ассоциации с *корундом*, *апатитом*, *серпентином*, *хлоритом* и *тальком*.

Применение. Используется: как легкий наполнитель и упаковочный материал; в сельском хозяйстве; как изолятор, как наполнитель при изготовлении бумаги, пластиков и красок.

Э. БУИ

См. также: *Биогенные минералы; Глины, минералы глин; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Минеральные ресурсы.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 289.

ВЕРМЛАНДИТ — Ca_2Mg_{14} (Al, Fe)$_4$ (CO_3) $(OH)_{42}\cdot 29H_2O$, гекс. Am. Min., *57*, 327; Lithos, *4*, 213; ЗВМО, *101*, 282.

ВЕРНЕРИТ — син. *скаполита*. См. также: *Наименование минералов.*

ВЕРПЛАНКИТ — Ba_2 (Mn, Fe, Ti) Si_2O_6 (O, OH, Cl, F)$_2\cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *50*, 1500; M, *III/2*, 41.

ВЕРСИЛИАИТ — $Fe_2^{2+}Fe_4^{3+}Sb_6O_{16}S$, ромб. Am. Min., *64*, 1230; Min. Abst., *31*, 356.

ВЕРТУМНИТ — $Ca_4Al_4Si_4O_6$ $(OH)_{24}\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *62*, 1061.

ВЕСТГРЕНИТ = *Бисмутомикролит*. Am. Min., *62*, 408.

ВЕСТЕРВЕЛДИТ — FeAs, ромб. Am. Min., *57*, 354; Min. Abst., *29*, 198; ЗВМО, *102*, 438.

ВЕСЦЕЛИИТ — (Cu, Zn)$_3$ (PO_4) $(OH)_3\cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 342; Min. Abst., *28*, 207.

ВИАРТИТ — Ca_3U^{4+} $(UO_2)_6$ $(CO_3)_2$ $(OH)_{18}\cdot 3\div 5H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 200; ЗВМО, *89*, 67.

ВИВИАНИТ. Водный фосфат двухвалентного железа.

Название дано в 1817 г. в честь английского минералога Дж. Вивиана.

Состав. 2 [Fe_3^{2+} $(PO_4)_2\cdot 8H_2O$]; обычно частично окислен до Fe^{3+}.

Свойства. Мон., *C2/m*. Кристаллы призматические, иногда уплощенные, идиоморфные или таблитчатые; шаровидные или таблитчатые массивные агрегаты или конкреции. Одна совершенная спайность. Тв. 1,5—2. Пл. 2,68. Блеск стеклянный или землистый. В свежем виде бесцветный и прозрачный, при окислении на воздухе становится постепенно все более темным. Полиморфен с *метавивианитом*.

Распространение. Вторичный минерал рудных месторождений, продукт выветривания фосфатов в пегматитах; в глинах ассоциирует с костями и другими органическими остатками; встречается в отложениях озер в анаэробной обстановке.

К. ФРЕЙ

См. также: *Биогенные минералы; Магнитные минералы; Минералы пегматитов.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 135.

ВИДЖЕЦИТ — (Ca, Ce) (Nb, Ta, Ti)$_2O_6$, ромб. Am. Min., *65*, 811; Min. Mag., *43*, 459.

ВИЗЕИТ — $5CaO\cdot 6Al_2O_3\cdot 3SiO_2\cdot 3{,}5P_2O_5\cdot 1{,}5F\cdot 36H_2O$, куб. ДХЗ, *4*, 453; Min. Mag., *41*, 437.

ВИЗЕРИТ — $Mn_4B_2O_5$ $(OH, Cl)_4$, тетр. Am. Min., *45*, 258; Дэна, *II/1*, 292.

ВИИКИТ — смесь *пирохлоров*. Am. Min., *62*, 408.

ВИКИНГИТ — $Ag_5Pb_8Bi_{13}S_{30}$, мон. Am. Min., *64*, 243.

ВИКМАНИТ — MnSn $(OH)_6$, куб. Am. Min., *56*, 1488; Can. Min., *15*, 437; M, *II/3*, 467.

ВИЛКМАНИТ — Ni_3Se_4, мон. Am. Min., *50*, 519; ЗВМО, *94*, 669.

ВИЛЛАМАНИНИТ (гр. *пирита*) — (Cu, Ni, Co, Fe) S_2 — куб. Min. Mag., *41*, 545; M., I, 281.

ВИЛЛЕМИТ. Силикат цинка, гр. *фенакита*.

Название дано в честь Вильяма I, короля Нидерландов.

Состав. 18 [Zn_2SiO_4]; Zn может замещаться Mn и Fe.

Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Призматические гексагональные кристаллы с базальной и призматической спайностями, а также массивные агрегаты, рассеянные зерна или волокнистые разновидности. Тв. 5,5. Пл. 3,9—4,1. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет белый, желтый, зеленый, красный, серый или коричневый.

Распространение. Встречается совместно с другими минералами цинка в цинковых месторождениях.

К. ФРЕЙ

См. также: *Вольфрамита группа; Шпинели группа.*

Лит.: M., *III/1*, 153.

ВИЛЛИАМИТ — (Co, Ni) SbS, псевдокуб. Am. Min., *56*, 361; Min. Abst., *29*, 198; M, *I*, 305.

ВИЛЛИОМИТ — NaF, куб. Am. Min., *55*, 126; M, *II/1*, 10.

ВИЛЬКЕИТ (гр. *апатита*) — Ca_5 $(SiO_4, PO_4, SO_4)_3$ (O, OH, F), гекс. Дэна, *II/1*, 292.

ВИМСИТ — CaB_2O_2 $(OH)_4$, мон. Am. Min., *54*, 1219; Min. Abst., *28*, 260; ЗВМО, *99*, 77.

ВИНОГРАДОВИТ — (Na, Ca, K)$_4$ $Ti_4AlSi_6O_{23}$ $(OH)\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *42*, 308; M, *III/3*, 380. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ВИНЦЕНТИТ — (Pd, Pt)$_3$ (As, Sb, Te). Am. Min., *59*, 1332; Min. Mag., *39*, 525.

ВИНЧИТ (гр. *амфиболов*) — CaNa (Mg, Fe^{2+})$_4$ (Al, Fe^{3+}) Si_8O_{22} $(OH)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1034; Can. Min., *18*, 101; M, *III/3*, 198.

ВИОЛАН — пурпурный *пироксен*. Am. Min., *65*, 813.

ВИОЛАРИТ (гр. *линнеита*) — Ni_2FeS_4, куб. Can. Min. *17*, 309; Min. Mag., *43*, 733,; M, *I*, 457.

ВИРГИЛИТ — $LiAlSi_2O_6$, гекс. Am. Min., *63*, 461.

ВИРИДИН — зеленый марганцовистый *андалузит*.

ВИСМУТ. Самородный висмут, полуметалл. Название, возможно, происходит от греч. «белый свинец». Состав. 2 [Bi].

Свойства. Триг., $R\bar{3}m$. Обычно слоистые или зернистые агрегаты. Тв. 2—2,5. Пл. 9,8. Режется ножом, хрупкий. Блеск металлический. Цвет серебристо-белый с отчетливым красноватым оттенком.

Распространение. Редкий минерал, встречается в гидротермальных жилах или пегматитах, обычно в связи с рудами серебра, кобальта, никеля, свинца и олова. Значительные месторождения в Саксонии (ГДР) — Шнееберг, Аннаберг, Иоганнгеаргенштадт, в Сан-Галдомеро и Ла-Пас (Боливия), в Чиллагу и Кингсгейте (Австралия), в Кобальте и в районе Большого Медвежьего озера и в бассейне р. Маккензи (Канада).

Применение. Большая часть *висмута* применяется для медицинских целей. Минерал является главной рудой висмута, который используется в легкоплавких сплавах.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы пегматитов; Рудная микроскопия; Самородные элементы и сплавы; Скелетные кристаллы.*
Лит.: М, *I*, 88.

ВИСМУТИН. Сульфид висмута. Название дано Бёданом в 1832 г. и модифицировано Дэна в 1868 г.

Состав. 4 [Bi_2S_3]; Bi 81,8, S 18,8 %.

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Игольчатые кристаллы со штриховкой, но обычно в виде массивных агрегатов с тонколистоватой или волокнистой текстурой. Тв. 2. Пл. 6,78 ± 0,03. Блеск металлический. Непрозрачный. Цвет свинцово-серый.

Распространение. Редкий минерал, встречающийся обычно в высокотемпературных гидротермальных жилах и в гранитных пегматитах. В жилах ассоциирует с самородным *висмутом*, *кварцем*, арсенопиритом и другими сульфидами. Наиболее значительные месторождения расположены в Боливии, в Сан-Галдамеро и Льяльягуа.

Применение. Руда висмута.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы пегматитов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 258.

ВИТЕРИТ. Карбонат бария со структурой *арагонита*. Назван в 1790 г. в честь английского минералога Вильяма Витеринга.

Состав. 4 [$BaCO_3$]. Ba может замещаться Sr и Ca.

Свойства. Ромб., *Pmcn*. Кристаллы — псевдогексагональные пирамиды и бипирамиды. Также образует шаровидные, почковидные, столбчатые, зернистые и волокнистые агрегаты. Одна хорошая и одна совершенная спайность. Тв. 3—3,5. Пл. 4,3. Блеск стеклянный до смолистого. Бесцветный, молочный или белый с оттенками.

Распространение. Встречается в низкотемпературных гидротермальных жилах с *баритом* и *галенитом;* аутигенный минерал.

Применение. Руда бария.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 234.

ВИТЛОКИТ — Ca_9 (Mg, Fe) H $(PO_4)_7$, триг., Дэна, *II/2*, 67. См. также: *Биогенные минералы; Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Минералы пегматитов; Минералы пещер.*

ВИТТИТ — (Pb, Bi) (S, Se), мон. Am. Min., *65*, 789; М, *I*, 548.

ВИТТИХЕНИТ — Cu_3BiS_3, ромб. Econ. Geol., *42*, 147; Min. Mag., *43*, 109; М, *I*, 475. См. также: *Рудная микроскопия.*

ВИТУСИТ — Na_3 $(TR)_3$ $(PO_4)_2$, ромб. Am. Min., *65*, 812; Min. Mag., *43*, 1069.

ВИТЧИТ — $Sr_2B_{11}O_{16}$ $(OH)_5 \cdot H_2O$, трикл. или мон. Am. Min., *64*, 362; Min. Mag., *43*, 1069; Дэна, *II/1*, 412.

ВИШНЕВИТ—богатый сульфатами натрия *канкринит.*

ВЛАДИМИРИТ — Ca_5H_2 $(AsO_4)_4 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *56*, 639; ЗВМО, *82*, 311.

ВЛАСОВИТ — $Na_2ZnSi_4O_{11}$, мон. и триг. Am. Min., *46*, 1202; М, *III/3*, 30

ВОДЖИНИТ. Танталат марганца и железа. Название дано по месту находки в Уоджине (Австралия).

Состав. $Mn^{2+}_{2-2x}Fe^{3+}_{3x}Ta_{4-x}O_{12}$; $0{,}08 < x > 0{,}29$.

Свойства. Мон. Структурно сходен с *колумбитом—танталитом* и *вольфрамитом.*

Распространение. Найден в богатых Ta гранитных пегматитах в Уоджине (Австралия) и в районе Берник-Лейк (штат Манитоба, США). Лит.: М, *II/3*, 325.

ВОКЕЛИНИТ — Pb_2Cu (CrO_4) (PO_4) (OH), мон.Дэна, *II/2*, 27.

ВОКСИТ — Fe^{2+}_2 $(H_2O)_4$ $[Al_4$ $(H_2O)_4$ $(PO_4)_4] \cdot 4H_2O$, трикл. Am. Min., *53*, 1025; *59*, 843; Дэна, *II/2*, 410.

ВОЛКОВСКИТ — (Ca, Sr) $B_6O_{10} \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *51*, 1550; ЭВМО, *96*, 72.

ВОЛЛАСТОНИТ: Силикат кальция. Название дано в честь английского минералога и химика У. Волластона. Это единственный цепочечный силикат, который отличается от структуры пироксена периодом повторяемости.

Состав. 6 [$CaSiO_3$]; небольшое количество Ca может замещаться Fe и Mn.

Своиства. Трикл. Кристаллы таблитчатые или коротко-призматические. Может встречаться в виде массивных, волокнистых или плотных агрегатов. Спайность призматическая. Тв. 4,5—5. Пл. 2,8—2,9. Блеск стеклянный до перламутрового. Цвет белый, сероватый, желтоватый, красноватый или коричневато-белый. Полиморфен с цикловолластонитом и параволластонитом.

Распространение. Контактово-метаморфизованные известняки или в ксенолитах известняков в вулканических породах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы метеоритов; Пироксеноиды; Породообразующие минералы; Топотаксия; Фрагментарность кристаллических решеток.*
Лит.: М, *III/2*, 493.

ВОЛЫНСКИТ — $AgBiTe_2$, ромб. Am. Min., *51*, 531; ЗВМО, *95*, 100.

ВОЛЬТАИТ — $K_2Fe^{2+}_5Fe^{3+}_4(SO_4)_{12} \cdot 18H_2O$, куб. Дэна, *II/1*, 548.

ВОЛЬФЕИТ — $(Fe^{2+}, Mn)_2(OH)(PO_4)$, мон. Am. Min., *55*, 135; Min. Mag., *43*, 505; Дэна, II/2, 267. См. также *Минералы пегматитов.*

ВОЛЬФРАМИТ. Вольфрамат железа и марганца, гр. *вольфрамита.* По составу промежуточный между *ферберитом* и *гюбнеритом.* Название древнее, происхождение неясно.

Состав. 2 $[(Fe^{2+}, Mn)WO_4]$.

Свойства. Мон., *P2/c.* Кристаллы призматические или таблитчатые, пластинчатые или массивные зернистые агрегаты. Одно направление совершенной спайности. Тв. 4—4,5. Пл. 7,2—7,6. Блеск полуметаллический до металлического и алмазного. Цвет темно-серый или коричневатый до черного.

Распространение. Встречается в кварцевых жилах, часто в ассоциации с минералами олова; обычно связан с интрузивными гранитами поздних стадий; найден также в черных песках.

Применение. Важная руда вольфрама.

К. ФРЕЙ

См. также: *Вольфрамита группа; Метод паяльной трубки; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные ископаемые; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 518.

ВОНЕЗИТ (гр. *слюд*) — $(Na, K)_{1-1,5}(Mg, Fe, Al)_6(Si_{7-6,5}Al_{1-1,5})$. Am. Min., *66*, 100.

ВОНСЕНИТ — $Fe_2^{2+}Fe^{3+}BO_5$, ромб. Am. Min., *50*, 249; Дэна, *II/1*, 383.

ВРБАИТ — $Tl_4Hg_3Sb_2As_8S_{20}$, ромб. Am. Min., *53*, 351; M, *I*, 516.

ВУДВАРДИТ — $Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12}\cdot 2H_2O$ (?). Am. Min., *62*, 599; Min. Mag, *40*, 644; Дэна, *II/1*, 684.

ВУДРАФФИТ—$(Zn, Mn^{2+})Mn_3^{4+}O_7\cdot 1\div 2H_2O$, мон. Am. Min., *38*, 761; M, *II/3*, 217.

ВУДХАУЗЕИТ (гр. *бёдантита*) — $CaAl_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6$, триг. Min. Abst., *27*, 255.

ВУЛКАНИТ — CuTe, ромб. Am. Min., *46*, 258; ЗВМО, *91*, 187.

ВУЛЬФЕНИТ. Молибдат свинца, гр. *шеелита.* Название дано в честь австралийского минералога Франца Ксавера Вюльфена.

Состав. 4 $[PbMoO_4]$; некоторое количество Mo может замещаться W, а Pb — кальцием.

Свойства. Тетр. Кристаллы обычно квадратно-таблитчатые, реже псевдооктаэдрические, призматические или кубоидные. Спайность призматическая. Тв. 2,75—3. Пл. 6,5—7,0. Блеск смолистый до алмазного. Цвет желтый, сероватый, белый, зеленый, коричневый, желто-коричневый.

Распространение. Вторичный минерал. Встречается в зонах окисления свинцово-молибденовых месторождений в ассоциации с *пироморфитом, ванадинитом, миметезитом, церусситом,* вадом, лимонитом и *кальцитом.*

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 539.

ВУОННЕМИТ — $Na_4TiNb_2Si_4O_{17}\cdot 2Na_3PO_4$, трикл. Am. Min., *59*, 875; ЗВМО, *102*, 423.

ВЫСОЦКИТ — (Pd, Ni, Pt)S, тетр. Am. Min., *63*, 832; Can. Min., *17*, 453; ЗВМО, *92*, 567.

ВЮАНЬЯТИТ — $CaAl(OH)SiO_4$, ромб. Am. Min., *61*, 825; Min. Abst., *30*, 413.

ВЮРТЦИТ. Сульфид цинка. Название дано в честь французского химика Адольфа Вюртца.

Состав. 2 [ZnS]; присутствует до 40 % Fe.

Свойства. Гекс., $P6_3mc$. Кристаллы пирамидальные или короткопризматические; таблитчатые, волокнистые, или полосчатые корки. Спайность призматическая. Тв. 3,5—4. Пл. 3,98. Блеск смолистый. Цвет буровато-черный. Полиморфен со *сфалеритом* и *матраитом.*

Распространение. Обычно образует прорастания со *сфалеритом* и другими сульфидами.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Скелетные кристаллы.* Лит.: M, *I*, 207.

ВЮСТИТ — FeO, куб. Дэна, *I/2*, 25. См. также: *Магнитные минералы; Минералогия мантии.*

ВЯЮРИНЕНИТ — $MnBe(PO_4)(OH, F)$, мон. Am. Min., *41*, 371; ЗВМО, *85*, 78.

Г

ГАБРИЭЛЬСОНИТ — $PbFe(AsO_4)(OH)$, ромб. Can. Min., *18*, 191; Min. Rec., *11*, 37; ЗВМО, *98*, 328.

ГАГАРИНИТ — $NaCaY(F, Cl)_6$, гекс. Am. Min., *47*, 805; М, *II/1*, 72.

ГАГЕИТ — $(Mn, Mg, Zn)_{40}Si_{15}O_{50}(OH)_{40}$, ромб. Am. Min., *64*, 1056; М, *III/1*, 327.

ГАДОЛИНИТ. Силикат редких земель, закисного железа и бериллия, гр. *датолита*. Название дано в честь шведского химика Й. Гадолина (1760—1852).

Состав. $TR_2Fe^{2}Be_2Si_2O_{10}$;
разновидности: иттрогадолинит и церийгадолинит в зависимости от присутствующих примесей редких земель.

Свойства. Мон., $P2_1/a$. Кристаллы призматические, обычно встречается в виде массивных агрегатов. Тв. 6,5—7. Пл. 4,0—4,5. Блеск стеклянный до жирного. Цвет черный, зеленовато-черный или коричневый.

Распространение. Встречается в пегматитах и черных песках. Найден в районах Коппарберг и Иттерби (Швеция), Телемарк и Вестагдер (Норвегия), Бавено (Италия), в округе Льяно (штат Техас, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Метамиктное состояние; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы пегматитов.*

Лит.: М, *III/1*, 403.

ГАЙДИНГЕРИТ — $CaHAsO_4 \cdot H_2O$, ромб. Дэна, *II/2*, 95.

ГАКМАНИТ — разновидность содалита, обогащенная серой.

ГАЛАКСИТ. Оксид марганца и алюминия. Название дано Россом и Керром в 1932 г. по латинскому названию растения из семейства ирисовых, или касатиковых Galaxia, широко распространенного в округе Аллегейни (штат Северная Каролина, США). Марганцевый член гр. *шпинели*.

Состав. $MnAl_2O_4$; постоянно содержит довольно значительное количество Fe^{2+}.

Свойства. Куб., $Fd3m$. Тв. 7,5—8. Пл. 4,04. Цвет красного дерева до черного. Полоса красно-коричневая, бордовая.

Распространение. Встречается в ассоциации с богатыми марганцем жильными залежами, а также с *тефроитом*, *родонитом* и *гаусманнитом*. В марганцевых жильных месторождениях найден в районе Болд-Неб (штат Северная Каролина), а также в префектуре Сига (рудник Иои, Япония).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 39.

ГАЛЕНИТ. Сульфид свинца. Название дано Плинием в 77 г. н. э. по латинскому названию «свинцовая руда», или свинцовая окалина, которая остается после выплавки свинца.

Состав. 4 [PbS].

Свойства. Куб., $Fm3m$. Чаще всего имеет кубический габитус. Совершенная кубическая спайность по {100}. Тв. 2,5. Пл. 7,58. Ярко-металлический блеск. Цвет свинцово-серый. Окисляется до *англезита* и *церуссита*.

Распространение. Широко распространен в месторождениях разного типа: в осадочных породах и гидротермальных жилах, в криолитовых пегматитах и в зонах контактового метаморфизма, часто в ассоциации со *сфалеритом*, *пиритом*, *марказитом*, *халькопиритом*, *церусситом*, *англезитом*, *пиритом*, *доломитом*, *кальцитом*, *кварцем*, *баритом*, *флюоритом* и почти повсеместно с серебром в форме *англезита* в жильных месторождениях. Может встречаться в известняках — в жилах или заполняя пустоты, как аутигенный минерал или в метасоматических залежах.

Применение. Практически единственный источник свинца и ценная руда серебра.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Жильные минералы; Классификация минералов: принципы; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Пластические деформации в минералах; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Шкала твердости Мооса.*

Лит.: М, *I*, 184.

ГАЛЕНОБИСМУТИТ — $PbBi_2S_4$, ромб. Am. Min., *62*, 342; М, *I*, 443. См. также: *Рудная микроскопия.*

ГАЛИТ. Хлорид натрия. Название дано в 1847 г. Глокером по греческому слову, означающему «соль» или «море», поскольку возникает при испарении морской воды; известен также под названием каменной соли.

Состав. 4 [NaCl].

Куб., $Fm3m$. Встречается в виде кристаллов или зернистых кристаллических масс. Спайность по кубу {100}. Тв. 2,5. Пл. 2,16. Теплопроводен. Соленый на вкус. Прозрачный или полупрозрачный. Цвет белый с разнообразными оттенками за счет примесей — желтым, красным, голубым или пурпурным. Окраска пламени при нагревании темно-желтая.

Распространение. *Галит* встречается как минерал осадочного происхождения — образуется при испарении морской воды или вод соляных озер; часто находится в переслаивании или перекрывается пластами осадочных пород, в том числе глинистых сланцев, известняков, доломитов и гипсов или ангидритов. Кроме того, широко распространен как аутигенный минерал. Часто ассоциирован с *сильвином*, *кальцитом*, *глинами* и самородной *серой*. Деформация мощных стратифицированных соляных пластов, обычно на большой глубине, приводит к внедрению массивных трубообразных тел, известных под названием соляных куполов, в вышележащие осадочные породы. Главные месторождения расположены в СССР, Австрии, ГДР, Индии, США (штаты Нью-Йорк, Мичиган, Калифорния, Юта и на побережье Мексиканского залива).

Применение. Галит является источником натрия и хлора, используется в удобрениях, для дубления кож, консервирования продуктов, в приготовлении пищи.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Классификация минералов: принципы; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные соли; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Пластические деформации в минералах; Породообразующие минералы; Скелетные кристаллы; Фантомные кристаллы; Шкала твердости Мооса.*

Лит.: М, *II/1*, 119.

ГАЛЛИТ — $CuGaS_2$ — тетр. Am. Min., *44*, 906; М, *I*, 357.

ГАЛЛУАЗИТ. Гидроксилалюмосиликат, гр. *каолинита — серпентина.* Название дано в 1826 г. Бертье в честь Омалиуса Аллуа (Галлуа), открывшего этот минерал. Под электронным микроскопом отчетливо видна трубчатая структура минерала. Она обусловлена различием параметров *a* и *b* у кремнекислородных и алюмокислородных сеток и слоев молекул воды.

Состав. 2 $[Al_4Si_4(OH)_8O_{10}]$.

Свойства. Мон., ультрамикроскопические трубчатые кристаллы. Цвет белый с серыми, зеленоватыми, желтоватыми или красноватыми оттенками. Тв. 1—2. Пл. 2,0—2,2. Полупрозрачный до непрозрачного. Блеск жемчужный или восковой до матового. В массивных разновидностях проявляет раковистый излом; в воде становится почти прозрачным. В шлифах бесцветный; $n = 1{,}54$. Разлагается под действием кислот. При нагревании выделяет воду.

Распространение. Встречается в жилах и пластовых рудных телах в качестве вторичного продукта, вероятно, гидротермального происхождения. Образуется при разрушении глинистых минералов, таких как *каолинит*, *аллофан* и *алунит*, с которыми ассоциирован.

Э. БУИ

См. также: *Глины, минералы глин; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Электронная микроскопия (просвечивающая).*

Лит.: ДХЗ, *3*, 228.

ГАЛОТРИХИТ. Водный сульфат двухвалентного железа и алюминия, гр. *галотрихита.* Название дано в 1839 г. и происходит от лат. galotrichum — соляные волосы (связано с волокнистым габитусом минерала).

Состав. 4 $[Fe^{2+}Al_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O]$; Fe^{2+} может замещаться Mg($Mg > Fe$ — *пиккерингит*) или Mg^{2+} — *апджонит.*

Свойства. Мон., *P2/m*. Игольчатые или нитевидные кристаллы, образующие пористые или спутанно-волокнистые агрегаты. Тв. 1,5. Пл. 1,9. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, желтоватый или зеленоватый.

Распространение. Продукт выветривания пиритсодержащих пород, особенно в рудных залежах; встречается в аридных областях и вблизи горячих источников и фумарол.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 618.

ГАЛОТРИХИТА ГРУППА — *апджонит, билинит, дитрихит, галотрихит, пиккерингит* и *редингтонит.*

ГАЛУРГИТ — $Mg_2B_8O_{10}(OH)_8 \cdot H_2O$, мон. Am. Min.' *47*, 1217; ЗВМО, *92*, 201.

ГАЛХАИТ — $HgAsS_2$, куб. Am. Min., *59*, *208*; ЗВМО, *102*, 439.

ГАМАГАРИТ — $Ba_4(Fe, Mn)_2V_4O_{15}(OH)_2$, мон. Am. Min., *28*, 329.

γ-MnO_2 = *Нсутит.*

ГАМБЕРГИТ. Гидроксилборат бериллия. Назван в честь шведского минералога Акселя Гамберга.

Состав. 8 $[Be_2(BO_3)(OH)]$; OH может замещаться F.

Свойства. Ромб., *Pbca.* Изометрические, иногда призматические кристаллы со штриховкой на гранях. Спайность совершенная по {010} и хорошая по {100}. Тв. 7,5. Пл. 2,36. Блеск стеклянный. Бесцветный, серый или желтоватый.

Распространение. Встречается в щелочных пегматитах и россыпях.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 436.

ГАНИТ. Оксид алюминия и цинка, гр. *шпинели.* Название дано Моллом в 1807 г. в честь шведского химика И. Г. Гана.

Состав. $ZnAl_2O_4$; Zn может замещаться Fe и Mn, при этом образуется крейтонит и дислюит соответственно.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Тв. 7,5—8. Пл. 4,62. $n = 1{,}805$. Цвет голубовато-зеленый, черта серая.

Распространение. Встречается в гранит-пегматитах, контактово-измененных известняках или жилах метасоматического замещения, например, в округе Франклин (штат Нью-Джерси, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы пегматитов.*

Лит.: М, *II/3*, 33.

ГАНКСИТ — $Na_{22}K(SO_4)_9(CO_3)_2Cl$, гекс. Am. Min., *58*, 799; Дэна, *II/1*, 740.

ГАННАЙИТ — $(NH_4)_2Mg_3H_4(PO_4)_4 \cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *48*, 635; Min. Abst., *28*, 395; Дэна, *II/2*, 85.

См. также: *Биогенные минералы.*

ГАННИНГИТ — $(Zn, Mn)SO_4 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 1218; Min. Abst., *29*, 514; ЗВМО, *92*, 571.

ГАНОМАЛИТ. Гидроксилсиликат кальция и свинца. Название дано Норденшелдом в 1876 г. и происходит от греческого слова «блеск».

Состав. $Ca_4Pb_6Si_6O_{21}(OH)_2$; может содержать до 2,3 % MnO.

Свойства. Гекс. Обычно встречается в виде зернистых агрегатов. Тв. 3. Пл. 5,7. Блеск стеклянный до смолистого. Бесцветный до серого. Габитус призматический. Совершенная базальная спайность по {0001}, а также призматическая по $\{10\bar{1}0\}$. Показатель преломления 1,901—1,945. Под действием HCl и HNO_3 превращается в студнеобразное вещество.

Распространение. Найден в кальцитовых жилах Лонгбан, Якобсберг, Нордмарк (Швеция). В США — в районе Франклина (штат Нью-Джерси). Ассоциирован с *тефроитом*, самородным *свинцом*, *кальцитом* и *якобситом* в районе Лонгбана, а в районе Якобсберга — с *манганфиллитом*, *кальцитом* и *якобситом.*

Л. ФУКС

Лит.: М, *III/1*, 843.

ГАНОФИЛЛИТ — $(Na, K)(Mn, Fe, Al)_5(Si, Al)_6O_{15} \cdot 2H_2O$, мон. или трикл. RRW, 229; Min. Abst., *30*, 16.

ГАРДИСТОНИТ (гр. *мелилита*) — $Ca_2ZnSi_2O_7$, тетр. RRW, 259; М, *III/1*, 553.

ГАРМОТОМ. Водный алюмосиликат бария, гр. *цеолита.* Название происходит от греческого слова, которое означает «секущая трещина» и указывает на характерную морфологию сдвойникованных кристаллов.

Состав. $Ba_2[Al_4Si_{12}O_{32}] \cdot 12H_2O$; SiO_2 49,8, Al_2O_3 14,1, BaO 21,2, H_2O 14,9 %.

Свойства. Мон. $P2_1/m$ или $P2_1$; $a = 9{,}87$ Å, $b = 14{,}14$ Å, $c = 8{,}72$ Å, $\beta = 124°\,50'$. Тв. 4,5. Пл. 2,41—2,47. Блеск стеклянный. Цвет белый, серый, розовый или желтый, часто бесцветный. Полупрозрачный до прозрачного. Взаимопроникающие сдвойникованные кристаллы или радиально-лучистые агрегаты. Спайность хорошая по {010}; двойникование по {001}, {021}, {110} (прорастания). Показатели преломления: $n_p = 1{,}503 \div 1{,}508$; $n_m = 1{,}505 \div 1{,}509$; $n_g = 1{,}508 \div 1{,}514$; двупреломление 0,005—0,008; $2V = 80°$ (+); оптическая осевая плоскость перпендикулярна к (010). Отмечается двустороннее замещение Si ⇌ Al с соответствующим введением щелочей в позицию Ba; K (иногда Na) — преобладающий щелочной металл. Минимальный диаметр самого крупного канала в каркасе этого алюмосиликата составляет 3,2 Å; проявляет свойства избирательного сита по отношению к H_2, N_2, CO_3, NH_3. Разлагается под действием HCl.

Распространение. Встречается в жилах и жеодах в изверженных породах; в тонких пропластках в марганцевых рудах в ассоциации с бариевым *полевым шпатом;* в гидротермальных жилах совместно со *сфалеритом*, *галенитом*, *баритом* и *кальцитом*; в трещинах в измененных туфах — с *кальцитом*, *ломонтитом* и *пиритом*; продукт изменения плиоценовых туфов в соляных озерах штата Аризона (США). Известен в Шотландии, ФРГ, Норвегии и Канаде.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 426.

ГАРНИЕРИТ — никелевый *серпентин*. См. также: *Метод паяльной трубки; Рудные минералы.*

ГАРРЕЛСИТ — $Ba_3NaSi_2B_7O_{16}(OH)_4$, мон. Am. Min., *41*, 672; 59, 632; M, *III/1*, 398. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ГАРРОНИТ. Водный алюмосиликат натрия и кальция, гр. *цеолита*. Название дано Уолкером в 1962 г. по месту находки в области плато Гаррон (графство Антрим, Северная Ирландия).

Состав. $NaCa_{2,5}[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 13{,}5H_2O$. Тесно связан с *филлипситом* и *жисмондином;* отличается от *филлипсита* очень низким содержанием K_2O, а от *жисмондина* меньшим содержанием CaO, Al_2O_3 и H_2O. Могут присутствовать небольшие количества K и Ba.

Свойства. Тетр., $I4_1/amd$; $a = 9{,}88$ Å, $c = 10{,}30$ Å. Пл. 2,13—2,17. Образует радиально-лучистые агрегаты. Спайность в двух направлениях под углом 90°, параллельно удлинению кристалла. Показатели преломления: $n_e = 1{,}503 \pm 0{,}002$, $n_o = 1{,}510 \pm 0{,}002$. Двупреломление 0,001—0,004. Одноосный или двуосный.

Распространение. Встречается в миндалинах оливиновых базальтов третичного возраста в графстве Антрим и на востоке Северной Ирландии, иногда ассоциирован с другими *цеолитами*, относительно обедненными кремнеземом: *шабазитом*, *левином*, *томсонитом*, *филлипситом* и *жисмондином*. В Японии, в районе гор Танзава, найден в жилах в метаморфизованных базальтах (зеленосланцевая фация) и в долеритах совместно с *шабазитом* и *кварцем*.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

Лит.: ЗВМО, *92*, 575.

ГАРСТИГИТ — $MnCa_6(Be_2OOH)_2(Si_3O_{10})_2$, ромб. Am. Min., *53*, 1418; M, *III/1*, 811.

ГАСПЕИТ (гр. *кальцита*) — $(Ni, Mg, Fe)CO_3$, трикл. Am. Min., *51*, 677; ЗВМО, *97*, 70.

ГАСТИНГСИТ. Гидроксилалюмосиликат кальция и натрия, относящийся к гр. *амфибола*. Название дано в 1896 г. Адамсом и Харрингтоном по месту первоначальной находки в р-не Гастингса, провинция Онтарио, Канада.

Состав. $2[NaCa_2Fe_4^{2+}Fe^{3+}(Al_2Si_6)O_{22}(OH)_2]$; Fe^{2+} может замещаться Mg с приближением к составу магнезиогастингсита.

Распространение. Найден в беспироксеновом нефелиновом сиените в районе Данганнон (Канада). Образует срастания с *эгирином* в нефелиновых сиенитах Кольского полуострова (СССР).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Амфиболы.*
Лит.: M, *III/3*, 146.

ГАТУМБАИТ — $Ca_2Al_4(PO_4)_4(OH)_4\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *63*, 794.

ГАТЧЕТТОЛИТ = *Бетафит.*

ГАТЧИТ — $(Pb, Tl)_2AgAs_2S_5$, трикл. Am. Min., *62*, 406; M, *I*, 389.

ГАУЕРИТ (гр. *пирита*) — MnS_2, куб. M, *I*, 268. Min. Abst., *30*, 258.

ГАУСМАННИТ. Оксид марганца. Назван в 1827 г. Хайдингером в честь профессора Гёттингенского университета Й. Гаусманна.

Состав. $Mn^{2+}Mn^{4+}O_4$.

Свойства. Тетр. $I\,4_1/amd$. Часто псевдооктаэдрический с дипирамидальной симметрией или массивный. Искаженная структура шпинели, степень искажения возрастает при нагревании, а при температуре выше 1160 °C приобретает кубическую шпинелевую структуру (см. *Шпинели группа*). Тв. 5,5. Пл. 4,84. Цвет коричнево-черный. Черта буро-каштановая. Блеск металлический. Хрупкий.

Распространение. Обычно встречается в высокотемпературных гидротермальных жилах, а также в контактовых месторождениях и в марганцевых рудах как продукт изменения, образующийся при циркуляции метеорных вод. Часто находится в ассоциации с *браунитом*, *магнетитом*, *баритом*, *псиломеланом*, *пиролюзитом*, *гематитом* и некоторыми силикатами марганца. Крупные находки известны в ГДР, Швеции, Бразилии, Индии и в штате Арканзас (США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Рудная микроскопия; Рудные минералы.*
Лит.: M, *II/3*, 99.

ГАУХЕКОРНИТ — Ni_9BiSbS_8, тетр. Am. Min., *66*, 436; M, *I*, 474.

ГАФНОН — $(Hf, Zr)SiO_4$, тетр. Am. Min., *61*, 175. См. также: *Минералы пегматитов.*

ГАЮИН. Алюмосиликат натрия и кальция с сульфатионом, относится к гр. *содалита*, родственный вид — *лазурит*. Назван в 1807 г. Брюн-Веергардом в честь французского минералога Аюи (1734—1822).

Состав. $[(Na, Ca)_{4-8}Al_6Si_6O_{24}(SO_4, S)_{1-2}]$.

Свойства. Куб., $P\bar{4}3n$. Кристаллы имеют форму додекаэдров и октаэдров с полисинтетическими двойниками, двойниками срастания и прорастания, но обычно встречается в виде округлых вкрапленных зерен с оплавленной поверхностью. Отчетливая спайность по додекаэдру. Неровный излом. Хрупкий. Тв. 5,5—6. Пл. 2,4—2,5. Блеск стеклянный до жирного. Цвет

ярко-голубой, зеленовато-голубой до бесцветного. Прозрачный. При воздействии HCl становится студнеобразным.

Распространение. Обычно встречается в изверженных породах — фонолитах, тефритах, гаюнофирах, нефелиновых сиенитах и других родственных породах, недосыщенных кремнеземом. Как правило, находится в ассоциации с *нефелином*, *лейцитом* и другими *фельдшпатоидами*. Широко представлен в лавах Везувия, в Альбанских горах (Италия), в анкарамитах — Джебель-Тургежид (Марокко), в тералитах — Крейзи-Маунтин (штат Монтана, США).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Геммология.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 320.

ГВИАНАИТ — GrO(OH), ромб. Am. Min., *62*, 593; Min. Abst., *30*, 419; ЗВМО, 98, 324.

ГЕАРКСУТИТ — $CaAl(OH)F_4 \cdot H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 148.

ГЕВЕРСИТ (гр. *пирита*) — $PtSb_2$, куб. Am. Min., *46*, 1518; Min. Mag., *32*, 833; ЗВМО, *92*, 194.

ГЕДЕНБЕРГИТ. Силикат кальция и двухвалентного железа, гр. *пироксена*. Назван в 1819 г. Берцелиусом в честь шведского химика Людвига Геденберга, открывшего этот минерал.

Состав. $4[CaFe^{2+}Si_2O_6]$; Ca 20—22, FeO 20—23, MgO 0—4, SiO_2 47—49 вес. %. Образует непрерывный ряд твердых растворов с *диопсидом* $CaMgSi_2O_6$; некоторое количество Fe^{2+} может замещаться Mg. Хотя состав крайнего члена этого ряда $CaFe^{2+}Si_2O_6$, в природных *пироксенах* отмечается полный набор составов от $CaFe^{2+}Si_2O_6$ до $CaMgSiO_2$ и обособленный ряд (*феррогеденбергит*) в сторону $FeSiO_3$; некоторое количество Fe^{2+} замещается Mn.

Свойства. Мон., *C2/c*. Образует короткопризматические кристаллы. Тв. 6. Пл. 3,50—3,56. Блеск стеклянный. Цвет коричневый, коричневато-зеленый, оливковый или черный. Черта белая. Спайность хорошая по {110}. Наблюдаются отдельности по {100} и {010}, угол между спайностями по {110} и $\{1\bar{1}0\}$ составляет примерно 87°. Простое и сложное двойникование по {100} и {001}. Показатели преломления: $n_p = 1{,}717 \div 1{,}732$, $n_m = 1{,}723 \div 1{,}736$, $n_g = 1{,}741 \div 1{,}755$, $2V = 52 \div 64°$. В шлифах имеет бледно-зеленый, желтовато-зеленый или оливковый цвет. Нерастворим в HCl, растворим в HF и в расплаве Na_2CO_3.

Распространение. Встречается в богатых железом осадочных породах, претерпевших термальный и региональный метаморфизм, в эвзилитах, скарновых известняках, кварцсодержащих сиенитах и некоторых гранитах и гранофирах. Часто находится в ассоциации с *грюнеритом*, *фаялитом* и *гранатом*. Феррогеденбергит является важным компонентом некоторых фаялитовых железистых габбро.

Р. ХАУИ

См. также: *Клинопироксены; Пироксены.*
Лит.: М, *III/2*, 300.

ГЕДИФАН (гр. *апатита*) — $(Ca, Pb)_5(AsO_4)_3Cl$, гекс. Дэна, *II/2*, 324.

ГЕЙДОННЕИТ — $Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$, ромб. Can. Min., *12*, 316; М, *III/2*, 556.

ГЕЙКИЛИТ. Титанат магния, гр. *ильменита*. Название дано Диком в 1892 г. в честь сэра Арчибальда Гейки (1835—1925), директора Геологической службы Великобритании.

Состав. $MgTiO_3$; Mg часто замещается довольно значительным количеством Fe^{2+} с образованием ильменита.

Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Габитус кристаллов толстотаблитчатый. Цвет коричневато-черный. Блеск металлический. Черта бордовая.

Распространение. Встречается в гравийных россыпях совместно с драгоценными камнями в районе Раквана и плато Балангода (Шри-Ланка).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 274.

ГЕЙЛАНДИТ. Водный алюмосиликат кальция и натрия, гр. *цеолитов*. Назван в 1822 г. Бруком в честь английского коллекционера минералов и натуралиста Г. Гейланда (Хьюланда).

Состав. $(Ca, Na_2)_4[Al_8Si_{28}O_{72}] \cdot 24H_2O$. Отмечаются существенные вариации отношения Si/Al и соответствующие вариации Ca/Na_2. Иногда K может замещать и преобладать над Na.

Свойства. Трикл. (псевдомон.), *C2/m*. Тв. 3,5—4. Пл. 2,1—2,2. Блеск стеклянный до сильноперламутрового. Бесцветный, серый, белый, желтый, розовый, красный или коричневый. Прозрачный до почти полупрозрачного. В таблитчатых кристаллах развита грань {010}. Спайность по {010} совершенная. Показатели преломления $n_p = 1{,}476 \div 1{,}505$, $n_m = 1{,}477 \div 1{,}503$, $n_g = 1{,}479 \div 1{,}512$. Двупреломление 0,002—0,006; $2V = 34°$ (+), хотя наблюдаются вариации. Плоскость оптической оси обычно перпендикулярна к (010). Дисперсия $r > v$. Разновидность — *клиноптилолит* обогащен кремнеземом и щелочами и имеет другие свойства. Он остается стабильным при нагревании до 700 °C, тогда как *гейландит* преобразуется в «гейландит-B» при 230 °C и становится аморфным при 350 °C, быстро обезвоживается, теряя максимально 17,2 % воды, и слабо поддается повторной гидратации. Обладает избирательными свойствами молекулярного сита. При воздействии HCl *гейландит* превращается в студнеобразную массу, тогда как *клиноптилолит* не реагирует с HCl.

Распространение. Обычно встречается в миароловых пустотах в базальтах и андезитах в тесной ассоциации со *стильбитом* и другими *цеолитами*. В друзах скарнов находится совместно с *гранатом* и *аксинитом*. *Клиноптилолит* развит широко в виде продуктов диагенетического изменения кремнистых стекловатых туфов, накапливающихся в пресных и морских водах, часто совместно с другими силикатами — *морденитом*, *монтмориллонитом* и *селадонитом*; встречается в бентонитовых глинах, а также в виде продукта взаимодействия кремнистых стекловатых пеплов со щелочными водами соляных озер или поровыми водами в ассоциации с *филлипситом*, *шабазитом*, *эрионитом* и *опалом*. Аутигенный минерал в известняках и писчем мелу или в цементе песчаника. Хорошие образцы найдены в Исландии, на Фарерских островах, в районе Бомбея в Индии и в Питерс-Пойнт в провинции Новая Шотландия, Канада.

Применение. *Клиноптилолит*, как и бентонит, используется для улучшения структуры почв, а также в качестве поглотителя и в качестве наполнителя для бумаги.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Аутигенные минералы; Минералы оптически одноосные и двуосные; Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 416.

ГЕЙЛЮССИТ. Водный карбонат натрия и кальция. Название дано в 1826 г. в честь французского химика и физика Ж. Л. Гей-Люссака.

Состав. $Na_2Ca(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$.

Свойства. Мон., *12/a*. Кристаллы удлиненные или уплощенной клиновидной формы. Совершенная призматическая спайность по {110}. Тв. 2,5—3. Пл. 1,99. Блеск стеклянный. Цвет белый, желтоватый или сероватый.
Распространение. Встречается в отложениях содовых озер.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 279.

ГЕЙТИТ — $H_2Ca_2Zn(AsO_4)_2(OH)_2$, трикл. Can. Min., *18*, 197.

ГЕКСАГИДРИТ — $MgSO_4 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 583; Min. Abst., *30*, 70. См. также: *Биогенные минералы; Минералы пещер; Минеральные соли.*

ГЕКСАГИДРОБОРИТ — $CaB_2O_4 \cdot 6H_2O$, гекс. Am. Min., *62*, 1259; *63*, 1283; ЗВМО, *107*, 691.

ГЕКСАТЕСТИБИОПАНИКЕЛИТ — (Ni, Pd)$_2$SbTe, гекс. Am. Min., *61*, 182.

ГЕКТОРИТ (гр. *смектитов*) — $Na_{0,33}(Mg, Li)_3Si_4O_{10}(F, OH)_2$, мон. ДХЗ, *3*, 266. См. также: *Глины, минералы глин; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв.*

ГЕЛЕНИТ. Алюмосиликат кальция. Название дано в 1815 г. Фуксом в честь своего коллеги — немецкого ученого химика А. Гелена. Минерал относится к группе *мелилита*, конечный член непрерывного ряда твердых растворов *акерманита — геленита*.
Состав. $Ca_2Al(AlSi)O_7$; AlAl замещается MgSi с образованием конечного члена — *акерманита*.
Распространение. Обычный компонент фельдшпатоидных пород, образуется за счет известняков при их взаимодействии с магмой основного состава, как в случае находок в районе Скоут-Хилл (графство Антрим, Северная Ирландия); в зоне контакта известняков и долеритов в ассоциации с *авгитом, эгирином, нефелином, лабрадоритом* и *перовскитом*. Встречается в районе Монте-Сомма и Везувия (Италия).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия портландцемента; Минералы метеоритов.*
Лит.: М, *III/1*, 542.

ГЕЛИОТРОП — разновидность халцедона с красной вкрапленностью.

ГЕЛИОФИЛЛИТ — $Pb_6As_2O_7Cl_4$ (?), ромб. М, *II/1*, 245.

ГЕЛЛАНДИТ — $Ca_{5,5}(Y, TR)_5AlFe(OH)_4[Si_8B_8O_{40} \cdot (OH)_4]$, мон. Am. Min., *62*, 89; Can. Min., *11*, 760; М, *III/1*, 845.

ГЕЛЬВИН. Бериллосиликат марганца — сульфид. Название дано в 1816 г. Вернером за желтый цвет и происходит от греч. helios — солнце. Это крайний марганцевый член ряда минералов в составе гр. *гельвина*.
Состав. $2[Mn_4Be_3Si_3O_{12}S]$; Mn замещается Fe в сторону состава *даналита* и Zn — в сторону *гентгельвина*.
Свойства. Куб., $P\bar{4}3n$. Обычно встречается в виде тетраэдрических кристаллов или сферических массивных агрегатов. Хрупкий, с неровным изломом. Тв. 6. Пл. 3,2—3,4. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет медово-желтый, коричневый, красно-коричневый. Черта бледно-коричневая до бесцветной. Прозрачный. Разлагается под действием HCl с выделением H_2S.
Распространение. Обычно встречается в контактовых зонах метасоматических пород, а также в гранитах и пегматитах. Как правило, ассоциирует с *петалитом, сподуменом, спессартином* или *корундом*, как, например, на Урале (СССР) и в районе Модиум (Норвегия). Чаще всего, однако, образуется в больших количествах в контактовых месторождениях и скарнах. Этот парагенезис известен в горах Бьют (штат Монтана) и Айрон-Маунтин (штат Нью-Мехико, США), вблизи Осло (Норвегия) и в районе Нагано (Япония).

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: ДХЗ, *4*, 334.

ГЕЛЬВИНА ГРУППА — *даналит, гентгельвин* и *гельвин*.

ГЕЛЬЙТ — $Na_{15}(SO_4)_5F_4Cl$, триг. Am. Min., *56*, 174; Min. Mag., *40*, 357; ЗВМО, *86*, 121.

ГЕМАТИТ. Оксид железа. Название дано в 325 г. до н. э. Теофрастом и происходит от греч. haema — кровь. Землистая разновидность называется красной охрой.
Состав. α-Fe_2O_3. Образует непрерывный ряд твердых растворов с *ильменитом* $FeTiO_3$, *гейкилитом* $MgTiO_3$ и *пирофанитом* $MnTiO_3$. Может содержать до 10 вес. % Al_2O_3.
Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Тв. 5,5—6,5. Пл. 5,26. Цвет красновато-коричневый до черного. Черта имеет характерный вишнево-красный или синевато-красный цвет. Структура подобна структуре *корунда* (γ-Fe_2O_3 — *маггемит*, диморфный с *гематитом*, имеет структуру *шпинели*). Спайность отсутствует. Массивные разновидности образуют гроздевидные агрегаты, так называемую почечную руду. Псевдоморфозы *гематита* по *магнетиту* или *пириту* в виде додекаэдрических или октаэдрических кристаллов называются мартитом. Оптические свойства: $n_o = 3,15 \div 3,22$, $n_\varepsilon = 2,87 \div 2,94$. Разновидность *гематита* с темно-серым или ярким металлическим блеском и красной чертой называется спекуляритом, или железным блеском. При атмосферном давлении и температуре 1390 °C разлагается с образованием Fe_3O_4.
Распространение. В осадочных породах для *гематита* характерна красная окраска. Встречается повсеместно в докембрийских метаморфизованных полосчатых железных рудах. В качестве продукта окисления и выветривания таких железосодержащих минералов, как *магнетит*, лимонит, *сидерит*. Изредка встречается в изверженных породах.
Применение. Самая важная руда железа. Используется для производства красителей (красная охра) и абразивных порошков.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Абразивные минералы; Аутигенные минералы; Габитус кристаллов; Диагенетические минералы; Железная шляпа; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы пегматитов; Минеральные пигменты и наполнители; Минеральные соли; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Плагиоклазы; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Термометрия геологическая; Шпинели группа.*
Лит.: М, *II/2*, 78.

ГЕМАТОЛИТ — $(Mn, Mg, Al)_{15}(OH)_{23}(AsO_4)_2(AsO_3)$, триг. Дэна, *II/2*, 177. Am. Min., *63*, 150.

ГЕМАТОФАНИТ — $Pb_4Fe_3O_8Cl$, тетр. Am. Min., *56*, 625; Min. Mag., *39*, 49; М, *II/1*, 249.

ГЕМАФИБРИТ — $Mn_3(AsO_4)(OH)_3 \cdot H_2O$, ромб. Дэна, *II/2* 346.

ГЕМИМОРФИТ. Водный гидроксилсиликат цинка. Назван в 1853 г. Кенготтом за гемиморфный характер кристаллов. Первоначально был известен под названием «каламин», которое иногда еще используется как синоним термина «смитсонит» (карбонат цинка).
Состав. $2[Zn_4(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O]$.
Свойства. Ромб., *Imm*2. Образует таблитчатые или призматические кристаллы со штриховкой на гранях, обычно заканчивающиеся пирамидой; встречается также в виде сталактитовых, гроздевидных, массивных или зернистых агрегатов. Тв. 4,5—5. Пл. 3,4—3,5. Блеск стеклянный. Полупрозрачный до прозрачного. Обладает сильными пироэлектрическими и пьезоэлектрическими свойствами. Цвет белый, желтый или коричневый. Черта белая.
Распространение. Вторичный минерал, встречающийся в зонах окисления месторождений цинка в ассоциации со *смитсонитом*, *сфалеритом*, *церусситом*, *галенитом* и *англезитом*.
Применение. Руда цинка.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Железная шляпа; Топотаксия.*
Лит.: М, *III/1*, 617.

ГЕМИЭДРИТ — $Pb_{10}Zn(CrO_4)_6(SiO_4)F_2$, трикл. Am. Min., *55*, 1088; ЗВМО, *100*, 622.

ГЕНКИНИТ — $(Pt, Pd)_4S_3$, тетр. Am. Min., *64*, 654; Can. Min., *15*, 389.

ГЕНТГЕЛЬВИН. Бериллосиликат-сульфид цинка, гр. *гельвина*. Название дано Глоссом, Джансом и Стивенсом в 1944 г. в честь Ф. А. Гента, впервые описавшего в 1892 г. этот минерал как богатую цинком разновидность *даналита*, найденную в каньоне Уэст-Чейенн (штат Колорадо).
Состав. $2[Zn_4Be_3(SiO_4)_3S]$; Zn замещается Fe с образованием *даналита*, а при замещении Zn на Mg образуется гельвин. Куб.
Распространение. Кристаллы найдены в микролитовых пегматитах в гранитах Пайк-Пик (округ Эль-Пасо, штат Колорадо) в ассоциации с *микроклином*, *пертитом*, *кварцем*, *фенакитом*, *цирконом* и *сидеритом*. Встречается также в жилах *альбита*, секущих альбит-биотитовый грани комплекса Джос-Бокуру (Нигерия).

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: ДХЗ, *4*, 334.

ГЕНТНЕРИТ — $Cu_8Fe_3Cr_{11}S_{18}$. ЗВМО, *97*, 67. См. также: *Минералы метеоритов.*

ГЕОКРОНИТ — $Pb_{28}(As, Sb)_{12}S_{46}$, мон. Am. Min., *39*, 908; *61*, 963; М, *I*, 385.

ГЕРАСИМОВСКИТ — $(Mn, Ca)_2(Nb, Ti)_5O_{12} \cdot 9H_2O$ (?), аморф. Am. Min., *43*, 1220; М, *II/3*, 445.

ГЕРДЕРИТ. Фторофосфат кальция и бериллия. Минерал назван в 1828 г. в честь С. А. В. фон Гердера, управляющего горными разработками во Фрейберге.
Состав. $4[CaBe(PO_4)F]$; при замещении фтора на OH образуется *гидроксилгердерит*.
Свойства. Мон., $P2_1/a$ (псевдоромб.). Кристаллы короткопризматические, встречаются также гроздевидные агрегаты. Тв. 5,5. Пл. 3,0. Блеск стеклянный. Бесцветный, желтоватый, зеленоватый.
Распространение. Минерал пегматитов поздних серий.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 428.

ГЕРЕНИТ — $Ca_5H_2(AsO_4)_4 \cdot 9H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 812; ЗВМО, *91*. 196.

ГЕРМАНИТ — $Cu_3(Ge, Fe)(S, As)_4$, куб. Am. Min., *38*, 794; М, *I*, 346.

ГЁРНЕСИТ — $Mg_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *52*, 1588; Дэна, *II/2*, 151.

ГЕРСДОРФИТ. Сульфид-арсенид никеля. Название дано в 1843 г. в честь семьи фон Герсдорф — владельцев никелевого рудника в районе Шладминга (Австрия).
Состав. NiAsS; Ni может замещаться Fe и Co, As замещается Sb.
Свойства. Куб, $P2_13$. Кристаллы октаэдрической, кубооктаэдрической или пентагондодекаэдрической формы; встречается также в виде пластинчатых или зернистых агрегатов. Кубическая спайность по {100}. Тв. 5,5. Пл. 5.9. Блеск металлический, серебряный до серостального, но обычно тусклый.
Распространение. Находится в жилах совместно с другими сульфидами и никелевыми минералами.
Применение. Руда никеля.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 302.

ГЕРСТЛИИТ — $(Na, Li)_4As_2Sb_8S_{17} \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *41*, 839; М, *I*, 521.

ГЕРСТМАНИТ — $(Mn, Mg)Mg(OH)_2(ZnSiO_4)$, ромб. Am. Min., *62*, 51.

ГЕРХАРДТИТ — $Cu_2(NO_3)(OH)_3$, ромб. Дэна, *II/1*, 365. См. также: *Нитраты.*

ГЕРЦЕНБЕРГИТ — SnS, ромб. М, *I*, 240.

ГЕРЦИНИТ. Оксид железа и алюминия, гр. *шпинели*. Назван в 1847 г. Циппом по латинскому названию Чешского (Богемского) леса, где этот минерал был впервые найден.
Состав. $FeAl_2O_4$, часто с некоторым количеством Mg и Fe^{3+}. Образует непрерывный ряд с *хромитом*, *ганитом* и *шпинелью*.
Свойства. Куб., *Fd3m*. Двойники образованы по шпинелевому закону двойникования. Тв. 7,5—8. Пл. 4,40. $n = 1{,}835$. Цвет темно-зеленый до черного. Черта темно-зеленая. Для разновидностей, содержащих значительные количества хрома, используется название «пикотит».
Распространение. Обычно встречается в метаморфизованных глинистых осадочных породах, метаморфизованных бокситах и наждачных породах, в некоторых ультраосновных породах; в породах основного состава развивается из магнетита. Найден в ассоциации с *силлиманитом*, *корундом* и *гранатом* вблизи Шенкельцеля (ФРГ), в Ле-Прес (Швейцария) и в районе Пикскил (штат Нью-Йорк, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы метеоритов; Огнеупорные тугоплавкие минералы.*
Лит.: М, *II/3*, 41.

ГЕРШЕЛИТ — натриевая разновидность шабазита (?).

ГЕССИТ. Теллурид серебра. Назван в 1843 г. в честь Г. Гесса, швейцарского химика, работавшего в Санкт-Петербурге (Россия).

Состав. 4[Ag_2Te]; Ag может замещаться Au с образованием *петцита*.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Массивный, плотный, иногда тонкозернистый. Тв. 2—3. Пл. 8,24—8,45. Блеск металлический. Цвет свинцовый до серо-стального.
Распространение. Встречается в гидротермальных жилах совместно с другими теллуридами, золотом, галенитом и теллуром.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия*.
Лит.: М, *1*, 560.

ГЕТЕРОГЕНИТ-2Н — CoO(OH), гекс. Am. Min., *59*, 381; М, *II/3*, 504.

ГЕТЕРОГЕНИТ-3R — CoO(OH), триг. Am. Min., *48*, 216; Min. Mag., *33*, 253; М, *II/3*, 504.

ГЕТЕРОЗИТ — $FePO_4$, ромб. Am. Min., *55*, 135; Дэна, *II/2*, 56. См. также: *Минералы пегматитов*.

ГЕТЕРОЛИТ. Оксид цинка и марганца в составе минералов гр. *гаусманнита*. Название, данное Муром в 1877 г., происходит от греческого слова «компаньон» и указывает на его первичную ассоциацию с *халькофанитом*.
Состав. $ZnMn_2O_4$.
Свойства. Тетр., $I4_1/amd$, структура *гаусманнита*. Волокнистый, спайность по {001}. Тв. 6. Пл. 5,2. Цвет темно-коричневый до черного, черта темно-коричневая.
Распространение. В месторождениях цинка и марганца (Стерлинг-Хилл, штат Нью-Джерси, США). Встречается в виде кристаллов, покрытых *франклинитом*, а также в массивных агрегатах.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 95.

ГЕТЕРОМОРФИТ (гр. *плагионита*) — $Pb_7Sb_8S_{19}$, мон. Am. Min., *59*, 1127; Min. Abst., *27*, 23.

ГЁТИТ. Оксигидроксид железа, изоструктурен с *диаспором*. Название дал Ленц в 1806 г. в честь великого немецкого поэта и философа Гёте (1749—1832). Это название первоначально относилось к полиморфной модификации этого минерала γ-FeO(OH) — лепидокрокиту, но позднее было перенесено на более распространенную форму — α-фазу.
Состав. α-FeO(OH).
Свойства. Ромб. *Pbnm*. Может быть землистым, образовывать почковидные, листоватые или радиально-лучистые волокнистые агрегаты. Тв. 5,5—5. Пл. 4,37. Блеск алмазный до тусклого, может быть атласным в волокнистых разновидностях. Полупрозрачный. Цвет желтовато-коричневый до коричневого, буровато-коричневого в кристаллах и охристого в землистых массах. Черта коричневато-желтая.
Распространение. Встречается в виде продукта выветривания, образующегося при нормальных температуре и давлении из других железосодержащих минералов — *сидерита*, *магнетита*, *пирита* и др., либо как продукт осаждения в болотах и природных источниках. Важный компонент лимонита, часто находится в ассоциации с *лепидокрокитом*, *псиломеланом*, *манганитом*, *кварцем* и *кальцитом*.
Применение. Ценная осадочная руда железа (болотная руда) в Лотарингии (Франция) иНоб-Лейк (Канада).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Железная шляпа; Магнитные минералы; Минералогия почв; Минералы беспозвоночных и растений; Минералы оптически одноосные и двуосные; Наименование минералов; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Синтаксия; Топотаксия*.
Лит.: М, *1*, 494.

ГЕТТАРДИТ — Pb(Sb, As)S_4, мон. Am. Min., *53* 1425; Can. Min., *18*, 13; ЗВМО, *98*, 322.

ГЁТЦЕНИТ — $(Ca, Na)_7(Ti, Al)_2Si_4O_{15}(F, OH)_3$, трикл. Am. Min., *45*, 221; Min. Mag., *31*, 503; М, *III/1*, 831.

ГЕТЧЕЛЛИТ — AsSbS, мон. Am. Min., *50*, 1817; ЗВМО, *96*, 67.

ГИАЛИТ — бесцветный *опал*.

ГИАЛОТЕКИТ — $(Pb, Ca, Ba)_4BSi_6O_{17}(F, OH)$, мон. Winchell, *II*, 401.

ГИАЛОФАН. Алюмосиликат калия и бария, относящийся к изоморфному ряду *ортоклава — цельзиана*, гр. щелочных полевых шпатов. Название дано в 1855 г. Сарториусом фон Вальтерхаузеном за стекловатый облик этого минерала.
Состав. 4[$(K, Ba)Al(Al, Si)_3O_8$]; Ba 15—30 %; небольшие количества (K, Ba) могут замещаться (Na, Ca).
Свойства. Мон. или трикл. Встречается в виде призматических кристаллов либо массивных агрегатов. Спайность псевдопризматическая по {001}, {010}. Тв. 6—6,5. Пл. 2,6—2,8. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, желтый или серый.
Распространение. Как правило, встречается в месторождениях марганца. Есть находки в изверженных породах в равных количествах с *плагиоклазом* An_{70} (например, в районе Брокен-Хилл, Австралия), в гнейсах с *флогопитом* и *кальцитом* (Слюдянка, СССР), совместно с апатитом в пегматитах (оз. Нисикатч, Саскачеван, Канада).

К. ФРЕЙ

Лит.: ДХЗ, *4*, 191.

ГИАЦИНТ — красный *циркон*.

ГИББСИТ. Оксигидроксид алюминия. Название дано в 1822 г. Торри в честь полковника Джорджа Гиббса (1777—1834), первоначального владельца коллекции минералов в Йельском колледже. Этот минерал имел и другое название: гидраргиллит. Является одним из главных компонентов бокситов. Самая низкотемпературная стабильная разновидность водного оксида алюминия. При температуре 150—200 °C превращается в *бёмит*. Стабильность возрастает с увеличением давления воды.
Состав. $Al(OH)_3$.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Обычно в пластинчатых и радиально-лучистых пизолитовых конкрециях и в виде сталактитовых и натечных форм. Тв. 2,5—3,5. Пл. 2,4. Спайность совершенная по {001}. Оптические свойства: $n_p = 1{,}56 \div 1{,}58$, $n_m = 1{,}56 \div 1{,}58$, $n_g = 1{,}58 \div 1.60$. Цвет белый или пастельных тонов. Блеск стеклянный до перламутрового. Прозрачный.
Распространение. Составная часть бокситов; встречается в основном как вторичный минерал, возникающий в результате изменения глиноземистых минералов, а также низкотемпературный минерал гидротермального происхождения — в жилах в ассоциации с богатыми глиноземом изверженными породами. Часто находится совместно с *бёмитом*, *диаспором* и *корундом*. Главные находки: в районе Златоуста (на Урале, СССР), Ууру-Прету и Покос-ди-Калдас (штат Минас-Жерайс, Бразилия), Ричмонд (штат Массачусетс, США).
Применение. Прежде всего — источник алюминия но используется и в производстве искусственных абразивов, химикатов и огнеупорных материалов.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *II/3*, 607.

ГИБШИТ = *Гидрогроссуляр.*

ГИДДЕНИТ — изумрудно-зеленый сподумен.

ГИДРАРГИЛЛИТ = *Гиббсит.*

ГИДРОБАЗАЛЮМИНИТ — $Al_4(SO_4)(OH)_{10}\cdot 36H_2O$. Дэна, *II/1*, 692; Min. Mag., *43*, 931.

ГИДРОБОРАЦИТ — $CaMgB_6O_{11}\cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 417; Min. Rec., *9*, 379. См. также: *Минеральные соли.*

ГИДРОГАЛИТ — $NaCl\cdot 2H_2O$, мон. Min. Abst., *27*, 101; М, *II/1*, 264. См. также: *Минеральные соли.*

ГИДРОГЕТЕРОЛИТ—$Zn_2Mn_4O_8\cdot H_2O$ (?), тетр. (?). Am. Min., *41*, 268; М, *II/3*, 98.

ГИДРОГЛАУБЕРИТ — $Na_{10}Ca_3(SO_4)_8\cdot 6H_2O$, ромб. (?). Am. Min., *55*, 321; ЗВМО, *99*, 78.

ГИДРОГРАНАТ — *гранат*, в котором SiO_4 частично замещается $(OH)_4$.

ГИДРОГРОССУЛЯР (гр. граната) — $Ca_3Al_2(SiO_4)_{3-x}\cdot (OH)_{4x}$, мон. М, *III/1*, 85.

ГИДРОДРЕССЕРИТ — $BaAl_2(CO_3)_2(OH)_4\cdot 3H_2O$, трикл. Am. Min., *64*, 654; Can. Min., 15, 399.

ГИДРОКАЛЮМИТ — $Ca_2Al(OH)_7\cdot 3H_2O$, мон. М, *II/3*, 607.

ГИДРОКСИЛАПАТИТ (гр. *апатита*) — $Ca_5(PO_4)_3\cdot (OH)$. Дэна, *II/2*, 297. См. также: *Апатита группа; Биогенные минералы; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Минералы пещер.*

ГИДРОКСИЛАПОФИЛЛИТ (гр. *апофиллита*) — $KCa_4Si_8O_{20}(OH)\cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *63*, 196; Min. Abst., *29*, 341.

ГИДРОКСИЛБАСТНЕЗИТ — $(Ce, La)(CO_3)(OH, F)$, гекс. Am. Min., *50*, 805; ЗВМО, *95*, 312.

ГИДРОКСИЛГЕРДЕРИТ. Гидроксилфосфат кальция и бериллия, ряд *гердерита*. Вторая часть названия — по одноименному минералу в честь С. А. В. фон Гердера, управляющего горными разработками; первая — по составу (из-за преобладания иона гидроксила).
Состав. $4[CaBe(PO_4)(OH)]$; OH замещается F (F > OH — *гердерит*).
Свойства. Мон. $P2_1/c$. Короткопризматические кристаллы, а также гроздевидные агрегаты. Обычно сдвойникован по {001} и {100}. Спайность по {110}. Тв. 5,5. Пл. 2,95—3,01. Цвет желтоватый до белого с зеленоватым оттенком.
Распространение. Минерал поздних стадий пегматитообразования.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 229.

ГИДРОКСИЛЭЛЛЕСТАДИТ (гр. *апатита*) — $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3(OH, Cl, F)_2$, гекс. Am. Min., *56*, 1507; ЗВМО, *102*, 449.

ГИДРОМАГНЕЗИТ. Водный гидроксилкарбонат. Назван в 1835 г. по составу.
Состав. $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2\cdot 4H_2O$.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Мелкие пористые кристаллы или мелоподобные корки. Двойникование по {100} приводит к псевдоромбической сингонии. Совершенная спайность по {010}. Тв. 3,5. Пл. 2,1—2,3. Кристаллы проявляют стеклянный блеск, корки — землистый. Цвет белый.
Распространение. Встречается в низкотемпературных прожилках и корках в серпентинитах и других магнезиальных породах в ассоциации с другими карбонатными минералами.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Минералы пещер.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 323.

ГИДРОМОЛИЗИТ — $FeCl_3\cdot 6H_2O$. Am. Min., *44*, 908; *51*, 1551; ЗВМО, *94*, 189.

ГИДРОМУСКОВИТ = *Иллит.*

ГИДРОНИОЯРОЗИТ (гр. *алунита*) — $(H_3O)^+Fe_3\cdot (SO_4)_2(OH)_6$, триг. Am. Min., *50*, 1595; ЗВМО, *94*, 194.

ГИДРОСКАРБРОИТ—$Al_{14}(CO_3)_3(OH)_{36}\cdot nH_2O$, трикл. Am. Min., *45*, 910; Min. Mag., *32*, 353; ЗВМО, *94*, 192.

ГИДРОСЛЮДА (гр. *слюд*) — $(K, Na, H_3O)Al_2(AlSi_3)\cdot O_{10}[(OH)_2, H_2O]$, мон. ДХЗ, *3*, 251. См. также: *Минералогия почв.*

ГИДРОТАЛЬКИТ. Водный гидроксилкарбонат магния и алюминия. Название дано Хохштеттером в 1842 г. за сходство с тальком и высокое содержание воды.
Состав. $Mg_6Al_2(OH)_{16}CO_3\cdot 4H_2O$.
Свойства. Триг. Пластинки с базальной спайностью. Тв. 2. Пл. 2,05. Белый с коричневатым оттенком. Черта белая. Жирный на ощупь. Блеск от перламутрового до воскового. Полиморфен с манассеитом.
Распространение. Продукт изменения *шпинели*, тесно ассоциирующий с *манассеитом* в серпентинитах, развитых в районах Снарум и Нордмарк (Норвегия). В США встречается как продукт изменения *шпинели* в штате Нью-Йорк.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные.*
Лит.: М, *II/3*, 471.

ГИДРОТУНГСТИТ — $H_2WO_4\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 935; М, *II/3*, 633.

ГИДРОУГРАНДИТ (гр. *гранатов*) — $(Ca, Mg, Fe)_3(Fe, Al)_2(SiO_4)_{3-x}(OH)_{4x}$, куб. Am. Min., *50*, 2100; М, *III/1*, 92.

ГИДРОФИЛИТ — неизвестный гидрат $CaCl_2$. Min. Mag., *43*, *682*; М, *II/1*, 208.

ГИДРОХЛОРБОРИТ — $Ca_2[B_3O_3(OH)_4O\cdot B(OH)_3]Cl\cdot 7H_2O$, мон. Am. Min., *62*, 147; *63*, 814; ЗВМО, *96*, 73.

ГИДРОЦЕРУССИТ — $Pb_3(CO_3)_2(OH)_2$, гекс. Дэна, *II/1*, 321.

ГИДРОЦИНКИТ. Гидроксилкарбонат цинка. Назван Кенноттом в 1853 г. по составу. Рассматривается как индикатор цинковых месторождений.
Состав. $2[Zn_5(CO_3)_2(OH)_6]$.
Свойства. Мон., $C2/m$. Встречается в виде мелких лейстовидных кристаллов, чаще образует плотные массивные

агрегаты тусклого цвета или корки. Блеск землистый до матового. Голубое свечение в ультрафиолетовом свете. Вскипает в HCl.

Распространение. Вторичный минерал в зоне выветривания многих цинковых месторождений, где встречается в виде корок на других цинковых минералах или на лимоните. Обычно находится в ассоциации со *сфалеритом*, *аурихальцитом*, *гемиморфитом* и *смитсонитом*. Крупные находки известны в районе Сантадер (Испания), в провинции Каринтия (Австрия), в Гудспрингс и Сокорро (штат Нью-Мексико, США).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Железная шляпа*.

Лит.: Дэна, *II/1*, 294.

ГИЕРАТИТ — K_2SiF_6, куб, M, *II/1*, 35.

ГИЗИНГЕРИТ — $Fe^{3+}Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$, мон. (?). Am. Min., *46*, 1412; Min. Abst., *27*, 128.

ГИЙМЕНИТ — $Ba(UO_2)_3(SeO_3)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *50*, 2103; ЗВМО, *95*, 316.

ГИЛАЛИТ — $Cu_5Si_6O_{17} \cdot 7H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 1065; Min. Mag., *43*, 639.

ГИЛЛЕБРАНДИТ — $Ca_2SiO_3(OH)_2$, мон. RRW, 274.

ГИЛЬДИТ — $CuFe^{3+}(SO_4)_2(OH) \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *55*, 502; *63*, 478; Дэна, *II/1*, 729.

ГИНИИТ — $Fe^{2+}Fe^{3+}_4(H_2O)(OH)_2(PO_4)_4$, ромб. Min. Abst., *31*, 356; Min. Mag., *43*, 1061.

ГИНСДАЛИТ (гр. *бёдантита*) — $(Pb, Sr)Al_3(PO_4) \cdot (SO_4)(OH)_6$, триг. Дэна, *II/2*, 445.

ГИПЕРСТЕН. Силикат магния и двухвалентного железа, промежуточный член изоморфного ряда *энстатит — ферросилит*, гр. *пироксена*. Название происходит от греч. hyper — над, сверх и stenos — сила, крепость (указывает на большую твердость *гиперстена* по сравнению с *роговой обманкой*, за которую его вначале ошибочно принимали).

Состав. 16[(Mg, Fe^{2+})SiO_3]; Fe^{2+} 39—50 мол. %; содержание Al, Ca, Mn, Fe^{3+}, Ti, Cr и Ni может составлять в сумме до 10 мол. %.

Свойства. Ромб., *Pbca*. Изредка в кристаллической форме, обычно в виде массивных слоистых агрегатов. Отчетливая спайность по {110}, почти под прямыми углами. Тв. 5—6. Пл. 3,4—3,5. Блеск перламутровый. Цвет коричневый, зеленовато-коричневый, серый или зеленовато-черный.

Распространение. Ортопироксены этого состава встречаются главным образом в мафических плутонических породах, например в норитах, проявляющих некоторую степень загрязнения за счет ассимиляции глиноземистых вмещающих пород. Известен также в средне- и высокотемпературных образованиях, испытавших региональный (амфиболиты, гранулиты) или контактовый (роговики) метаморфизм. Установлен в некоторых метеоритах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Классификация минералов: принципы; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Ортопироксены; Пироксены; Скелетные кристаллы*.

Лит.: M, *III/2*, 446.

ГИПЕРЦИННАБАРИТ — $Hg_{1-x}S$, гекс. Am. Min., *63*, 1151; Min. Mag., *43*, 1061.

ГИПС. Водный сульфат кальция. Назван Теофрастом около 315 г. до н. э. по греческому наименованию минерала, т. е. отожженный минерал или «пластырь» (штукатурный гипс).

Состав. 8[$CaSO_4 \cdot 2H_2O$].

Свойства. Мон., *A2/a*. Кристаллы обычно сдвойникованы. Часто массивный, листоватый, волокнистый, зернистый (волокнистая разновидность с шелковистым блеском называется атласным шпатом, тонкозернистая массивная разновидность — алебастром, разновидность с крупными бесцветными прозрачными спайными пластинами — селенитом). Тв. 2. Пл. 2,32. Блеск стеклянный. Прозрачный — полупрозрачный. Бесцветный, белый, серый; примеси придают желтый, коричневый или красный оттенки. Черта белая.

Распространение. Широко известный минерал, встречается в виде прослоев в осадочных породах, часто в переслаивании с известняками, глинистыми сланцами и *галитом*, как аутигенный минерал, в соляных озерах и ямах. Распространен в областях вулканической деятельности в отложениях самородной серы и как жильный минерал в рудных месторождениях. Обычно находится в ассоциации с *галитом*, *ангидритом*, *доломитом*, *кальцитом*, *пиритом*, *кварцем* или *серой*. Важные месторождения известны во Франции (Парижский бассейн), в Италии (о. Сицилия), в Мексике, в США (штаты Юта, Нью-Йорк, Нью-Мексико).

Применение. Используется для изготовления штукатурки, в удобрениях, при изготовлении портландцемента, в качестве флюса при производстве стекла, для декоративных целей.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Ангидрит и гипс; Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Габитус кристаллов; Диагенетические минералы; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия портландцемента; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пещер; Оптическая ориентировка; Породообразующие минералы; Шкала твердости Мооса*.

Лит.: Дэна, *II/1*, 569.

ГИРДИТ — $Pb_3H_2(TeO_3)(TeO)_6$, мон. Am. Min., *65*, 809; Min. Mag., *43*, 453.

ГИРОЛИТ — $Ca_2Si_3O_7(OH)_2 \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *46*, 913; Min. Abst., *29*, 473.

ГИССЕНИТ — $Pb_9CuBi_6Sb_{1,5}S_{30}$ (?), ромб. Am. Min., *50*, 264; ЗВМО, *94*, 187.

ГИТТИНСИТ — $CaZrSi_2O_7$, мон. Am. Min., *18*, 201; Min. Mag., *43*, 1061.

ГЛАДИТ — $PbCuBi_5S_9$ — ромб. Am. Min., *61*, 15; M, *I*, 435.

ГЛАЗЕРИТ = *Афтиталит*.

ГЛАУБЕРИТ. Сульфат натрия и кальция. Название дано в 1808 г. Броньяром в честь немецкого химика Й. Глаубера (1604—1668).

Состав. 4[$Na_2Ca(SO_4)_2$].

Свойства. Мон., *C2/c*. Обычно в виде толстотаблитчатых кристаллов. Тв. 2,5—3. Пл. 2,75—2,85. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Солоноватый на вкус. Цвет бледно-желтый до серого. Черта белая. Гигроскопичен.

Распространение. Широко известен в соляных месторождениях, образуется в результате выпадения в осадок

при испарении соляных озер; в аридных районах — в виде обособленных кристаллов заключен в обломочных осадочных породах. Часто встречается в ассоциации с *галитом*, *тенардитом*, *полигалитом* и *ангидритом* в залежах нитратов аридных районов.

Применение. Содержащийся в *глауберите* сульфат натрия является важным компонентом в производстве бумаги и изделий из стекла, а также используется в металлургии.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минеральные соли.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 509.

ГЛАУБЕРОВА СОЛЬ = *Мирабилит.*

ГЛАУКОДОТ — (Co, Fe)AsS, ромб. М, *I*, 315. См. также: *Рудная микроскопия.*

ГЛАУКОКЕРИНИТ — $(Cu, Zn)_{10}Al_4(SO_4)(OH)_{50}\cdot 2H_2O$ (?). Дэна, *II/1*, 677.

ГЛАУКОНИТ. Сложный гидроксилалюмосиликат, гр. слюды. Название дано в 1828 г. и происходит от греческого слова, означающего «синевато-зеленый». Впервые описан Гумбольдтом в 1823 г.

Состав. $4[(K, Na)(Al, Fe^{3+}, Mg)_2(Al, Si)_4O_{10}(OH)_2]$; обычно имеет место замещение натрия кальцием и магния закисным железом. Промежуточный член изоморфного ряда: богатый алюминием сколит — безалюминиевый *селадонит.*

Свойства. Мон., $C2/m$. Тв. 2. Пл. 2,4—3,0 в зависимости от содержания железа и воды. Блеск землистый, тусклый. Цвет тускло-зеленый до зеленовато-черного. Облик комковатый, чешуйчатый, червеобразный, встречается также в виде корок. Спайность совершенная в базальной плоскости, но не всегда проявлена. Черта тускло-зеленая. Оптически отрицательный. $n_p = 1{,}592 \div 1{,}610$, $n_m = n_g = 1{,}614 \div 1{,}641$, $2V = 0 \div 20°$, $a \perp (001)$. Легко поддается действию HCl. Имеют место обширные замещения: Fe^3 и Al могут замещаться соответственно Mg и Fe^{2+}; K замещается Ca и Na, а Si — Al. Содержание воды варьирует, и, вероятно, она находится совместно с K в межпакетных пространствах.

Распространение. Наиболее известен как аутигенный минерал в морских отложениях, хотя некоторые неморские *иллиты* имеют состав *глауконитов*. Часто в ассоциации с *апатитом* (фосфориты), *пиритом*, разнообразными глинистыми минералами и *кальцитом*.

Применение. Используется для датирования осадочных пород изотопными методами.

А. ЭЛМАНН

См. также: *Аутигенные минералы; Глины, минералы глин; Минералы оптически одноосные и двуосные; Слоистые силикаты.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 47.

ГЛАУКОСФЕРИТ — $(Cu, Ni)_2(CO_3)(OH)_2$, мон. Can. Min., *14*, 574; Min. Abst., *29*, 24.

ГЛАУКОФАН. Гидроксилалюмосиликат натрия и магния, гр. амфибола. Название дано в 1845 г. Гаусманном по греческим словам, означающим «выглядеть синевато-зеленым». Это название относится к конечному члену ряда *глаукофан — рибекит*, не содержащему железа. Промежуточным членом этого ряда является *кроссит.*

Состав. $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$; Mg замещается Fe^{2+}, а Al — Fe^{3+} с образованием *кроссита.*

Свойства. Мон., $C2/m$. Обычно призматические кристаллы или агрегаты из игольчатых кристаллов. Тв. 6. Пл. 3,1—3,3. Цвет от бледно-голубого до темно-фиолетового, в зависимости от содержания железа. Черта от белой до бледно-голубой. Блеск стеклянный. Сильный плеохроизм от голубого до фиолетового, зеленого, но менее интенсивный, чем у *рибекита.*

Распространение. Довольно широко известный минерал, но встречается только в слабометаморфизованных породах, особенно характерен для глаукофановых сланцев. Преобразование богатых натрием пород в глаукофановые сланцы происходит при высоких давлениях. Наиболее часто ассоциирует с *эпидотом*, *цоизитом*, *мусковитом*, *жадеитом* и *альмандином*. Глаукофановые сланцы широко распространены в прибрежных хребтах Калифорнии, в горах Канто (Япония), вдоль восточного побережья Корсики и в ряде районов Швейцарских Альп.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Амфиболы; Клинопироксены; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: М, *III/3*, 210.

ГЛАУКОХРОИТ (гр. *оливина*) — $CaMnSiO_4$, ромб. Am. Min., *36*, 918; М, *III/1*, 220.

ГЛЁТ. Низкотемпературная модификация оксида свинца, диморфен с *массикотом*, из которого он развивается и с которым обычно смешан.

Состав. PbO.

Свойства. Тетр., $P4/nmm$ (?). Базальные пластинки со спайностью по {110}. Тв. 2. Пл. 9,13. Цвет желтовато-красный.

Распространение. Форт-Тейон (штат Калифорния, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/2*, 37.

ГЛУШИНСКИТ — β-$MgC_2O_4\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *66*, 439; Min. Mag., *43*, 837; ЗВМО, *91*, 204.

ГЛЮЦИН — $CaBe_4(PO_4)_2(OH)_4\cdot 0{,}5H_2O$. Am. Min., *49*, 1152; ЗВМО, *94*, 195.

ГМЕЛИНИТ. Водный алюмосиликат натрия и кальция, гр. цеолита. Название дано в 1825 г. Бруком в честь К. Гмелина (1792—1860).

Состав. $(Na_2, Ca)_4[Al_8Si_{16}O_{48}]\cdot 24H_2O$; $Ca : Na_2 = 1 : 1$.

Свойства. Гекс., $P6_3/mmc$; $a = 13{,}72$ Å, $c = 9{,}95$ Å. Тв. 4.5. Пл. 2,1. Блеск стеклянный. Бесцветный, желтоватый, зеленоватый или светло-красный, иногда кроваво-красный. Кристаллы ромбоэдрические, бипирамидальные, призматические или таблитчатые. Спайность хорошая по $\{10\bar{1}0\}$ и {0001}. Показатели преломления: $n_e = 1{,}474 \div 1{,}480$, $n_o = 1{,}476 \div 1{,}494$. Двупреломление 0,002—0,015; одноосный, оптически отрицательный. Тесно ассоциирован с *шабазитом;* некоторое количество калия может входить в группу (Na_2, Ca); Ca может до некоторой степени замещаться Sr. Минимальный диаметр наиболее крупного канала в каркасе этого алюмосиликата составляет 6,4 Å; проявляет весьма избирательные свойства молекулярного сита; имеет место ионный обмен Na и K. Разлагается под действием HCl.

Распространение. Встречается главным образом в миндалинах базальтов в ассоциации с *шабазитом*, *анальцимом*, *левином*, *филлипситом*, *арагонитом* и *кальцитом*. Основные находки известны на плато Антрим (Северная Ирландия), в штате Нью-Джерси, в районе Берген-Хилл (США) и в районе мыса Бломидон (провинция Новая Шотландия, Канада).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 427.

ГОВЛИТ. Гидроксилсиликоборат кальция. Название дано в 1868 г. Дэна в честь канадского минералога Генри Гоу.
Состав. $Ca_2B_5SiO_9(OH)_5$.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. В виде желваков, иногда землистых агрегатов. Тв. 3,5. Пл. 2,58. Цвет белый.
Распространение. Встречается в крупных конкрециях и жилах в Южной Калифорнии (США) и в мелких конкрециях в *ангидрите* или *гипсе* в провинции Новая Шотландия (Канада).

ГОГМАННИТ — $Fe_2(H_2O)_4(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, трикл. Min. Mag., *42*, 144; Дэна, *II/1*, 722.

ГОДЕФРУАИТ — $Ca_4Mn^{3+}_{3-x}(BO_3)_3(CO_3)[(O_{1-x} \cdot (OH)_x)]_3$, гекс. Am. Min., *50*, 806; ЗВМО, *94*, 674.

ГОДЖКИНСОНИТ — $MnZn_2SiO_4(OH)_2$, мон. Am. Min., *49*, 415; М, *III/1*, 420.

ГОДЛЕВСКИТ — $(Ni, Fe)_7S_6$, ромб. Am. Min., *55*, 317; ЗВМО, *99*, 72.

ГОЛДМАНИТ (гр. *граната*) — $Ca_3V_2(SiO_4)_3$, куб. Am. Min., *19*, 644; М, *III/1*, 66.

ГОЛДФИЛДИТ (гр. *тетраэдрита*) — $Cu_{12}(Sb, As)_4(Te, S)_{13}$, куб. Am. Min., *53*, 2105; М, *I*, 342.

ГОЛЛАНДИТ. Оксид марганца и бария. Назван в честь Т. Голланда, директора Геологической службы Индии.
Состав. $MnBaMn_6O_{14}$. Образует изоморфный ряд с криптомеланом $MnK_2Mn_6O_{14}$.
Свойства. Мон., псевдотетр. Кристаллы в виде призм со штриховкой на гранях. Цвет серебристо-серый. Смесь *голландита* с оксидом свинца называется коронадитом.
Распространение. Встречается в кварцевых жилах в Центральной Индии.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *II/3*, 207.

ГОЛЬДИЧИТ — $KFe(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *40*, 469; ЗВМО, *85*, 77.

ГОМИЛИТ — $Ca_2(Fe, Mg)B_2Si_2O_{10}$, мон. Winchell, *II*, 356; М, *III/1*, 399.

ГОНИЕРИТ (гр. *хлорита*) — $(Mn, Mg)_5Fe^{3+}(Si_3Fe^3)O_{10}(OH)_8$, ромб. Am. Min., *40*, 1090; ЗВМО, *86*, 124.

ГОННАРДИТ. Водный алюмосиликат натрия и кальция, гр. *цеолитов.* Название дано Лакруа в 1896 г. в честь М. Гоннарда.
Состав. $Na_4Ca_2[Al_8Si_{12}O_{40}] \cdot 14H_2O$; SiO_2 45,6, Al_2O_3 25,8, CaO 4,6, Na_2O 10,2, H_2O 13,7 вес. %.
Свойства. Ромб. (псевдотетр.), *Pbmn*; $a = 13{,}38$ Å, $b = 13{,}38$ Å, $c = 6{,}66$ Å. Тв. 5. Пл. 2,3. Бесцветный, белый, розовый или коричневый. Прозрачный до полупрозрачного. Встречается в виде шарообразных агрегатов. $n_p = 1{,}497 \div 1{,}507$, $n_m = 1{,}499 \div 1{,}508$, двупреломление 0,002, $2V = 50°$, оптически отрицательный. Промежуточный член изоморфного ряда *томсонит — натролит.* Небольшие количества Na могут замещаться К. Имеют место значительные взаимозамещения $CaAl \rightleftarrows NaSi$ и $Ca \rightleftarrows Na$. Проявляет хорошие свойства молекулярного сита, но они не слишком избирательны вследствие приспособляемости алюмокремниевого каркаса. При взаимодействии с HCl превращается в студнеобразное тело.
Распространение. Устанавливается в полостях базальтовых и лейцитовых тефритов в ассоциации с *томсонитом* и *филлипситом.* Продукт изменения *нефелина* и *плагиоклаза.* Найден в измененных с палагонитом туфах на Гавайских островах совместно с *филлипситом, шабазитом, натролитом* и *кальцитом*, которые образуются при взаимодействии нефелинитового стекла, *нефелина* и *мелилита* с циркулирующими грунтовыми водами. Главные находки известны во Франции и Норвегии.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 395.

ГОПЕИТ — $Zn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *61*, 987, Дэна, *II/2*, 126. См. также: *Биогенные минералы.*

ГОРГЕИТ — $K_2Ca_5(SO_4)_6 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *39*, 403. См. также: *Минеральные соли.*

ГОРСЕЙКСИТ (гр. *крандаллита*) — $BaAl_3(PO_4)_2 \cdot (OH)_5 \cdot H_2O$, триг. Дэна, *II/2*, 243.

ГОРСФОРДИТ — Cu_5Sb. М, *I*, 119.

ГОРТОНОЛИТ — магнезиальный *фаялит.* См. также: *Классификация минералов: принципы.*

ГОСЛАРИТ — $ZnSO_4 \cdot 7H_2O$, ромб. Дэна, *II/1*, 607.

ГОУДЕЙИТ — $Cu_6Al(AsO_4)_3(OH)_6 \cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *63*, 704.

ГОУДКЕНИТ — $(Sr, Ca)_2Al(PO_4)_2(OH)$, мон. Am. Min., *60*, 957; Min. Abst., *27*, 257.

ГОУЕРИТ — $CaB_6O_{10}(OH)_4 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 381; ЗВМО, *90*, 97.

ГОШЕНИТ — бесцветная разновидность *берилла.*

ГОЯЦИТ (гр. *крандаллита*) — $SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$, триг. Дэна, *II/2*, 244. См. также: *Минералы пегматитов.*

ГРАНАТОВ ГРУППА — *альмандин, андрадит, гидрогроссуляр, гидроуграндит, голдманит, кальдерит, кимцеит, кнорринген, меджорит, пироп, шорломит, спессартин* и *уваровит.* См. также: *Абразивные материалы; Алмаз; Выращивание кристаллов; Геммология; Гранаты; Жад; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Оптическая минералогия; Ортопироксены; Показатель преломления; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Россыпные месторождения; Синтетические минералы; Термометрия геологическая.*

ГРАНДИДЬЕРИТ — $(Mg, Fe)Al_3O_2(BO_3)(SiO_4)$, ромб. Min. Mag., *43*, 651; Winchell, *II*, 497; М, *III/1*, 476.

ГРАНДИТ — *гроссуляр*; андрадитовый ряд гр. *гранатов.*

ГРАНТСИТ — $Na_4CaV^{4+}_2V^{5+}_{10}O_{32} \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 1511; ЗВМО, *92*, 207.

ГРАФИТ. Углерод, самородное неорганическое вещество. Название происходит от греч. «писать»; введено в 1789 г. Вернером и указывает на использование в качестве карандашного грифеля. Полиморфные модификации: *алмаз, лонсдейлит* и *чаоит*.

Состав. 4[C]; часто с примесью глин и оксидов железа.

Свойства. Гекс., $P6_3/mmc$; встречается в виде листоватых или чешуйчатых масс, может образовывать радиально-лучистые или зернистые агрегаты. Тв. 1—2. Пл. 2,2. Блеск металлический. Жирный на ощупь. Пластиночки гибкие, но не упругие. Режущийся. Цвет черный до тускло-землистого. Черта черная.

Распространение. Чаще всего встречается в метаморфических породах, содержащих карбонатный материал, иногда в качестве первичного компонента в изверженных породах. Главные месторождения графита находятся в СССР, Шри-Ланке, КНДР и Южной Корее, на Мадагаскаре, в США — в штатах Нью-Йорк и Нью-Джерси.

Применение. Используется для футеровки сталелитейных печей, в смазочных маслах, в батарейках и сухих элементах, в тиглях для плавления цветных металлов, в грифелях карандашей, в контактовых щетках электроприборов.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Абразивные материалы; Аллотропия; Алмаз; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералы метеоритов, Минеральные пигменты и наполнители; Мичеральные ресурсы; Классификация минералов: принципы; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Полиморфизм; Рудная микроскопия; Самородные элементы и сплавы; Синтетические минералы.*

Лит.: М, *I*, 69.

ГРАФТОНИТ — (Fe, Mn, Ca)$_3$(PO$_4$)$_2$, мон. Am. Min., *53*, 742; Min. Abst., *29*, 82; Дэна, *II/2*, 69. См. также: *Минералы пегматитов.*

ГРЕЙГИТ (гр. *линнеита*) — $FeFe_2S_4$, куб. Am. Min., *53*, 2087; Min. Mag., *43*, 733; ЗВМО, *94*, 666.

ГРЕЙИТ — (Th, Pb, Ca)PO$_4$·H$_2$O, псевдогекс. Am. Min., *47*, 419.

ГРЕЙТОНИТ — $Pb_9As_4S_{15}$, триг. Min. Abst., *27*, 278; М, *I*, 387. См. также: *Минералы пегматитов.*

ГРИМАЛЬДИТ — CrO(OH), триг. Am. Min., *62*, 593; Min. Abst., *29*, 337; ЗВМО, *98*, 324.

ГРИМЗЕЛИТ — $K_3Na(UO_2)(CO_3)_3\cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *58*, 139; ЗВМО, *100*, 447.

ГРИНАЛИТ (гр. *каолинита — серпентина*) — $(Fe^{2+}, Fe^{3+})_{2-3}Si_2O_5(OH)_4$, мон. Am. Min., *65*, 11; Can. Min., *18*, 208; ДХЗ, *3*, 191. См. также: *Аутигенные минералы; Глины, минералы глин.*

ГРИНОКИТ. Сульфид кадмия. Название дано в 1840 г. Джеймсоном в честь лорда Гринока.

Состав. 2[CdS]. Часто Cd замещается Zn с образованием непрерывного ряда твердых растворов от *гринокита* до *вюртцита*. Диморфен с *хоулиитом*.

Свойства. Гекс., $C6_3/mc$. Может растираться в порошок и образует землистые налеты. Тв. 3—3,5. Хрупкий. Блеск алмазный до смолистого, землистый. Цвет желтый до оранжевого. Черта оранжево-желтая до кирпично-красной. Полупрозрачный.

Распространение. Наиболее известный кадмиевый минерал. Встречается редко и в небольших количествах, обычно в виде землистых «рубашек» на цинковых рудах, чаще всего на *сфалерите* и *смитсоните*, изредка встречается в амигдалоидных пустотах пород основного состава. Установлен в цинковых рудах ЧССР, Франции, в виде желтых налетов в месторождениях США.

Применение. Используется в керамической глазури, в сплавах с низкой температурой плавления, в контрольных стержнях ядерных реакторов, в качестве желтого пигмента в эмалях, в никель-кадмиевых батарейках и в рубиновом стекле.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *I*, 213.

ГРИФИТ—(Mn, Na, Ca, Li, Fe)$_{24}$Ca$_4$Fe$_3^{3+}$Al$_8$(PO$_4$)$_{24}$(F, OH)$_8$, куб. Am. Min., *60*, 1333; Min. Abst., *30*, 296; Дэна, *II/2*, 256. См. также: *Минералы метеоритов.*

ГРОВЕСИТ (гр. *хлорита*) — (Mn, Mg, Al)$_6$(Si, Al)$_4$··O$_{10}$(OH)$_8$, трикл. Am. Min., *59*, 1155; *65*, 335; ЗВМО, *85*, 80.

ГРОССУЛЯР. Алюмосиликат кальция, гр. *гранатов*. Название дано за сходство с крыжовником и происходит от латинского наименования крыжовника *R. grossularia*.

Состав. 8[$Ca_3Al_2Si_3O_{12}$]; Al часто замещается Fe^{3+} с образованием *андрадита* и хромом с образованием *уваровита*.

Свойства. Куб., *Ia3d*. Кристаллы тетрагонтриоктаэдрические, или простые, или в разных комбинациях; также в виде неправильных зерен или массивных агрегатов. Тв. 6,5—7. Пл. 3,5. Блеск стеклянный. Цвет белый, розовый, зеленый, желтый или коричневый.

Распространение. Встречается в породах контактового и регионального метаморфизма — нечистых известковистых породах, а также в скарнах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Гранаты; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: М, *III/1*, 41.

ГРОУТИТ. Оксигидроксид марганца. Название дано в 1945 г. Грюнером в честь профессора Миннесотского университета Ф. Гроута.

Состав. 4[MnO(OH)].

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Кристаллы клиновидной формы. Тв. 3,5—4. Пл. 4,14. Цвет чисто черный. Черта темно-коричневая. Блеск алмазный. Сильно плеохроирует. Полиморфен с *манганитом* и *фейткнехтитом*. Структура близка к структуре *диаспора* и *рамсделлита*.

Распространение. Первые находки — в США, в штате Миннесота, в ассоциации с *кварцем*, *манганитом*, *гематитом* и *гётитом* в жеодах железных руд. Встречается в штате Нью-Йорк, в жеодах в тальке, ассоциированном с *кальцитом* и «гексагонитом» — сиреневой разновидностью тремолита.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 522.

ГРЮНЕРИТ. Гидроксилалюмосиликат железа, гр. *амфиболов*. Назван в 1853 г. Кенготтом в честь Э. Грюнера, впервые описавшего этот минерал. Крайний член ряда *куммингтонит — грюнерит*.

Состав. 2[$Fe_7^{2+}Si_8O_{22}(OH)$].

Распространение. Встречается в контактово- или регионально-метаморфизованных богатых железом кремнистых первично-осадочных породах, где находится в ассоциации с *альмандином*, *фаялитом* и *геденбергитом*. Такие кристаллические сланцы приурочены

к ставролитовым зонам железорудных формаций в США, в штатах Мичиган и Миннесота.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Амфиболы; Ортопироксены.*
Лит.: М, *III/3*, 35.

ГРЭМИТ — $CuTeO_3 \cdot H_2O$, ромб. Min. Abst., *29*, 200.

ГРЮНЛИНГИТ — Bi_4TeS_3 (?), триг. М, *I*, 571.

ГУАНАХУАТИТ — Bi_2Se_3, ромб. М, *I*, 546.

ГУАНГЛИНИТ = *Изомертьиит* (?).

ГУДМУНДИТ — FeSbS, мон. Min. Abst., *28*, 79; М, *I*, 318.

ГУЛСИТ — $(Fe^{2+}, Mg)_2(Fe^{3+}, Sn)BO_5$, мон. Am. Min., *50*, 249; *61*, 116; Дэна, *II/1*, 386.

ГУМБОЛЬДТИН — $FeC_2O_4 \cdot 2H_2O$, мон. (?). Дэна, *II/2*, 564.

ГУМИТ (гр. *гумита*) — $(Mg, Fe)_7(SiO_4)_3(F, OH)_2$, ромб. Am. Min., *54*, 391; М, *III/1*, 309. См. также: *Гумита группа; Минералы оптически одноосные* и *двуосные; Породообразующие минералы.*

ГУМИТА ГРУППА — *аллеганит, гумит, клиногумит, мангангумит, норбергит, сонолит* и *хондродит*.

ГУММИТ — смесь вторичных оксидов урана.

ГУНТИТ. Карбонат кальция и магния. Название дано в 1953 г. в честь У. Ф. Гунта (Ханта), Мичиганский университет, США.
Состав. $CaMg_3(CO_3)_4$.
Свойства. Триг., $R\bar{3}2$. Массивные агрегаты типа писчего мела. Мягкий. Пл. 2,7. Блеск землистый. Цвет белый.
Распространение. Встречается в пещерах, в жеодах и в жилах среди магнезиальных пород, а также в качестве продукта выветривания.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы пещер; Породообразующие минералы.*

ГУСКРИКИТ — $CaAl_2Si_6O_{16} \cdot 5H_2O$, мон. Can. Min., *18*, 223.

ГУСТАВИТ — $PbAgBi_3S_6$, ромб. Am. Min., *56*, 633; Min. Abst., *29*, 140; ЗВМО, *100*, 616.

ГУЦЕВИЧИТ — $(Al, Fe)_3(PO_4, VO_4)_2(OH)_3 \cdot 8H_2O$ (?). Am. Min., *46*, 1200; ЗВМО, *90*, 104.

ГЮБНЕРИТ. Вольфрамат марганца, гр. *вольфрамита*. Название дано в честь Альфреда Гюбнера, горного инженера из Фрейберга (ГДР).
Состав. $2[MnWO_4]$; Mn замещается Fe с образованием *вольфрамита*.
Свойства. Мон., $P2/c$. Кристаллы призматические, обычно штрихованные, часто обнаруживающие параллельное или радиальное расположение. Спайность по {010} совершенная. Тв. 4. Пл. 7,12. Блеск от субметаллического до смолистого. Цвет желтоватый, красновато-красный или зеленовато-серый.
Применение. Второстепенная руда вольфрама.
Распространение. Жильный минерал, часто связанный с гранитными интрузиями; встречается в россыпных месторождениях.

К. ФРЕЙ

См. также: *Вольфрамита группа; Магнитные минералы.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 518.

ГЮРОЛИТ. Водный фосфат магния. Название дано в 1825 г. Аллюо по месту первоначальной находки.
Состав. $Mn_5(H_2O)_4(PO_4)_2[PO_3(OH)]_2$; часть Mn может замещаться Fe^{2+}. Мон.
Распространение. Встречается в пустотах в трифилине или в продуктах его изменения, например в гетерозите. Найден в ассоциации с *вивианитом*, рокбриджеитом и *какоксеном* в пегматитовом карьере Юро (Сен-Сильвестр, Франция). В ассоциации с *файрфильдитом, диккинсонитом* и *реддингитом* в качестве продукта *гидротермального* изменения *литиофилита* первоначально был обнаружен в Брэнвишле (штат Коннектикут, США), но позднее найден во многих пегматитах, несущих минералы группы трифилина, на всех континентах.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 86.

Д

ДАВИДИТ. Сложный оксид редкоземельных элементов, титана, железа и др. из группы *кричтонита*. Название дано Д. Мосоном в 1906 г. в честь австралийского геолога Т. Дейвида (1858—1934).

Состав. $AM_{21}O_{38}$, где A — TR, Fe^{2+}, Mg, U и т. д., а M — Ti, Fe^{3+} и т. д. Содержание UO_2 колеблется от 3,5 до почти 20 %.

Свойства. Триг. Тв. 5. Пл. 4,3—4,9. Блеск полуметаллический до смолистого. Почти непрозрачный (просвечивает в тонких сколах). Цвет черный, в тонких сколах коричневатый. Встречается только в *метамиктном состоянии*. При нагревании раскристаллизовывается, иногда с образованием монокристаллов.

Распространение. Преимущественно в пегматитах и гидротермальных месторождениях. Основные места находок в Австралии и Мозамбике, обнаружен также в штате Аризона (США) и в Норвегии. Часто тесно ассоциирует с *рутилом* и *ильменитом*; иногда покрыт корочкой *анатаза*.

Применение. Первоначально добывался в Южной Австралии для извлечения радия. Важная часть некоторых урановых руд.

А. ПАБСТ

См. также: *Метамиктное состояние; Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *II/3*, 291.

ДАВИН. Алюмосиликат натрия, калия и кальция, содержащий сульфат-, карбонат- и хлорид-ионы, из гр. *канкринита*. Название дано Монтичелли и Ковелли в 1825 г.

Состав. $[(Na, K, Ca)_8Al_6Si_6O_{24}(Cl_2, SO_4, CO_3)_{2-3}]$. Гекс.

Распространение. Известен из Монте-Соммы, Везувий, вместе с *нефелином*.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: ДХЗ, *4*, 342.

ДАВИСОНИТ — $Ca_3Al(PO_4)_2(OH)_3 \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *37*, 362; Дэна, *II/2*, 369.

ДАВРЕУКСИТ — $Mn_2Al_{12}(SiO_4)_7O_3(OH)_6$, мон. Am. Min., *63*, 795.

ДАВСОНИТ. Гидроксилкарбонат натрия и алюминия. Название дано Гаррингтоном в 1874 г. в честь Дж. Досона (1820—1894), канадского геолога и ректора университета Мак-Гила.

Состав. $4[NaAlCO_3(OH)_2]$.

Распространение. Низкотемпературный гидротермальный минерал, образующийся, вероятно, при распаде алюмосиликатов; ассоциирует с кальцитом, доломитом, пиритом, флюоритом, галенитом и кварцем.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 329.

ДАЙИНГИТ — $Cu(Co, Pt)_2S_4$, куб. Am. Min., 61, 184.

ДАКИАРДИТ. Водный алюмосиликат кальция, калия, натрия из гр. *цеолитов*. Назван д'Акиарди в 1906 г. в память своего отца.

Состав. Близок к $(Ca, K_2, Na_2)[Al_4Si_{15}O_{45}] \cdot 14H_2O$; SiO_2 62,6, Al_2O_3 11,8, CaO 6,5, Na_2O 1,8, K_2O 2,7, H_2O 14,6 вес. %.

Свойства. Мон., $C2/m$; $a = 18{,}73$ Å, $b = 10{,}30$ Å, $c = 7{,}52$ Å, $\beta = 107° 54'$. Тв. 4—4,5. Пл. 2,16. Бесцветный. Прозрачный. Габитус призматический. Спайность совершенная по {100} и {001}. Двойники секториальные. Оптические свойства: $n_p = 1{,}491$, $n_m = 1{,}496$, $n_g = 1{,}499$; двупреломление 0,008; $2V = 65 \div 73°$ (+), плоскость оптических осей $\perp(010)$. Дифракционная картина указывает на структурную близость к *эпистильбиту*, но *дакиардит* отличается более высоким содержанием щелочей и несколько более высоким содержанием Si; Na-разновидность описана из Швейцарских Альп. Разлагается HCl.

Распространение. Редкий. Известен из гранит-пегматитов Сан-Пьеро, Кампо, Эльба, из порфиритов Швейцарских Альп и из базальтов на юго-западе штата Вашингтон и в штате Орегон (США).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 422.

ДАЛЛИТ (гр. *апатита*) — $Ca_5(PO_4, CO_3)_3(OH)$, гекс. Am. Min., 45, 209; Дэна, *II/2*, 306.

ДАНАЛИТ. Бериллосиликат-сульфид железа, крайний член изоморфного ряда *даналит — гельвин — гентгельвин*. Название дано Куком в 1866 г. в честь Дж. Дэна.

Состав. $Fe_4Be_3(SiO_4)_3S$; при замещении железа марганцем переходит в *гельвин*, а цинком — в *гентгельвин*. Куб.

Распространение. В округе Эссекс (штат Массачусетс), вблизи Бартлетта (штат Нью-Гэмпшир), в Айрон-Маунтин (штат Нью-Мексико, США), в префектуре Хиросима (Япония) и в Редруте (Корнуолл, Великобритания).

К. ФРЕЙ

Лит.: ДХЗ, *4*, 334.

ДАНБУРИТ. Боросиликат кальция. Название дано Шеппардом в 1839 г. по месту первой находки Данбури (штат Коннектикут, США).

Состав. $CaB_2Si_2O_8$. Ромб.

Распространение. В мраморах и низкотемпературных жилах с *кальцитом* и *кварцем* на о. Кюсю (Япония) и в Сан-Луис-Потоси (Мексика), в гравийных отложениях в Могоке (Бирма).

Применение. Поделочный камень.

К. ФРЕЙ

ДАННЕМОРИТ (гр. *амфиболов*) — $Mn_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1030; М, *III/3*, 51.

ДАНСИТ — $Na_{21}Mg(SO_4)_{10}Cl_3$, куб. Am. Min., *43*, 1221; ЗВМО, *88*, 313. См. также: *Минеральные соли.*

ДАОМАНИТ — $(Cu, Pt)_2AsS_2$, ромб. Am. Min., *61*, 184; Min. Abst., *30*, 170.

ДАРАПИОЗИТ (гр. *миларита*) — $(K, Na)_3Li(Mn, Zn)_2ZrSi_{12}O_{30}$, гекс. Am. Min., *61*, 1053; Min. Abst., *27*, 257; М, *III/2*, 159.

ДАРАПСКИТ. Водный сульфат-нитрат натрия.
Название дано Дитцем в 1891 г. в честь Л. Дарапски из Сантьяго (Чили).
Состав. $Na_3NO_3SO_4 \cdot H_2O$. Мон.
Распространение. Один из главных минералов в некоторых чилийских селитровых месторождениях, особенно содержащих еще и сульфаты; встречается вместе с *натриевой селитрой*, *блёдитом*, *галитом* и *ангидритом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минеральные соли; Нитраты.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 367.

ДАТОЛИТ. Гидроксилборосиликат кальция. Название дано Эсмарком в 1806 г. от греч. «разделять» (по зернистому характеру некоторых разновидностей).
Состав. $CaB(SiO_4)(OH)$.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Обычно в виде кристаллов, но также и в зернистых или слитных агрегатах, напоминающих неглазурованный фарфор. Тв. 5—5,5. Пл. 2,8—3,0. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый до бесцветного или с зеленоватым оттенком.
Распространение. Вторичный минерал, развитый обычно в пустотах в базальтах или базальтовых лавах, ассоциирует с *цеолитами*, *пренитом*, *апофиллитом* и *кальцитом*. Обнаружен в р-не Санкт-Андреасберга в горном массиве Гарц (ФРГ), в области Трентино (Италия), в Арендале (Норвегия).
Применение. Второстепенный поделочный материал.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *III/1*, 373.

ДАТТОНИТ — $VO(OH)_2$, мон. Am. Min., *42*, 455.

ДАШКЕСАНИТ — хлорокалиевый *гастингсит.*

ДЕВИЛЛИН — $CaCu_4(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 698.

ДЕВИНДТИТ — $Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *39*, 444; USGS Bull., *1064*, 230; Дэна, *II/2*, 294.

ДЕДСОНИТ — $Pb_{21}Sb_{23}S_{55}Cl$, мон. Can. Min., *17*, 601; Min. Mag., *37*, 437; ЗВМО, *100*, 81.

ДЕКЛУАЗИТ. Гидроксилванадат свинца и цинка.
Название дано в 1854 г. в честь французского минералога А. Де Клуазо.
Состав. $4[PbZn(VO_4)(OH)]$; Zn может замещаться Cu (при Cu > Zn — *моттрамит*).
Свойства. Ромб., *Pnat*. Друзы и большие группы кристаллов, но обычно массивные или сосцевидные агрегаты. Тв. 3—3,5. Пл. 5,9—6,2. Блеск жирный. Цвет красный, оранжевый, от светло- до темно-коричневого или черный; зеленый для медистых разновидностей. Черта желтоватая, коричневато-красная или коричневая.
Распространение. Вторичный минерал в зоне окисления рудных месторождений, иногда псевдоморфозы по *ванадиниту*.
Применение. Добывается для извлечения ванадия в Берг-Аукас (Намибия).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 219.

ДЕЛАФОССИТ. Оксид меди и железа из гр. *цинкита — тенорита.* Название дано Фриделем в 1873 г. в честь французского минералога Г. Делафосса (1796—1878).
Состав. $CuFeO_2$.
Свойства. Триг., $R\bar{3}m$. Тв. 5,5. Цвет и черта черные.
Распространение. Таблитчатые кристаллы; Урал (СССР), Бисби (штат Аризона, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *III/3*, 15.

ДЕЛЛАИТ — $Ca_6Si_3O_{11}(OH)_2$. Am. Min., *50*, 2104; Min. Mag., *34*, 1; ЗВМО, *96*, 77.

ДЕЛЬВОКСИТ — $CaFe^{3+}_3(PO_4, SO_4)_2(OH)_8 \cdot 4 \div 6H_2O$(?). Am. Min., *65*, 813; Дэна, *II/2*, 364.

ДЕЛЬРИОИТ — $CaSrV_2O_6(OH)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *55*, 185; ЗВМО, *100*, 623.

ДЕЛЬХАЙЕЛИТ — $(Na, K)_{10}Ca_5Al_6Si_{32}O_{80}(Cl_2, F_2, SO_4)_3 \cdot 18H_2O$, ромб. Am. Min., *44*, 1321; Min. Mag., *32*, 6; ЗВМО, *89*, 74.

ДЕМЕСМЭКЕРИТ — $Pb_2Cu_5(UO_2)_2(SeO_3)_6(OH)_6 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *51*, 1815; ЗВМО, *89*, 73.

ДЕНИНГИТ — $(Mn, Zn)Te_2O_5$, тетр. Am. Min., *48*, 1419; Can. Min., *7*, 443; ЗВМО, *92*, 571.

ДЕПЮЖОЛСИТ — $Ca_3Mn(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *54*, 326; ЗВМО, *98*, 327.

ДЕРБИЛИТ — $Fe^{3+}_4Ti^{4}_3Sb^{3+}O_{13}(OH)$, мон. Am. Min. *62*, 396; М, *III/3*, 430.

ДЕРЕВЯНИСТОЕ ОЛОВО — разновидность *касситерита.*

ДЕРЕВЯНИСТЫЙ ОПАЛ — опал, сохранивший структуру древесины.

ДЕРНИТ = *Карбонат-фторапатит.*

ДЕРРИКСИТ — $Cu_4(UO_2)(SeO_3)_2(OH)_6 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *57*, 1912; ЗВМО, *102*, 448.

ДЕСМИН = *Стильбит.*

ДЕСОТЕЛЬСИТ — $Mg_6Mn_2(CO_3)(OH)_{16} \cdot H_2O$, триг. Am. Min., *64*, 127; Min. Mag., *43*, 1060.

ДЖАЛИНДИТ — $In(OH)_3$, куб. Am. Min., *49*, 439; М, *III/3*, 465.

ДЖАЛМАИТ = *Уранмикролит.*

ДЖАНСИТ — $CaMn(Mg, Fe)_2Fe^{3+}(PO_4)_4(OH)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 964; *62*, 692.

ДЖАРЛЕИТ — $Cu_{1,94}S$, мон. Am. Min., *48*, 215; Science, *203*, 356; ЗВМО, *92*, 567.

ДЖЕМБОРИТ — $(Ni^{2+}, Ni^{3+}, Fe)(OH)_2(OH, S, H_2O)$ (?), гекс. Am. Min., *58*, 835.

ДЖЕМСОНИТ. Сульфид свинца, железа и сурьмы.
Название дано Гейдингером в 1825 г. в честь шотландского минералога Р. Джемсона (1774—1854).
Состав. $2[Pb_4FeSb_6S_{14}]$; Pb 40,16, Fe 2,71, Sb 35,39, S 27,74 вес. %.
Свойства. Мон., $P2_1/a$. Обычно встречается в виде переплетенных волокон или в кристаллических массах. Хорошая спайность по {001}, поперек удлинения. Тв. 2,5—3. Пл. 5,65. Блеск металлический. Непрозрачный. Цвет и черта свинцово-серые до черных, иногда появляется побежалость.

Распространение. В низко- и среднетемпературных жилах в ассоциации с *галенитом*, *сфалеритом*, *тетраэдритом*, *кварцем*, *стибнитом*, *пиритом* и *сидеритом*. Основные находки известны в горнорудных районах Пршибрам (Чехословакия), в Фельсёбаня (Румыния), а также в массиве Гарц (ФРГ), в Корнуолле (Англия), в штате Невада (США).

Применение. Второстепенная свинцовая руда; добывается в Чехословакии, ФРГ и в Англии.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *I*, 440.

ДЖЕННИТ — $9CaO \cdot 6SiO_2 \cdot 11H_2O$, трикл. Am. Min., *51*, 56; *62*, 356; М, *III/1*, 814.

ДЖЕРФИШЕРИТ — $K_6(Cu, Fe, Ni)_{23}S_{26}Cl$, куб. Am. Min., *51*, 1815; Science, *153*, 166; ЗВМО, *97*, 67. См. также: *Минералы метеоритов*.

ДЖЕФФЕРСОНИТ — богатый Mn и Zn *пироксен*. Am. Min., *51*, 1406.

ДЖИАНЕЛАИТ — $(NHg_2)_2(SO_4)$, куб. Am. Min., *62*, 1057.

ДЖИАННЕТИТ — $Na_3Ca_3Mn(Zr, Fe)TiSi_6O_{21}Cl$ (?), трикл. Am. Min., *34*, 770.

ДЖИЛЛЕСПИТ — $BaFe^{2+}Si_4O_{10}$, тетр. Am. Min., *59*, 1166; *60*, 938.

ДЖИЛСОНИТ — углеводород (асфальт). См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер*.

ДЖИМБОИТ — $Mn_3B_2O_6$, ромб. Am. Min., *48*, 1416; ЗВМО, *93*, 451.

ДЖИМТОМПСОНИТ — $(Mg, Fe)_{10}Si_{12}O_{32}(OH)_4$, ромб. Am. Min., *63*, 1000; Min. Abst., *29*, 341.

ДЖИНОРИТ — $Ca_2B_{14}O_{23} \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *42*. 56; Дэна, *II/2*, 430.

ДЖОАКИНИТ — $Ba_2NaCe_2Fe(Ti, Nb)_2Si_8O_{26}(OH, F)_2$, мон. Am. Min., *60*, 435, 872; М, *III/2*, 59.

ДЖОКОКУИТ — $MnSO_4 \cdot 5H_2O$, трикл. Am. Min., *64*, 665; Min. Mag., *43*, 1062.

ДЖОНБОМИТ (гр. *апатита*) — $Ca_5(AsO_4)_3(OH)$, гекс. Am. Min., *65*, 1143.

ДЖОНЕСИТ — $Ba_4(K, Na)_2Ti_4Al_2Si_{10}O_{36} \cdot 6H_2O$, ромб. Min. Abst., *29*, 482; Min. Rec., *8*, 453; М, *III/2*, 18.

ДЖОНСОМЕРВИЛЛИТ — $Na_{10}Ca_6Mg_{18}(Fe, Mn)_{25} \cdot (PO_4)_{36}$, триг. Am. Min., *66*, 437; Min. Mag., *43*, 833.

ДЖОРДЖЕИТ — $Cu_5(CO_3)_3(OH)_4 \cdot 6H_2O$, аморф. Am. Min., *64*, 1330; Min. Mag., *43*, 97.

ДЖОРДЖИАДЕСИТ — $Pb_3(AsO_4)Cl_3$, мон. Дэна, *II/2*, 194.

ДЖОРДЖИОЗИТ — водосодержащий карбонат магния. Am. Min., *55*, 1457.

ДЖОСМИТИТ — $PbCa_2(Mg, Fe^{2+})_4Fe^{3+}(SiBe)_6O_{12} \cdot (OH)_4(O, OH)_8$, мон. Am. Min., *54*, 577; Min. Mag., *36*, 387; М, *III/3*, 302.

ДЖУЛГОЛДИТ — $Ca_2Fe^{2+}(Fe^{3+}, Al)_2(SiO_4)(Si_2O_7) \cdot (OH)_2 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *56*, 2157; Can. Min., *12*, 219; М, *III/1*, 776.

ДЖУНИТОИТ — $CaZn_2Si_2O_7 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *61*, 1255.

ДЖУНОИТ — $Pb_3Cu_2Bi_8(S, Se)_{16}$, мон. Am. Min., *60*, 548; Can. Min., *18*, 353.

ДЖУРБАНИТ — $AlSO_4(OH) \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 1; Min. Abst., *27*, 258.

ДИАБАНТИТ. Гидроксилалюмосиликат магния и железа из группы *хлоритов*. Название дано Либом в 1870 г. по ассоциации с цветом диабаза.

Состав. $2[(Mg, Fe^{2+}, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8]$; Si 3,1; $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+}) = 0{,}2 \div 0{,}5$.

Распространение. Выполнение пустот и в виде жилок в основных магматических породах.

Г. МЕРШЕЛЛ

См. также: *Хлорита группа*.

Лит.: ДХЗ, *3*, 156.

ДИАБОЛЕИТ. Гидроксилхлорид свинца и меди. Название дано Спенсером в 1923 г. от греч. «отличный от» и названия минерала «болеит».

Состав. $[Pb_2CuCl_2(OH)_4]$. Тетр.

Распространение. Редкий, первоначально найден на территории фермы Хайер-Питс на холмах Мендин-Хилс (графство Соммерсетшир, Великобритания) в окисленных железных и марганцевых рудах в ассоциации с *мендипитом*, *хлороксифитом*, *гидроцерусситом* и *церусситом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/1*, 162.

ДИАДОХИТ — $Fe_2(OH)(PO_4)(SO_4) \cdot 5H_2O$, трикл. Am. Min., *55*, 135.

ДИАСПОР. Оксигидроксид алюминия, один из главных минералов в составе бокситов. Название дано Гаюи в 1801 г. от греч. diaspora — рассеяние (так как минерал перед паяльной трубкой растрескивается).

Состав. α-AlO(OH).

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Тв. 6,5—7. Пл. 3,2—3,5. Совершенная спайность по {010}. В основе кристаллической структуры лежит плотнейшая гексагональная упаковка O с Al в октаэдрической координации; между атомами кислорода имеются водородные связи. Оптические свойства: $n_p = 1{,}682 \div 1{,}706$; $n_m = 1{,}705 \div 1{,}725$; $n_g = 1{,}730 \div 1{,}752$; $2V = 84 \div 86°$. Цвет белый или бесцветный, но Fe- и Mn-разновидности имеют зеленую, коричневую, розовую окраску. При нагревании примерно до 575° C превращается в α-Al_2O_3 — *корунд*. В структурном отношении подобен *гётиту* FeO(OH), *гроутиту* MnO(OH), *монтрозеиту* (Fe, V)O(OH) и *парамонтрозеиту* VO_2.

Распространение. Наиболее известные месторождения бокситов и наждаков находятся в Честере (штат Массачусетс, США), Камполонго (Швейцария), на Урале (СССР), в р-не Юлианскоб (Гренландия). Обычно *диаспор* ассоциирует с *гиббситом* и *бёмитом* в бокситах, с *корундом*, *маргаритом*, *шпинелью*, *хлоритом* и *магнетитом* в наждаках.

Применение. Боксит является основным источником алюминия; диаспор используется как огнеупорный и как абразивный материал.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Нерудные и рудные полевные ископаемые*; *Породообразующие минералы*; *Топотаксия*.

Лит.: М, *III/3*, 513.

ДИАФОРИТ — $Pb_2Ag_3Sb_3S_8$, ромб. Am. Min., *60*, 621; M, *I*, 397.

ДИГЕНИТ. Сульфид меди из гр. *аргентита*. Название происходит от греч. di — двойной, дважды и genos — род (по присутствию окисной и закисной меди).
Состав. Cu_9S_5.
Свойства. Куб., *Fm3m*. Массивный, с раковистым изломом. Тв. 2,5—3. Пл. 5,5—5,7. Цвет синий до черного.
Распространение. С *халькозином*, *борнитом* и др. в медных рудах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия*.
Лит.: M, *I*, 164.

ДИККИНСОНИТ — $(K, Ba)(Na, Ca)_5(Mn, Fe, Mg)_{14}Al(PO_4)_{12}(OH, F)\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 1647; Min. Mag., *43*, 227; Дэна, *II/2*, 106.
См. также: *Минералы пегматитов*.

ДИККИТ. Глинистый минерал из гр. *каолинита*, отличается от *каолинита* двухпакетной элементарной ячейкой и моноклинной симметрией. Исключительно гидротермального происхождения, встречается вместе с *кварцем* и *сульфидами*.

К. ФРЕЙ

См. также: *Глины и минералы глин; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Слоистые силикаты*.
Лит.: ДХЗ, *3*, 228.

ДИКСЕНИТ — $Mn^{2+}_7Mn^{3+}_4(OH)_8(AsO_3)_6(SiO_4)_2$, триг. Am. Min., *63*, 155; M, *III/1*, 507.

ДИМОРФИТ — As_4S_3, ромб. Z. Krist., 138, 161; M, *I*, 293.

ДИНЕРИТ — Ni_3As, куб. M, *I*, 218.

ДИОПСИД. Силикат кальция и магния из гр. *пироксенов*. Название дано д'Андрадом в 1800 г. от греч. «двойной» и «облик» (так как зона вертикальной призмы может быть ориентирована двумя способами).
Состав. $4[CaMg(Si_2O_6)]$; CaO 25,9, MgO 18,5, SiO_2 55,6 %. Существует полный ряд твердых растворов между *диопсидом* и *геденбергитом* $CaFe(Si_2O_6)$.
Свойства. Мон., *C2/c*. Обычно полисинтетически сдвойникован. Может быть в зернистых, массивных, пластинчатых или столбчатых агрегатах. Тв. 5—6. Пл. 3,2—3,3. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый до светло-зеленого.
Распространение. Встречается обычно в зонах контактового метаморфизма в кристаллических известняках, а также в регионально-метаморфизованных породах; ассоциирует со *скаполитами*, *идократом*, *титанитом*, *гранатами* и *тремолитом*.
Применение. Прозрачные разновидности используются как драгоценные камни.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Алмаз; Клинопироксены; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Ортопироксены; Пироксены; Термометрия геологическая*.
Лит.: M, *III/2*, 300.

ДИОПТАЗ. Водный силикат меди. Название дано Гаюи в 1797 г. от греч. «видеть сквозь» (так как следы спайности можно различить внутри кристалла).
Состав. $Cu_6(Si_6O_{18})\cdot 6H_2O$.
Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Тв. 5. Пл. 3,28—3,35. Блеск стеклянный. Совершенная спайность по $\{10\bar{1}1\}$. Цвет изумрудно-зеленый. Обычно в виде короткопризматических кристаллов и агрегатов кристаллов, также массивные агрегаты. Излом раковистый до неровного. Черта бледно-зеленая. Показатели преломления: $n_o = 1{,}644 \div 1{,}685$; $n_e = 1{,}697 \div 1{,}709$. Прозрачный до полупрозрачного. В HCl становится гелеобразным.
Распространение. Встречается в зоне окисления медно-рудных месторождений вместе с *малахитом*, *брошантитом*, *хризоколлой* и другими минералами меди. Из нерудных минералов обычно присутствуют *кальцит*, *кварц* и лимонит. Обнаружен в СССР, в пров. Шаба (Заир), в Цумебе (Намибия), в штате Аризона (США), в Чили.
Применение. Считался очень редким минералом, но в последнее время найден в Африке в количествах, достаточных для использования в качестве медной руды.

У. ХИЛЛ

См. также: *Магнитные минералы; Наименование минералов*.
Лит.: M, *III/2*, 77.

ДИПИНГИТ — $Mg_5(CO_3)_4(OH)_2\cdot 5H_2O$, мон. (?). Am. Min., *55*, 1457; ЗВМО, *100*, 620.

ДИПИР — разновидность *скаполита*.

ДИРИТ — $Fe^{2+}_6Fe^{3+}_3O_3[Si_6O_{17}](OH)_5$, мон. Am. Min., *50*, 278; *62*, 990; M, *III/3*, 342.

ДИСКРАЗИТ — Ag_3Sb, ромб. Can. Min., *14*, 139; M, *I*, 108.
См. также: *Рудная микроскопия*.

ДИСТЕН = *Кианит*.

ДИТРИХИТ (гр. *галотрихита*) — $(Zn, Fe, Mn)\cdot Al_2(SO_4)_4\cdot 22H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 624.

ДИТТМАРИТ — $(NH_4)Mg(PO_4)\cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *57*, 1316; USGS Prof. Pap., *750-A*, A115; Дэна, *II/2*, 84.

ДИТЦЕИТ — $Ca_2(IO_3)_2(CrO_4)$, мон. Дэна, *II/1*, 377.
См. также: *Минеральные соли*.

ДОБРЕЕЛИТ (гр. *линнеита*) — $FeCr_2S_4$, куб. M, *I*, 455. См. также: *Минералы метеоритов*.

ДОБРЕИТ — BiO(OH, Cl), тетр. M, *II/1*, 181.

ДОЛЕРОФАНИТ — $Cu_2(SO_4)O$, мон. Дэна, *II/1*, 650.

ДОЛОМИТ. Карбонат кальция и магния. Название дано Соссюром в 1792 г. в честь французского химика Доломье (1750—1801).
Состав. $[CaMg(CO_3)_2]$. В обычном *доломите* отношение $CaCO_3 : MgCO_3$ составляет 1 : 1. Однако оно может изменяться в пределах от 58 : 42 до 47,5 : 52,5. Образует изоморфные ряды с *анкеритом* $Ca(Fe, Mg, Mn)\cdot(CO_3)_2$ и с *кутнагоритом* $Ca(Mn, Mg, Fe)(CO_3)_2$.
Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Седловидные ромбоэдрические кристаллы, агрегаты в виде грубозернистых до плотных масс. Тв. 3,5—4. Пл. 2,85. Блеск стеклянный, может быть перламутровым (жемчужный шпат). Прозрачный до полупрозрачного. Окрашен обычно в различные оттенки розового, но может быть бесцветным, белым, серым, зеленым, коричневым или черным.
Распространение. Образует мощные пласты доломитовых известняков или доломитовых мраморов, часто в тесной

связи с *кальцитом*. Встречается, кроме того, в качестве жильного минерала вместе с минералами свинца и цинка, а также как аутигенный минерал.

Применение. Строительный и декоративный камень; источник магния.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы; Диагенетические минералы; Жильные минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пещер; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Пластические деформации в минералах; Породообразующие минералы; Термолюминесценция; Термометрия геологическая; Электронная микроскопия (просвечивающая)*.

Лит: Дэна, *II/1*, 249.

ДОЛОРЕСИТ — $H_8V_6O_{16}$, мон. Am. Min., *42*, 587; *45*, 1144; М, *II/3*, 603.

ДОМЕЙКИТ — Cu_3As, куб. и гекс. Min. Abst., *30*, 19; 294; М, *I*, 105.

ДОНАТИТ — $(Fe, Mg)(Cr, Fe)_2O_4$, тетр. Am. Min., *54*, 1218; ЗВМО, *99*, 75.

ДОНБАССИТ (гр. *хлорита*) — $Al_4(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$ (?). Min. Mag., *26*, 336.

ДОННЕЙИТ — $Sr_3NaCaY(CO_3)_6\cdot 3H_2O$, трикл. Am. Min., *64*, 653; Can. Min., *16*, 335.

ДОРФМАНИТ — $Na_2HPO_4\cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *66*, 217; Min. Mag., *43*, 1060; ЗВМО, 109, 211.

ДОУНЕЙИТ — SeO, тетр. Am. Min., *62*, 316; Min. Abst.; *29*, 83.

ДРАВИТ. Богатый магнием боросиликат алюминия из гр. *турмалина*. Назван по району Драве (Коринф, Греция).

Состав. $3[NaMg_3Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4]$; Na_2O 3,2, MgO 12,6, Al_2O_3 31,9, B_2O_3 10,9, SiO 37,6, H_2O 3,8 вес. %.

Свойства. Триг., *R3m*. Призматические кристаллы с треугольным или гексагональным поперечным сечением. Агрегаты массивные, столбчатые, параллельно-призматические и радиально-лучистые. Спайность проявлена плохо. Тв. 7—7,5. Пл. 3,03—3,15. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет коричневый до черного. Прозрачный до непрозрачного. Сильно выражены пироэлектрические и пьезоэлектрические свойства. Показатели преломления: $n_o = 1{,}635 \div 1{,}661$; $n_e = 1{,}610 \div 1{,}632$. Параметры элементарной ячейки: $a = 15{,}94 \div 15{,}98$ Å, $c = 7{,}19 \div 7{,}23$ Å.

Распространение. Обычно встречается в метаморфических или метасоматических богатых кальцием породах, включая кристаллические известняки и доломиты, и в основных магматических породах, где *дравит* может ассоциировать с *датолитом* и *аксинитом*. Хорошие кристаллы находят в Каринтии (Австрия) и в р-не Гувернера (округ Сент-Лоренс, штат Нью-Йорк, США).

Применение. В связи с проявлением у турмалинов пьезоэлектрических свойств они используются для изготовления пьезодатчиков для измерения меняющегося давления во время взрывных процессов. Пластинки при этом вырезаются перпендикулярно к тройной оси.

Ф. РОЗЕНБЕРГ, Ф. ФОЙТ мл.

Лит.: М, *III/2*, 182.

ДРЕССЕРИТ — $Ba_2Al_4(CO_3)_4(OH)_8\cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 1447; Can. Min., *10*, 84; ЗВМО, *100*, 85.

ДРИСДАЛЛИТ — $Mo(Se, S)_2$, гекс. Am. Min., *59*, 1139.

ДРОГМАНСИТ = *Каволит*.

ДРУГМАНИТ — $Pb_2(Fe, Al)(PO_4)_2(OH)\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 809; Min. Mag., *43*, 463.

ДУГГАНИТ — $Pb_3Zn_3(TeO_6)_x(AsO_4)_{2-x}(OH)_{6-3x}$, гекс. Am. Min., *63*, 1016.

ДУГЛАСИТ — $K_2Fe^{2+}Cl_4\cdot 2H_2O$, мон. М, *II/1*, 268. См. также: *Минеральные соли*.

ДУНДАЗИТ. Гидроксилкарбонат свинца и алюминия. Название дано Петтердом в 1893 г. по месту находки в Дундазе (Тасмания).

Состав. $Pb_2Al_4(CO_3)_4(OH)_8\cdot 3H_2O$. Ромб.

Распространение. Первоначально найден в ассоциации с *крокоитом*, *пироморфитом* (?) и *лимонитом* в железной шляпе на месторождении Аделид-Пропрайетери (Дундаз, Тасмания).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 332.

ДУРАНГИТ — $NaAl(AsO_4)F$, мон. Дэна, *II/2*, 239; Can. Min., *12*, 262.

ДУФТИТ — $PbCu(AsO_4)(OH)$, ромб. Am. Min., *42*, 123; Can. Min., *18*, 191; Дэна, *II/2*, 218.

ДЭЛИИТ — $K_2ZrSi_6O_{15}$, трикл. Am. Min., *37*, 1071; Min. Mag., *29*, 850.

ДЮМОНТИТ — $Pb_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4\cdot 3H_2O$, мон. USGS Bull., *1064*, 236; Дэна, *II/2*, 357.

ДЮМОРТЬЕРИТ. Боросиликат алюминия. Название дано Гоннардом в 1881 г. в честь французского палеонтолога Э. Дюмортье.

Состав. $Al_7(BO_3)(SiO_4)_3O_3$; Al может широко замещаться Fe^{3+} и в небольших количествах Ti^{4+}.

Свойства. Ромб., *Pcmn*. Волокнистые или радиально-лучистые агрегаты. Тв. 7. Пл. 3,26—3,36. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет синий, фиолетовый, розовый или зеленовато-синий.

Распространение. В виде включений в *полевых шпатах* в гнейсах вблизи Лиона и Бёна (Франция). Обнаружен в кристаллических сланцах и гнейсах, а местами в пегматитовых дайках на п-ове Манхэттан (штат Нью-Йорк). Распространен также в штатах Невада и Калифорния (США), в штате Минас-Жерайс (Бразилия) и на Мадагаскаре.

Применение. При производстве высокосортного электротехнического фарфора.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*.

Лит.: М, *III/1*, 329.

ДЮРАНЮЗИТ — As_4S, ромб. Am. Min., *60*, 945.

ДЮССЕРТИТ (гр. *крандаллита*) — $BaFe_3^{3+}[AsO_3(O, OH)]_2(OH)_6$, триг. Дэна, *II/2*, 251; Am. Min., *55*, 135.

ДЮФРЕНИТ — $CaFe_2^{2+}Fe_{10}^{3+}(OH)_{12}(H_2O)_4(PO_4)_8$, мон. Am. Min., *55*, 135; Min. Rec., *9*, 388; Дэна, *II/2*, 291.

ДЮФРЕНУАЗИТ — $Pb_2As_2S_5$, мон. Дэна, *I/1*, 528.

Е, Ж

ЕЖЕКИТ = *Моринит*. Am. Min., *47*, 398; Дэна, *II/2*, 186.

ЕКАТЕРИНИТ — $Ca_2B_4O_7(Cl, OH)_2 \cdot 2H_2O$, гекс. Am. Min., *66*, 437; ЗВМО, 116, 696.

ЕРЕМЕЕВИТ — $Al_6[BO_3]_5(OH)_3$, гекс. Am. Min., *61*, 88; Min. Mag., *20*, 452; Дэна, *III/1*, 391.

ЕТМАНИТ — $(Mn_5^{2+}Sb_5^{2+})(Mn_2^{2+}Zn_8Si_4)O_{28}$, трикл. Am Min., *62*, 396; *65*, 196; М, *III/1*, 521.

ЖАД — микрокристаллическая разновидность *жадеита* или нефрита (*актинолита*). Полудрагоценный камень. См. также: *Геммология*; *Жад*; *Россыпные месторождения*.

ЖАДЕИТ. Силикат натрия и алюминия, гр. *пироксенов*. Название дано Дамуром в 1863 г. с целью отличить его от жада, относящегося к гр. *амфиболов*.

Состав. $4[NaAlSi_2O_6]$; Na_2O 15,4, Al_2O_3 25,2, SiO_2 59,4 вес. %. Некоторое количество Al может замещаться Fe^{3+}.

Свойства. Мон., *C2/c*. Обычно в виде зернистых или волокнистых агрегатов. Тв. 6,5—7. Пл. 3,3—3,5. Блеск стеклянный, по плоскостям спайности перламутровый. Цвет обычно зеленый, но может быть белым или коричневым. Черта белая.

Распространение. Образуется за счет *плагиоклаза* в процессе метаморфизма при высоком давлении и низкой температуре. Повсеместно находится в ассоциации с *кварцем*, *фельдшпатоидами*, *лавсонитом*, *хлоритом*, *серпентином*, *цоизитом*, *титанитом*, *гранатом*, *стильпномеланом* и *слюдой*. Известны находки в Томо (Бирма), Котаки (Япония) и округе Сан-Бенито (штат Калифорния, США).

Применение. Декоративный камень называется жадом. Термин «жад» включает также нефрит (*актинолит*).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Геммология; Жад; Клинопироксены; Минералы оптически одноосные и двуосные; Пироксены; Щелочные полевые шпаты.*

Лит.: М, *III/2*, 369.

ЖАРГОН — бесцветная разновидность *циркона*.

ЖЕДРИТ. Гидроксилалюмосиликат натрия, магния, закисного железа, марганца и алюминия, гр. *амфиболов*. Название дано в 1836 г. по месторождению Жедре (Высокие Пиренеи, Франция).

Состав. Варьирует. В изоморфном ряду выделяют: *магнезиожедрит* $Mg_5Al_2(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$, *феррожедрит* $Fe_5^{2+}Al_2(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$, *натриевый жедрит* $Na(Mg, Fe)_6Al(Si_6Al_2O_{22})(OH)_2$. (Mg, Fe) может замещаться Mn; (OH) может замещаться (F, Cl).

Распространение. Первый *жедрит* из месторождения Жедре (Франция) найден в кристаллических сланцах, содержащих микроскопические кристаллы *хромшпинели;* встречается в Норвегии, в районе Хильсен, Крагёре и Бамбл, в зоне силлиманитовых гнейсов формации Бамбл, ассоциирующих с амфиболитами и габброидными породами.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные.* Лит.: М, *III/3*, 284.

ЖЕЛЕЗНЫЕ ЦВЕТЫ — разновидность *арагонита*.

ЖЕЛЕЗНЫЙ БЛЕСК — разновидность *спекулярита* (*гематита*).

ЖЕЛЕЗНЫЙ КОРДИЕРИТ = *Секанинаит*.

ЖЕЛЕЗНЫЙ ПИРИТ = *Пирит*.

ЖЕЛЕЗО. Самородный элемент, обычно с примесью никеля.

Состав. α-Fe; содержит около 2 % Ni.

Свойства. Куб., *Im3m*. Обычно в виде вкраплений и крупных масс, а в метеоритах образует пластинки и их тонкосдвойникованные агрегаты, как у *камасита*. Тв. 4,5. Пл. 7,3—7,9. Занозистый излом. Спайность несовершенная. Ковкое. Блеск металлический. Непрозрачное. Цвет от серо-стального до черного. Сильно магнитные свойства. Растворяется в соляной кислоте.

Распространение. Как самородный элемент встречается крайне редко, повсеместно образует сплав с никелем, довольно часто содержит небольшое количество примесей кобальта, меди, марганца, серы и углерода. Земное железо рассматривается в качестве первично-магматического компонента или продукта восстановления железосодержащих соединений. Наиболее значительные находки известны на о. Диско (вблизи западного побережья Гренландии). Здесь крупные массы и мелкие вкрапления железа приурочены к базальтам. В метеоритах железо встречается в виде природного сплава с небольшим количеством никеля (до 5,5 %) — *камасита*.

Применение. Не представляет практической ценности из-за редкой встречаемости. Исключением служат упомянутые залежи в Гренландии, где они разрабатываются как руды.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аллотропия; Магнитные минералы; Самородные элементы и сплавы.*

Лит.: М, *I*, 21.

ЖЕМЧУЖНИКОВИТ — $NaMg(Al, Fe)(C_2O_4)_3 \cdot 8H_2O$, триг. Am. Min., *49*, 442; ЗВМО, *93*, 457.

ЖЕМЧУЖНЫЙ ШПАТ = *Доломит*.

ЖИСМОНДИН. Водный алюмосиликат кальция, гр. *цеолитов*. Название дано в 1817 г. Леонардом в честь профессора К. Жисмонди.

Состав. $Ca_4[Al_8Si_8O_{32}]\cdot 16H_2O$; SiO_2 34,3, Al_2O_3 29,1, CaO 16,0, H_2O 20,6 вес. %. Имеет место замещение: $(K, Na)_2 \rightleftharpoons Ca$; содержание K обычно выше, чем Na. Под действием соляной кислоты превращается в гель.

Свойства. Мон., $P2_1/c$; $a = 10{,}0$ Å, $b = 10{,}61$ Å, $c = 9{,}81$ Å, $\beta = 92°\ 20'$. Тв. 4,5. Пл. 2,2. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, голубоватый, сероватый или красноватый. Прозрачный до полупрозрачного. Встречается в виде округлых агрегатов или в виде кристаллов октаэдрического габитуса. Показатели преломления: $n_p = 1{,}515$, $n_m = 1{,}54$, $n_g = 1{,}546$. Двупреломление 0,008—0,017; $2V = 15 \div 90°$, оптически отрицательный; оптическая ось перпендикулярна к (010).

Распространение. Довольно редкий минерал. Найден в полостях лейцитовых тефритов в Чехословакии и в лейцитовых лавах в Италии. В полостях базальтов на плато Антрим (Ирландия) образует характерные ассоциации с *шабазитом*, *томсонитом* и *филлипситом*. Развивается по *хлориту* в пустотах интенсивно измененных гранитов в Квинсленде (Австралия). В цементе пористых превращенных в палагонит мелилит-нефелинитовых туфов в кратерах и вулканах на Гавайских островах, где находится в ассоциации с *филлипситом*, *шабазитом* и магнезиальным *кальцитом*.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

Лит.: ДХЗ, *4*, 444.

ЖОЗЕИТ — $Bi_3Te(Se, S)$, триг. Min. Abst., *29*, 477, 480; M, *I*, 569.

ЖОЛИОТИТ — $UO_2CO_3\cdot 1{,}5 \div 2H_2O$, ромб. Min. Abst., *28*, 208.

ЖУРАВСКИТ — $Ca_3Mn^4(SO_4)(CO_3)(OH)_6\cdot 12H_2O$, гекс. Am. Min., *50*, 2102; ЗВМО, *95*, 38.

ЖЮЛЬЕНИТ — $Na_2Co(SCN)_4\cdot 8H_2O$ (?), тетр. Дэна, *II/2*, 568.

З

ЗАВАРИЦКИТ — BiOF, тетр. Am. Min., *48*, 210; M, *II/1*, 66.

ЗАИРИТ (гр. *крандаллита*) — $Bi(Fe, Al)_3(PO_4)_2(OH)_6$, триг. Am. Min., *62*, 174; Min. Abst., *27*, 339.

ЗАНДЕРИТ — $MgSO_4 \cdot 2H_2O$. Am. Min., *37*, 1072.

ЗАПАТАЛИТ — $Cu_3Al_4(PO_4)_3(OH)_9 \cdot 4H_2O$, тетр. Am. Min., *57*, 1911; Min. Mag, *38*, 541; ЗВМО, *102*, 450.

ЗАРАТИТ. Водный гидроксилкарбонат никеля. Название дано в честь сеньора Сарате из Испании.
Состав. $Ni_3(CO_3)(OH)_4 \cdot 4H_2O$.
Свойства. Куб. Тв. 3. Пл. 2,6. Изумрудно-зеленый. Массивный или в виде корок.
Распространение. Вторичный минерал в основных и ультраосновных породах, в ассоциации с другими карбонатами и гидроксидами.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 292.

ЗАХЕРИТ — $Al_{12}(SO_4)_5(OH)_{26} \cdot 20H_2O$. Am. Min., *62*, 1125; Min. Abst., *29*, 343.

ЗВЯГИНЦЕВИТ — $(Pd, Pt, Au)_3(Pb, Sn)$, куб. Am. Min., *52*, 299, 1587; Can. Min., *8*, 541; ЗВМО, *97*, 64.

ЗЕЕЛИГЕРИТ — $Pb_3Cl_3(IO_3)O$, ромб. Am. Min., *57*, 327; ЗВМО, 101, 283.

ЗЕЛИГМАННИТ — $PbCuAsS_3$, ромб. M, *I*, 423.

ЗЁНГЕИТ — $Ga(OH)_3$, куб. Am. Min., *51*, 1815; M, *II/3*, 465.

ЗИГЕНИТ (гр. *линнеита*) — $(Ni, Co)_3S_4$, куб. Min. Mag., *43*, 733; M, *I*, 248. См. также: *Рудная микроскопия*.

ЗИКАИТ — $Fe_4^{3+}(AsO_4)_3(SO_4)(OH) \cdot 15H_2O$, ромб. Am. Min., *63*, 1284; Min. Abst., *29*, 483.

ЗИНЕРИТ — $Cu_6As_4S_9$, трикл. Am. Min., *57*, 824; *60*, 998; ЗВМО, *95*, 309.

ЗОЛОТО. Самородный элемент.
Состав. 4Au; обычно представляет собой природный сплав с Ag (при содержании Ag > 20 % называется *электрум*), Pd, Rh, Cu, Bi.
Свойства. Куб., *Fm3m*. Кристаллы октаэдрические, додекаэдрические или кубической формы; часто встречается в виде двойников, а также прямоугольных, дендритовых, разветвленных, листоватых или губчатых агрегатов. Обычно двойникование по {111}. Ковкое. Тв. 2,5. Пл. 19,3. Блеск металлический. Цвет золотой — в чистом виде, серебряно-белый до оранжевого — в разновидностях с примесями.
Распространение. Приурочено к гидротермальным жилам, с *кварцем* и *пиритом*, встречается в пегматитах, черных песках и россыпных месторождениях.

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа; Классификация минералов: принципы; Минералы и самородные элементы черных песков; Минеральные месторождения: классификация; Россыпные месторождения; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Самородные элементы и сплавы; Скелетные кристаллы*.
Лит.: M, *I*, 36.

ЗОРИТ — $Na_2Ti(Si, Al)_3O_8 \cdot nH_2O$, ромб. Am. Min., *58*, 1113; ЗВМО, *102*, 54.

ЗУНИИТ. Сложный алюмосиликат. Название дано по месту находки на руднике Зуни (округ Сан-Хуан, штат Колорадо, США).
Состав. $Al_{13}Si_5O_{20}(OH, F)_{18}Cl$.
Свойства. Куб., $F\bar{4}3m$. Кристаллы тетраэдрической формы, мелкие, прозрачные. Тв. 7. Пл. 2,88.
Распространение. Найден в глиноземистых сланцах в районе Постмасбурга (ЮАР), в округах Сан-Хуан и Урей (штат Колорадо, США).

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *III/1*, 265.

ЗУСМАНИТ — $KFe_{13}Si_{17}AlO_{42}(OH)_{14}$, триг. Am. Min., *61*, 470; Min. Mag., *43*, 605; ЗВМО, *96*, 80.

И, Й

ИАНТИНИТ. Водный оксид урана. Название дано Шёпом в 1926 г. за цвет и происходит от греческого слова, означающего «фиолетовоокрашенный». Часто за *иантинит* ошибочно принимают карбонат урана — *виартит*.
Состав. $(UO_2)_6O_2(OH)_8 \cdot 6H_2O$.
Свойства. Ромб. Встречается в виде мелких прямоугольных пластинок, иногда таблитчатый или призматический. Спайность по {001} совершенная. Тв. 2—3. Пл. 5,15. Блеск полуметаллический. Цвет темно-фиолетовый, меняется до желтого. Черта фиолетово-коричневая. Прозрачный.
Распространение. В полостях *уранинита* в качестве продуктов изменения в ассоциации со скупитом и бекерелитом (Шинколобве-Касоло, провинция Шаба, Заир).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: M, *II/3*, 586.

ИБОНИТ — (Ca, TR)(Al, Fe, Ti, Si, Mg)$_{12} \cdot O_{19}$, гекс. Am. Min., *42*, 119; Min. Mag., *43*, 995; M, *II/3*, 195. См. также: *Минералы метеоритов*.

ИВАКИТ — $Mn^{2+}(Fe^{3+}, Mn^{3+})_2O_4$, тетр. Am. Min., *65*, 406; Min. Mag., *43*, 1061.

ИДАИТ. Сульфид меди и железа. Название дано по руднику Ида (Намибия).
Состав. Cu_3FeS_4.
Свойства. Гекс. (?). Сплошные пластинчатые агрегаты. Тв. 2,5. Пл. 4,2. Блеск металлический. Цвет от медно-красного до коричневого.
Распространение. Продукт изменения *борнита* и *халькопирита*.

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *I*, 478.

ИДАЛЬГОИТ (гр. *бёдантита*) — $PbAl_3(SO_4)(AsO_4) \cdot (OH)_6$, триг. Min. Rec., *2*, 212.

ИДДИНГСИТ — смесь силикатов, образующихся при изменении *оливина*. Min. Mag., *46*, 92.

ИДОКРАЗ = *Везувиан*.

ИДРИАЛИТ. Углеводород, встречающийся в естественных условиях. Название дано по месту его типичного проявления — Идрия (Югославия).
Состав. $4[C_{22}H_{14}]$.
Свойства. Ромб. Мелкие чешуйки или таблитчатые кристаллы. Тв. 2. Пл. 1,2. Блеск стеклянный до алмазного. Цвет от зеленовато-желтого до светло-коричневого. Проявляет голубовато-белое свечение.
Распространение. Встречается в ассоциации с рудами ртути.

К. ФРЕЙ

ИЗВЕСТЬ — CaO, куб. Дэна, *I/2*, 18.

ИЗОКИТ — $CaMg(PO_4)F$, мон. Am. Min., *41*, 167; Min. Mag., *30*, 681; ЗВМО, *85*, 378.

ИЗОКЛАЗИТ — $Ca_2(PO_4)(OH) \cdot 2H_2O$, мон. (?). Дэна, *II/2*, 362.

ИЗОМЕРТЬИИТ — $(Pb, Cu)_5(Sb, As)_2$, куб. Am. Min., *59*, 1330; Min. Mag., *39*, 528.

ИЗОСТАННИН = *Кестерит*. Can. Min., *13*, 309.

ИЗОФЕРРОПЛАТИНА — Pt_3Fe, куб. Am. Min., *61*, 338; Can. Min., *13*, 117.

ИЗУМРУД — зеленая драгоценная разновидность берилла. См. также: *Геммология; Окраска минералов; Россыпные месторождения*.

ИИМОРИИТ — $Y_5(SiO_4)_3(OH)_3$, трикл. Am. Min. *58*, 140; ЗВМО, *101*, 287.

ИКАИТ — $CaCO_3 \cdot 6H_2O$. Am. Min., *49*, 439; ЗВМО, *93*, 450.

ИКСИОЛИТ. Ниобат железа, названный по имени древнегреческого героя Иксиона.
Состав. $FeNbO_4$. Fe может замещаться некоторым количеством Ta, Sn и Mn.
Свойства. Ромб., *Pnab*. Среднетемпературная полиморфная модификация, стабильная между 1085 и 1330 °C. Ось *c* составляет $^1/_3$ оси *c* колумбита.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: M, *II/3*, 322.

ИКУНОЛИТ — $Bi_4(S, Se)_3$, триг. Am. Min., *45*, 477; ЗВМО, *90*, 439.

ИЛЕЗИТ — $(Mn, Zn, Fe)SO_4 \cdot 4H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 575.

ИЛЕРИТ — $Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 3H_2O$, триг. Can. Min., 12, 237; M, *III/2*, 32.

ИЛИМАУСИТ — $Ba_2Na_4CeFeNb_2Si_8O_{28} \cdot 5H_2O$, гекс. Am. Min., *54*, 992; ЗВМО, *99*, 82.

ИЛЛИТ. Водный алюмосиликат калия, гр. *слюд*. Название было предложено Гримом для выделения минералов глинистого типа, многие из которых исследовались в Иллинойсе.
Состав. $(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Al, Si)_4O_{10}[(OH)_2, H_2O]$.
Свойства. Мон. Цвет белый или с палевыми оттенками. Пл. 2,642—2,688. Блеск стеклянный. Совершенная спайность по базальной плоскости (001). В шлифах бесцветен. Оптически отрицательный. $2V$ обычно меньше 10°. $n_p = 1{,}54 \div 1{,}57$, $n_m = 1{,}57 \div 1{,}61$, $n_g = 1{,}57 \div 1{,}61$, $\Delta = 0{,}03$. Полупрозрачный. Нечистые разновидности могут проявлять плеохроизм. Легко поддается действию кислот. Встречаются диоктаэдрические (как у *мусковита*) и триоктаэдрические (как у *биотита*) разновидности. В *иллитах* содержится больше воды и меньше калия, чем в мусковите.
Распространение. Наиболее широко распространенный минерал глинистых сланцев и аргиллитов. Образуется в морских условиях, присутствует в почве и в зонах гидротермальных изменений как аутигенный минерал.

Э. БУИ

См. также: *Аутигенные минералы; Глины, минералы глин; Диагенетические минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералогия почв; Слоистые силикаты.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 251.

ИЛЬВАИТ — $CaFe_2^{2+}Fe^{3+}O(Si_2O_7)(OH)$, ромб. Winchell, *II*, 511; М, *III/1*, 692.

ИЛЬЗЕМАННИТ — $Mo_3O_8 \cdot nH_2O$ (?). Дэна, *I/2*, 147.

ИЛЬМАЙОКИТ — $(Na, TR, Ba)_{10}Ti_5Si_{14}O_{22}(OH)_{44} \cdot nH_2O$, мон. (?). Am. Min., *58*, 139; ЗВМО, 102, 453.

ИЛЬМЕНИТ. Оксид железа и титана. Содержание магния и марганца, присутствующих в минерале, варьирует. Название дано Купером в 1827 г. по Ильменским горам (Урал, СССР).
Состав. $FeTiO_3$. Образует непрерывный ряд твердых растворов с *гейкилитом* $MnTiO_3$, *пирофанитом* $MnTiO_3$ и *гематитом* Fe_2O_3. Стабильность прямо связана с режимом кислорода.
Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Обычно встречается в виде плотных зернистых агрегатов, кристаллы таблитчатые. Имеет структуру *корунда*, при этом Fe^{2+} и Ti^{4+} чередуются послойно. Тв. 5—6. Пл. 4,70—4,78. Непрозрачный, $n = 2{,}7$. Цвет черный. Блеск металлический до полуметаллического. Черта от черной до коричневато-красной. Может быть магнитным.
Распространение. Обычный акцессорный минерал изверженных пород (габбро и диоритов). Встречается в метаморфических породах (ортогнейсах, гранулитах), повсеместно в обломочных породах, иногда образует скопления в тяжелых фракциях — черных песках. Как правило, находится в ассоциации с *магнетитом, рутилом, цирконом* и *монацитом*. Крупные концентрации найдены в провинции Квебек (Канада), в Блофьсльдита, Согндаль (Норвегия), в штате Нью-Йорк и на восточном побережье Флориды (США), на западном побережье о. Южный (Новая Зеландия). Составляет 15—20 % лунных оксидов.
Применение. Источник титана.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Алмаз; Магнитные минералы; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Минеральные ресурсы; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Термометрия геологическая; Шпинели группа.*
Лит.: М, *II/3*, 278.

ИЛЬМЕНОРУТИЛ — ниобиевый *рутил.*

ИМАНДРИТ — $Na_{12}Ca_3Fe_2^{3+}Si_{12}O_{36}$, ромб. Am. Min., *65*, 810; Min. Abst., *31*, 496; М, *III/2*, 210.

ИМГРЭИТ — Ni, Te (?), гекс. Am. Min., *49*, 1151; ЗВМО, *94*, 189.

ИМХОФИТ — $Tl_{5,6}As_{16}S_{5,3}$, мон. Am. Min., *54*, 1498; Z. Krist., *144*, 323; ЗВМО, *96*, 68.

ИНГЛИШИТ — $K_4Na_2Ca_9Al_{18}(H_2O)_8(OH)_{36}(PO_4)_6 \cdot (PO_3OH)_{12}$, мон. Min. Mag., *40*, 863.

ИНДЕРБОРИТ — $CaMg[B_3O_3(OH)_5]_2 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *III/1*, 419.

ИНДЕРИТ — $MgB_3O_3(OH)_5 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *41*, 927; Min. Abst., *28*, 260; Дэна, *III/1*, 425.

ИНДИАЛИТ — $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$, гекс. Am. Min., *40*, 787; Can. Min., *15*, 43; М, *III/2*, 137. См. также: *Минералы пегматитов.*

ИНДИГИРИТ — $Mg_2Al_2(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 15H_2O$. Am. Min., *57*, 326; ЗВМО, *102*, 447.

ИНДИГОЛИТ — синий *эльбаит.*

ИНДИЙ — In. Am. Min., *52*, 299; ЗВМО, *94*, 665. См. также: *Минералогия Луны; Самородные элементы и сплавы.*

ИНДИТ (гр. *линнеита*) — $FeIn_2S_4$, куб. Am. Min., *49*, 439; ЗВМО, 93, 444.

ИНЕЗИТ — $Ca_2Mn_7Si_{10}O_{28}(OH)_2 \cdot 5H_2O$, трикл. Am. Min., *53*, 1614; *63*, 563; М, *III/3*, 366.

ИНИОНИТ — $Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$, мон. Am. Min., *38*, 912; Дэна, *II/1*, 423. См. также: *Минеральные соли.*

ИНКАИТ — $Pb_4FeSn_4Sb_2S_{15}$, мон. Am. Min., *60*, 486.

ИННЭЛИТ — $Na_2(Ba, K)_4(Ca, Mg, Fe)Ti_3Si_4O_{18}(OH,F)_{1,5}(SO_4)$, трикл. Am. Min., *47*, 805; М, *III/1*, 677.

ИНСИЗВАИТ (гр. *пирита*) — $Pt(Bi, Sb)_2$, куб. Am. Min., *58*, 805; Min. Mag., *38*, 794.

ИОГАННИТ. Водный сульфат урана и меди. Назван Хайдингером в 1830 г. в честь А. Йоханна из Австрии.
Состав. $Cu(UO_2)_2(SO_4)_2(OH)_2 \cdot 6H_2O$.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Кристаллы призматические или толстотаблитчатые. Тв. 2—2,5. Пл. 3,3. Цвет изумрудно-стеклянный до яблочно-зеленого. Черта более светлых оттенков. Прозрачный до полупрозрачного. Горький на вкус.
Распространение. Известны находки в Чехословакии (Яхимов), в Англии (Корнуолл), в Габоне (Мунана) и в США (округ Гилпин, штат Колорадо).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 714.

ИОДАРГИРИТ. Иодид серебра. Название дано по составу.
Состав. AgI.
Свойства. Гекс., $P6_3mc$. Кристаллы призматические или таблитчатые. Тв. 1,5. Пл. 5,7. Режущийся. Блеск смолистый до алмазного, по плоскостям спайности — перламутровый. Бесцветный, желтый или зеленовато-желтый; бесцветные кристаллы становятся при дневном свете желтоватыми. Черта желтая. Обычно прозрачен.
Распространение. Встречается в зонах окисления месторождений золота и железа. Ассоциирует с *хлораргиритом, бромаргиритом*, самородным *серебром*, а также *с кальцитом* и другими карбонатами.
Применение. Руда серебра.

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа.*
Лит.: М, *II/1*, 152.

ИОДЕРИТ — $(Mg, Al)_8Si_4(O, OH)_{20}$, мон. Am. Min., *45*, 753; Min. Mag., *32*, 782; М, *III/1*, 474.

ИОДИРИТ = *Иодаргирит.*

ИОДОБРОМИТ — иодистый *бромаргирит.*

ИОЛИТ = *Кордиерит.*

ИОРДАНИТ — $(Pb, Tl)_{14}(As, Sb)_6S_{23}$, мон. Am. Min., *61*, 963.

ИОРДИЗИТ — MoS_2, аморф. M, *I*, 286.

ИОФОРТЬЕРИТ — $Mn_5Si_8O_{20}(OH)_2(H_2O)_4 \cdot 4 \div 5\ H_2O$, мон. (?). Am. Min., *61*, 341; Can. Min., *13*, 68.

ИОШИМУРАИТ — $(Ba, Sr)_2TiMn_2(SiO_4)_2(PO_4, SO_4) \cdot (OH, Cl)$, трикл. Am. Min., *45*, 479; *46*, 1515; ЗВМО, 90, 447.

ИРАКИТ — $KCa_4TR_3Si_{16}O_{40}$, тетр. Am. Min., *61*, 1054; Min. Mag., *40*, 441; M, *III/2*, 51.

ИРАНИТ — $PbCrO_4 \cdot H_2O$, трикл. Am. Min., *48*, 1417; ЗВМО, 93, 454.

ИРАРСИТ — (Ir, Ru, Rh, Rt)AsS, куб. Am. Min., *52*, 1580; ЗВМО, 97, 67.

ИРИДАРСЕНИТ — $IrAs_2$, мон. Am. Min., *61*, 177; Can. Min., *12*, 280.

ИРИДИЙ — Ir, куб. См. также: *Самородные элементы.*

ИРИГИНИТ — $(UO_2)MO_2O_7 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *45*, 257; ЗВМО, *90*, 115.

ИРИДОСМИН — (Os, Ir), гекс. M, *I*, 53. См. также: *Минералы и самородные элементы черных песков; Самородные элементы и сплавы.*

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ — прозрачная разновидность *кальцита.*

ИТОИТ — $Pb_3Ge(SO_4)_2O_2(OH)_2$, ромб. Am. Min., *45*, 1313; ЗВМО, *90*, 100.

ИТТРИАЛИТ — разновидность *таленита* (?). Am. Min., *58*, 545; M, *III/1*, 587.

ИТТРОБАСТНЕЗИТ — (Y, Ce)(CO_3)F, гекс. Am. Min., *57*, 594.

ИТТРОБЕТАФИТ (гр. *пирохлора*) — $(Y, TR)_2(Ti, Nb, Ta)_2O_6(OH)$, куб. Am. Min., *62*, 405; M, *II/3*, 178.

ИТТРОБРИТОЛИТ * (гр. *апатита*) — $(Ca, Y)_5(SiO_4, PO_4)_3(OH, F)$, гекс. RRW, 89.

ИТТРОКОЛУМБИТ — (Y, U, Fe)(Nb, Ta)O_4, ромб. Am. Min., *25*, 155; M, *II/3*, 331.

ИТТРОКРАЗИТ (гр. *эвксенита*) — $(Y, Th, Ca, U, TR)(Ti, Fe^{3+}, W)_2(O, OH)_6$, ромб. Am. Min., *62*, 1009; M, *II/3*, 377.

ИТТРОМИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — $(Y, Ca)(Ta, Nb)_2O_6(OH)$, куб. Am. Min., *64*, 890; Min. Abst., *31*, 231.

ИТТРОПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(Y, Na, Ca, U)(Ni, Ta, Ti)_2(O, OH)_7$, куб. Am. Min., *62*, 405.

ИТТРОТАНТАЛИТ — (Y, Fe, U, Ca)(Ta, Nb)O_4, мон. (?). M, *II/3*, 340.

ИТТРОТУНГСТИТ — $YW_2O_6(OH)_3$, мон. (?). Am. Min., *36*, 641; M, *II/3*, 636.

ИТТРОФЛЮОРИТ — редкоземельный *флюорит.*

ИТТРОЦЕРИТ — цериевый *флюорит.*

ИТТРОЭШИНИТ — $(Y, Ca, Fe, Th)(Ti, Nb)_2(O, OH)_6$, ромб.

ИФТИСИТ — $(Y, TR)_4(F, OH)_6(Ti, Sn)O(SiO_4)_2$ (?), ромб. Am. Min., *62*, 396.

ИШИКАВАИТ — (U, Fe, Y, Ca)(Nb, Ta)O_4 (?), ромб. RRW, 305; M, *II/3*, 337.

ЙЕДЛИНИТ — $Pb_6CrCl_6(O, OH)_8$, триг. Am. Min., *59*, 1157.

ЙИКСУНИТ — платина, содержащая индий. Am. Min., *65*, 408.

ЙОРТДАЛИТ — $(Ca, Na)_3ZrSi_2O_7(O, OH, F)_2$, трикл. Can. Min., *12*, 241.

ЙОХАНСЕНИТ. Силикат кальция и магния, гр. *пироксенов.* Название дано Шаллером в 1938 г. в честь А. Йохансена из Чикагского университета. Марганцевый краевой член ряда *диопсида* (*клинопироксены*).

Состав. 4[Ca, Mn, Si_2O_6]. Mn может замещаться Fe^{2+}.

Свойства. Мон., *C2/c.* Обычно встречается в виде столбчатых и радиально-лучистых агрегатов, шестоватых кристаллов. Блеск стеклянный. Тв. 6. Пл. 3,44—3,55. Цвет от гвоздично-красного до серовато-зеленого. Черта бесцветная. Превращение с поверхности в черный оксид марганца позволяет отличить этот минерал от других *пироксенов.*

Распространение. Обычно находится в ассоциации с *бустамитом* и *родонитом* в метасоматически измененных известняках, а также с некоторыми марганцевыми рудами. В медно-свинцово-цинковых рудах *йохансенит* встречается совместно с *халькопиритом*, *галенитом*, *сфалеритом* и *пиритом.* Известен в Японии (в префектурах Фукуи и Окаяма), в Мексике (в районах Пуэбло и Идальго), в США (в штатах Нью-Мехико и Нью-Джерси).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Клинопироксены; Пироксены.*

Лит.: M, *III/2*, 342.

ЙОХАЧИДОЛИТ — $CaAlB_3O_7$, ромб. Am. Min., *62*, 327; Nature, *240*, 63.

---

* *Иттробритолит = Абукумалит. — Прим. ред. пер.*

К

КАВАНСИТ — $Ca(VO_4)Si_4O_{10}\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *58*, 405; Min. Abst., *28*, 139; ЗВМО, *98*, 331. См. также: *Наименование минералов.*

КАВАЦУЛИТ — $BiTe_2Se$, триг. Am. Min., *57*, 1312; ЗВМО, *101*, 280.

КАДВАЛАДЕРИТ — $Al(OH)_2Cl\cdot 4H_2O$, аморф. М, *II/1*, 277.

КАДМИЙ САМОРОДНЫЙ — Cd, гекс. Am. Min., *31*, 495.

КАДМОСЕЛИТ — CdSe, гекс. Am. Min., *43*, 623; М, *I*, 541.

КАЗАКОВИТ — $Na_6H_2TiSi_6O_{18}$, триг. Am. Min., *60*, 161; М, *III/2*, 206.

КАЗОЛИТ. Водный уранилсиликат свинца. Название дано по месту находки в Казоло (пров. Шаба, Заир).
Состав. $Pb(UO_2)SiO_4\cdot H_2O$.
Свойства. Мон., $P2_1/a$. Мелкие раскалывающиеся по спайности призматические кристаллы. Тв. 4—5. Пл. 6,0. Блеск смолистый до жирного. Цвет желтый до коричневого.
Распространение. Продукт окисления уранинита.

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *III/1*, 259.

КАИНИТ — $MgSO_4\cdot KCl\cdot 3H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 701; Min. Abst., *27*, 307. См. также: *Минеральные соли.*

КАЙНОЗИТ — $Ca_2(TR)_2Si_4O_{12}(CO_3)\cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *47*, 328.

КАЙСИКХИТ — $(Y, Ca, TR)_4(Si, Al)_4O_{10}(CO_3)_3\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *61*, 174; Can. Min., *12*, 293; М, *III/3*, 358.

КАКОКСЕН — $Fe^{3+}(OH)_{15}(PO_4)_4\cdot 18H_2O$, гекс. Am. Min., *51*, 1811; *55*, 135.

КАЛАВЕРИТ. Дителлурид золота. Название дано Гентом в 1861 г. по месту первой находки на месторождении Станислаус в округе Калаверас (штат Калифорния, США).
Состав. $2[AuTe_2]$; Au 44,03, Te 55,97 %; отношение Au : Ag может достигать 6 : 1.
Свойства. Мон. Обычно в виде сдвойникованных кристаллов, также в виде зерен. Тв. 2,5. Пл. 9,35. Блеск металлический. Непрозрачный. Очень хрупкий. Цвет латунно-желтый до серебристо-белого.
Распространение. Встречается в жилах вместе с *сильванитом.*
Применение. Руда золота.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Нерудные и рудные полезные ископаемые; Рудные минералы.*
Лит.: М, *I*, 581.

КАЛАМИН = *Гемиморфит*. Min. Mag., *43*, 1053.

КАЛЕДОНИТ — $Pb_5Cu_2(CO_3)(SO_4)_3(OH)_6$, ромб. Дэна *II/1*, 742.

КАЛЕРИТ (гр. *отенита*) — $Fe(UO_2)_2(AsO_4)_2\cdot nH_2O$, тетр. Am. Min., *39*, 1038.

КАЛИБОРИТ — $HKMg_2B_{12}O_{16}(OH)_{10}\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 1079; Дэна, *II/1*, 433.

КАЛИЕВАЯ СЕЛИТРА. Нитрат калия из гр. *арагонита*. Название (англ. niter) происходит от греч. nitron — общего названия минеральных солей.
Состав. $4[KNO_3]$. Обычно без всяких примесей.
Свойства. Ромб., *Pmcn*. Встречается в виде тонких корочек или мелких игольчатых кристаллов, иногда образует плотные, зернистые или землистые агрегаты. Псевдогексагональные разности образуются при двойниковании. Тв. 2. Пл. 2,11. Блеск стеклянный. Прозрачный. Цвет белый. Растворим в воде. Холодящий горьковатый вкус.
Распространение. Встречается в виде корок в мелких расщелинах пород в аридных областях и на поверхности почв вместе с натриевой селитрой, *эпсомитом*, *нитрокальцитом* и *гипсом*. Найден в пустынях на севере Чили, в Капской провинции (ЮАР), в районе Кочабамба (Боливия). В США обнаружен в пещерах Среднего Запада и в округе Сорокко (штат Нью-Мексико), в почвах Долины Смерти (штат Калифорния).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минеральные соли; Нитраты.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 357.

КАЛИЕВЫЕ КВАСЦЫ — $KAl(SO_4)_2\cdot 12H_2O$, куб.

КАЛИЕВЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ — *микроклин, ортоклаз, санидин*. См. также: *Методы окрашивания минералов.*

КАЛИНИТ — $KAl(SO_4)_2\cdot 11H_2O$, мон. (?). Дэна, *II/1*, 168.

КАЛИОФИЛИТ — $KAlSiO_4$, гекс. ДХЗ, *4*, 269.

КАЛИПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(K, Na)_2(Nb, Ta, Ti)_2O_6(O, OH, F)$, куб. Am. Min., *62*, 405; *63*, 528.

КАЛИСТРОНЦИТ — $K_2Sr(SO_4)_2$, триг. Am. Min., *48*, 708; ЗВМО, *92*, 570.

КАЛИФОРНИТ — разновидность *везувиана.*

КАЛИЦИНИТ — $KHCO_3$, мон. Дэна, *II/1*, 163.

КАЛКИНСИТ — $(Ce, La)_2(CO_3)_3\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *38*, 1169.

КАЛЛАГАНИТ — $Cu_2Mg_2(CO_3)(OH)_6\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *39*, 630; ЗВМО, *84*, 343.

КАЛОМЕЛЬ. Хлорид ртути. Название происходит из алхимии.
Состав. $2[Hg_2Cl_2]$. Тетр.

Распространение. Вторичный минерал, образуется при изменении *киновари*, ртутистого серебра, *амальгамы*, ртутной блеклой руды, селенсодержащего *метациннабарита* и других содержащих ртуть минералов; встречается вместе с *самородной ртутью*, *эглестонитом*, *терлингуаитом* и *монтроидитом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/1*, 165.

КАЛСИЛИТ. Алюмосиликат калия. Название дано Баннистером в 1942 г. по химическому составу.

Состав. $2[KAlSiO_4]$; обычно присутствует 2—5 % Na_2O.

Свойства. Гекс., $P6_322$. Чаще всего в виде зернистых массивных агрегатов белого цвета. Спайность неясная. Тв. 6. Пл. 2,6—2,63. Бесцветный, белый или серый. Черта бесцветная. Двупреломление низкое. От *нефелина* отличается рентгенодифракционной картиной.

Распространение. Является важной составной частью основной массы некоторых лав с большим содержанием калия и бедных кремнеземом. Встречается в виде нефелин-калсилитовых фенокристаллов в лавах с меньшим содержанием калия. В плутонических породах не установлен. Как составная часть лав описан в Уганде (Катунга) и в Италии (Сан-Венанцо); в Заире (г. Ньирагонго) присутствует в виде фенокристаллов в лавах в ассоциации с *нефелином* и *лейцитом*. Иногда образуется на поверхности огнеупорных покрытий под действием щелочных паров при обжиге кирпичей.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Породообразующие минералы; Самородные элементы и сплавы; Фигуры Видманштеттена.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 261.

КАЛЬДЕРИТ (гр. *гранатов*) — $Mn_3Fe_2^{3+}Si_3O_{12}$, куб. Can. Min., *17*, 569.

КАЛЬКЛАЦИТ — $CaCl_2 \cdot Ca(C_2H_3O_2)_2 \cdot 10H_2O$, мон. или трикл. Дэна, *II/2*, 569.

КАЛЬКУРМОЛИТ — $Ca(UO_2)_3(MoO_4)_3(OH)_2 \cdot 11H_2O$. Am. Min., *49*, 1152; ЗВМО, *92*, 572.

КАЛЬКЯРЛИТ — $Na(Ca, Sr)_3Al_3(F, OH)_{16}$, мон. Am. Min., *59*, 873.

КАЛЬЦИБОРИТ — CaB_2O_4, мон. (?). Am. Min., *49*, 820; ЗВМО, *92*, 192.

КАЛЬЦИЙ-КАТАПЛЕИТ — $CaZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$, гекс. Am. Min., *49*, 1153; ЗВМО, *102*, 453.

КАЛЬЦИОКОПИАПИТ — $CaFe_4^{3+}(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 19H_2O$, трикл. Am. Min., *47*, 807; ЗВМО, *91*, 196.

КАЛЬЦИОТАНТАЛИТ = *Микролит* + *Танталит*. Min. Mag., *43*, 1054.

КАЛЬЦИОУРАНОИТ — $(Ca, Ba, Pb)U_2O_7 \cdot 5H_2O$, аморф. Am. Min., *60*, 161.

КАЛЬЦИОФЕРРИТ — $Ca_4Mg(H_2O)_{12}[Fe_4^{3+}(OH)_4 \cdot (PO_4)_6]$, мон. Дэна, *II/2*, 414.

КАЛЬЦИОФОЛЬБОРТИТ — $CaCu(VO_4)(OH)$, ромб. Дэна, *II/2*, 225.

КАЛЬЦИРТИТ — $CaZr_3TiO_9$, тетр. Am. Min., *52*, 1880; М, *II/3*, 263.

КАЛЬЦИТ. Карбонат кальция, член гр. *кальцита*. Название дано Гейдингером в 1845 г. от греч. calc — жженая известь.

Состав. $CaCO_3$. Обычно очень чистый, но может образовывать полный ряд твердых растворов с *родохрозитом* $MnCO_3$ и неполные ряды с сидеритом $FeCO_3$, *смитсонитом* $ZnCO_3$ и сферокобальтитом $CoCO_3$.

Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Габитус кристаллов чрезвычайно разнообразен; встречается также в виде зернистых, сталактитовидных, комковатых или землистых агрегатов. Часто образует двойники по {0001} или {01$\bar{1}$2}. Совершенная спайность по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}, отдельность вдоль полисинтетических двойников. Тв. 3, но изменяется до 2,7 на грани базопинакоида и до 3,2 на призматических гранях. Пл. 2,71. Бесцветен или белый, но за счет примесей может быть окрашен в разные цвета. Прозрачный до полупрозрачного. Характеризуется очень высоким двупреломлением. Нечистый кальцит может люминесцировать. Оптические свойства: $n_o = 1{,}658$, $n_\varepsilon = 1{,}486$, двупреломление 0,172. Растворяется со вскипанием в холодной разбавленной HCl.

Распространение. Кальцит является очень распространенным породообразующим минералом, аутигенным минералом, входит в состав скелета живых организмов (см. *Биогенные минералы; Минералы беспозвоночных и растений*). Места находок хороших кристаллов *кальцита* распространены по всему миру и слишком многочисленны, чтобы их можно было перечислить.

Применение. Сырье для производства портландцемента, употребляется также для известкования почв (см. *Минералогия почв*), в качестве флюса при выплавке железа и других металлов из руд; блоки известняка и мрамора используются в строительстве и для скульптурных работ; является составной частью бетона.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Диагенетические минералы; Жильные минералы; Кальцита группа; Классификация минералов: принципы; Клинопироксены; Кристаллография: история; Кристаллография морфологическая; Магнитные минералы; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы беспозвоночных и растений; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Минералы пещер; Нитраты; Оптическая минералогия; Пластические деформации в минералах; Поляризация и поляризационный микроскоп; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Термолюминесценция; Термометрия геологическая; Фантомные кристаллы; Фигуры травления; Шкала твердости Мооса; Электронная микроскопия (просвечивающая).*

Лит.: Дэна, *II/1*, 187.

КАЛЬЦИТА ГРУППА — *гаспеит, кальцит, магневит, отавит, родохрозит, сидерит, смитсонит и сферокобальтит.*

КАЛЬЮМЕТИТ — $Cu(OH, Cl)_2 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *48*, 614; М, *II/1*, 281.

КАМАСИТ — α-(Fe, Ni), куб. М, *I*, 24. См. также: *Минералогия Луны; Минералы пегматитов; Породообразующие минералы; Самородные элементы и сплавы; Фигуры Видманштеттена.*

КАМЕННАЯ СОЛЬ = *Галит*.

КАНАВЕСИТ — $Mg_2(CO_3)(HBO_3)\cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 652; Can. Min., *16*, 69; М, *III/3*, 376.

КАНАСИТ — $(Na, K)_6Ca_5Si_{12}O_{30}(OH, F)_4$, мон. Am. Min., *45*, 253.

КАНЕМИТ—$NaH(Si_2O_4)(OH)_2\cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *59*, 210; *62*, 763; ЗВМО, *102*, 454.

КАНИТ — $Ca_2B(OH)_4(AsO_4)$, тетр. Am. Min., *46*, 1077; Дэна, *II/1*, 455.

КАНКРИНИТ. Алюмосиликат-карбонат-сульфат натрия и кальция. Название дано Розе в 1839 г. в честь графа Канкрина, министра финансов России.

Состав. $(Na, Ca)_{6-8}(Al_6Si_6O_{24})(CO_3, SO_4, Cl)_{1,5-2}\cdot 1\div 5H_2O$; при $SO_4 > CO_3$ минерал называется *вишневит*. Гекс.

Распространение. Западнее Иркутска в Сибири и в Ильменских горах (СССР), в Трансильвании (Румыния), в районе Лангенсунн-фьорда (Южная Норвегия). Кроме того, в Личфилде (штат Мэн, США) и в сиенитах Дангеннон (пров. Онтарио, Канада). Иногда присутствует в качестве первичного минерала в магматических породах с малым содержанием кремнезема, но обычно как вторичный минерал, образовавшийся за счет *нефелина* под воздействием на него остаточного флюида, богатого CO_2. Ассоциирует с *фельдшпатоидами*, включая *содалит* и *нефелин*, а также с *кальцитом*.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Породообразующие минералы.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 342.

КАНКРИНИТА ГРУППА — *афганит, венкит, вишневит, давинит, канкринит, лиоттит, микросоммит* и *франциинит.*

КАННИЦЦАРИТ — $Pb_4Bi_6S_{13}$, мон. Am. Min., *38*, 536; *64*, 244; М, *I*, 526.

КАНОИТ (гр. *пироксенов*) — $(Mn, Mg)_2Si_2O_6$, мон. Am. Min., *63*, 598; Min. Abst., *30*, 423; М, *III/2*, 282.

КАНОНАИТ — $Mn^{3+}AlSiO_5$, ромб. Am. Min., *64*, 655; Min. Abst., *29*, 482.

КАНФИЛЬДИТ — Ag_8SnS_6, ромб. Min. Abst., *28*, 204; М, *I*, 319.

КАНЬКИТ — $FeAsO_4\cdot 3{,}5H_2O$, мон. Am. Min., *62*, 594; Min. Abst., *28*, 208.

КАОЛИН = *Каолинит.*

КАОЛИНИТ. Гидроксилсиликат алюминия, самый важный минерал гр. *каолинита — серпентина*. Название дано Джонсоном в 1867 г. по породе «каолин» — от хр. Каолинг (Высокая гора) в р-не Яучау (КНР).

Состав. $2[Al_2Si_2O_5(OH)_4]$; Al_2O_3 41,2, SiO_2 48,0, H_2O 10,8 вес. %.

Свойства. Мон. Цвет белый, с различными оттенками за счет примесей. Иногда в виде тонких гексагональных пластинок с перламутровым блеском, но обычно в виде плотных крошащихся масс с перламутровым до землистого блеском. Спайность совершенная по базальной плоскости. Тв. 2—2,5. Пл. 2,60—2,63. В шлифах бесцветен. Полупрозрачный. Изредка слабо плеохроирует. Оптически отрицательный. $2V = 24\div 50°$; $n_p = 1{,}553\div 1{,}565$, $n_m = 1{,}559\div 1{,}569$, $n_g = 1{,}560\div 1{,}570$; $\Delta \approx 0{,}006$. Поддается воздействию HCl. Полиморфен с *диккитом* и *накритом*.

Распространение. Образуется при гидротермальном изменении или выветривании в кислой среде алюмосиликатов, чаще всего *полевых шпатов* и *фельдшпатоидов*, в гранитах и пегматитах. Обычно в ассоциации с *кварцем*, оксидами железа, *пиритом*, *сидеритом*, *мусковитом* или другими глинистыми минералами. Крупные месторождения *каолинита* известны в Корнуолле и Девоне (Англия), вблизи Лиможа (Франция), в районе Яучау (КНР) и в штате Джорджия (США).

Применение. Используется в качестве наполнителей при производстве бумаги (10—15 % глин для газетной бумаги и 25—35 % для глянцевой бумаги), резины, красок и т. д. Является керамическим сырьем («китайская», или фарфоровая, глина) и применяется для отбеливания тканей и бумаги.

Э. БУИ

См. также: *Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Глины, минералы глин; Диагенетические минералы; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы пегматитов; Минеральные пигменты и наполнители; Синтетические минералы; Слоистые силикаты; Электронная микроскопия (просвечивающая).*
Лит.: ДХЗ, *3*, 228.

КАОЛИНИТА — СЕРПЕНТИНА ГРУППА — *амезит, антигорит, баумит, бертьерин, бриндлиит, галлуазит, гриналит, диккит, каолинит, карюпилит, келлиит, клинохризотил, кронстедтит, лизардит, накрит, непуит, ортоантигорит, ортохризотил, парахризотил, пекораит, френонтит, энделлит.*

КАППЕЛЕНИТ — $(Ba, Ca, Ce, Na)_3(Y, Ce, La)_6(BO_3)_6Si_3O_8$, гекс. RRW, 106.

КАРАКОЛИТ — $Na_3Pb_2(SO_4)_3Cl$, мон. Дэна, *II/1*, 644.

КАРБОБОРИТ — $Ca_2Mg(CO_3)B_2O_3(OH)_4\cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 262; ЗВМО, *94*, 674.

КАРБОНАДО — черный *алмаз*. См. также: *Алмаз; Жад; Шкала твердости Мооса.*

КАРБОНАТ-АПАТИТ — см. *Апатита* группа.

КАРБОНАТ-ГИДРОКСИЛАПАТИТ = *Даллит.*

КАРБОНАТ-ФТОРАПАТИТ = *Франколит.*

КАРБОНАТ-ЦИАНОТРИХИТ — $Cu_4Al_2(CO_3, SO_4)(OH)_{12}\cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *49*, 441; ЗВМО, *94*, 193

КАРБОРУНД — искусственный *муассанит.*

КАРБОЦЕРНАИТ — $(Ca, Ce, Na, Sr)CO_3$, ромб. Am. Min., *46*, 1202; ЗВМО, *87*, 193.

КАРЕЛИАНИТ — V_2O_3, триг. Am. Min., *48*, 33; ЗВМО, *92*, 569.

КАРИБИБИТ — $Fe_2^{3+}As_4^{3+}O_8(OH)$, ромб. Am. Min., *59*, 382.

КАРИИНИТ — $(Na, Ca, Pb)_2(Mn, Mg, Fe)_3(AsO_4)_3$ (?), мон. Дэна, *II/2*, 63.

КАРИОПИЛИТ (гр. *фриделита*) — $(Mn, Mg)_8Si_6O_{15}(OH)_{10}$, мон. Am. Min., *49*, 446; *65*, 335.

КАРИОЦЕРИТ — $(Ca, TR)_3(B, Si)_6(F, OH)_{24}\cdot nH_2O$, гекс. Min. Abst., *29*, 471; М, *III/1*, 513.

КАРЛГИНТЦЕИТ — $Ca_2AlF_7 \cdot H_2O$, трикл. Can. Min., *17*, 103; Min. Rec., *10*, 301.

КАРЛИНИТ — Tl_2S, триг. Am. Min., *60*, 559; Min. Abst., *27*, 81.

КАРЛСБЕРГИТ — CrN, куб. Am. Min., *57*, 1311; Nat. Phys. Sci., *233*, 113; ЗВМО, *102*, 437. См. также: *Минералы метеоритов.*

КАРЛТОНИТ — $KNa_4Ca_4Si_8O_{18}(CO_3)_4(OH, F) \cdot H_2O$, тетр. Am. Min., *56*, 1855.

КАРЛФРИЗИТ — $CaTe_3O_8$, мон. Am. Min., *63*, 847; Min. Mag., *40*, 127.

КАРМИНИТ — $PbFe_2^{3+}(OH)_2(AsO_4)_2$, ромб. Am. Min., *48*, 1; *55*, 135; Дэна, *I/1*, 216.

КАРНАЛЛИТ. Водный хлорид калия и магния. Название дано Розе в 1856 г. в честь прусского горного инженера Р. фон Карналла (1804—1874).

Состав. 12[$KMgCl_3 \cdot 6H_2O$]; KCl 28,81, $MgCl_2$ 34,19, H_2O 39,0 %.

Свойства. Ромб., *Pnna.* Обычно сплошные или зернистые агрегаты. Тв. 1. Пл. 1,6. Блеск жирный. Прозрачный до полупрозрачного. Горький на вкус. Расплывается во влажной атмосфере. Цвет молочно-белый, но из-за включений *гематита* может быть окрашен в красные тона.

Распространение. Встречается вместе с *галитом*, *сильвином* и другими галоидами в соляных месторождениях района Штасфурта (ГДР). Также в месторождениях калиевых солей в Западном Техасе и Восточном Нью-Мексико (США).

Применение. Для получения калиевых соединений и магния.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минеральные соли; Нерудные и рудные полезные ископаемые.*

Лит.: М, *II/1*, 269.

КАРНАСУРТИТ — (Ce, La, Th)(Ti, Nb)(Al, Fe)(Si, P)$_2O_7(OH)_4 \cdot 3H_2O$ (?), гекс. (?). Am. Min., *45*, 1133; М, *II/1*, 847.

КАРНЕЛИАН — разновидность *кварца* красного или красновато-коричневого цвета. См. также: *Геммология.*

КАРНОТИТ. Водный ванадат калия и урана. Название дано Фриделем и Куменжем в 1899 г. в честь французского горного инженера и химика М.-А. Карно (1839—1920).

Состав. 2[$K_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$]; вода цеолитная.

Свойства. Мон., $P2_1/a$. Обычно в рассеянном состоянии или в виде порошкообразных масс. Блеск тусклый до землистого. Цвет желтый до зеленовато-желтого.

Распространение. Вторичный минерал, образующийся при выветривании урановых и ванадиевых минералов. Характерны скопления минерала вокруг окаменелых деревьев.

Применение. Руда ванадия и урана.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 493.

КАРОББИИТ — KF, куб. Am. Min., *42*, 117; М, *II/1*, 13.

КАРПАТИТ — $C_{24}H_{12}$, мон. Am. Min., *54*, 329; Chem. Geol., *16*, 245; ЗВМО, *85*, 383.

КАРПИНСКИИТ — смесь *лейфита* и цинксодержащей глины. Am. Min., *57*, 1006.

КАРПИНСКИТ — $(Mg, Ni)_2Si_2O_5(OH)_2$ (?), мон. (?). Am. Min., *42*, 584; ЗВМО, *86*, 124.

КАРРБОЙДИТ — $Ni_7Al_{4,5}(SO_4, CO_3)_{2,8}(OH)_{22} \cdot 3{,}7H_2O$, гекс. Am. Min., *61*, 366; Min. Abst., *27*, 179.

КАРРОЛИТ (гр. *линнеита*) — $Cu(Co, Ni)_2S_4$, куб. Min. Abst., *27*, 253; Min. Mag., *43*, 733; М, *I*, 456. См. также: *Рудная микроскопия.*

КАРФОЛИТ — $MnAl_2Si_2O_6(OH)_4$, ромб. Min. Abst., *27*, 20; *28*, 412; М, *III/2*, 482.

КАССИДИИТ — $Ca_2(Ni, Mg)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *52*, 1190; ЗВМО, *97*, 617.

КАССИТ — $CaTi_2O_4(OH)_2$, ромб. Am. Min., *52*, 559; М, *II/3*, 357.

КАССИТЕРИТ, ОЛОВЯННЫЙ КАМЕНЬ. Диоксид олова. Название дано Бёданом в 1832 г. от греч. kassiteros — олово. Член гр. *рутила.*

Состав. SnO_2; всегда содержит примеси, которые могут быть представлены марганцем, закисным и/или окисным железом, а также танталом и ниобием. Может образовывать твердые растворы с ограниченным (до 25 %) количеством тапиолита $Fe(Ta, Nb)_2O_6$.

Свойства. Тетр., $P4_2/mnm$. Тв. 6—7. Пл. 6,98—7,02. Блеск алмазный. Цвет красновато-коричневый до черного, в тонком срезе может быть бесцветным. Спайность несовершенная по {100} и {110}, отдельность по {111}. Структура типа рутила. Оптические свойства: $n_o = 1{,}990 \div 2{,}010$, $n_e = 2{,}093 \div 2{,}100$; плеохроизм очень слабый до сильного, желтый, коричневый или красный.

Распространение. В жилах, тесно связанных с гранитами или гранит-пегматитами. Месторождения п-ова Малакка аллювиального происхождения. Обычно ассоциирует с *кварцем*, *топазом*, *флюоритом*, *апатитом*, *турмалином* и *бадделеитом.*

Применение. Важнейшая руда олова.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Вольфрамита группа; Железная шляпа; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

Лит.: М, *II/2*, 265.

КАТАПЛЕИТ. Водный силикат циркония с натрием и кальцием. Название дано Вейби Сьёгреном в 1850 г. от греч. «редкие минералы» (в связи с тем, что он встречается совместно со многими редкими минералами).

Состав. 2[$Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$]; образует изоморфный ряд с *кальций-катаплеитом.* Гекс.

Распространение. Члены изоморфного ряда известны с различных островов в р-не Лангесунн-фьорда в Южной Норвегии (*катаплеит* встречается только на о. Лилле-Арё). Обнаружены также в районе Юлианехоб в Южной Гренландии и в Магнет-Ков (штат Арканзас, США). В Норвегии ассоциирует с *цирконом*, *лейкофанитом*, *мозандритом* и *тритомитом*, а на о. Арё с *полевыми шпатами*, *содалитом*, *эгирином*, *эвдиалитом* и астрофиллитом.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *III/2*, 24.

КАТОПТРИТ — $(Mn_3^{2+}Sb_2^{5+})(Mn_3^{2+}Al_4Si_2)O_{28}$, мон. Am. Min., *51*, 1494; *62*, 396.

КАТОФОРИТ. Гидроксилалюмосиликат железа, магния, кальция, натрия и калия из гр. *амфиболов*. Название дано Брёггером в 1894 г.
Состав. $NaCaNa(Mg, Fe^{2+})_4(Al, Fe^{3+})(Si_7AlO_{22})(OH)_2$. Мон.
Распространение. Встречается в щелочных базальтах, например, в тералите и шонкините, часто в ассоциации с *арфведсонитом*, *эгирином* и *энигматитом*. Значительны находки в Санде-Кёулдрон (Норвегия), вблизи лакколита Шилдс-Ривер (штат Монтана, США), в районе оз. Малави (Танзания) и оз. Наиваша (Кения).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *III/3*, 200.

КАТТЬЕРИТ (гр. *пирита*) — CoS_2, куб. Am. Min., *30*, 483; М, *I*, 280.

КАУЛСИТ (гр. *цеолитов*) — $(Ca, Na)Al_2Si_3O_{10}\cdot 5\div 6H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 951; Min. Abst., *27*, 257.

КАФАРСИТ — $(CaO)_8(Ti, Fe)_{6,6}O_{10}(As_2O_3)_6\cdot 2H_2O$ (?), куб. Am. Min., *63*, 795; Min. Abst., *29*, 139; Обзор; *XX*, 75.

КАФЕГИДРОЦИАНИТ (искусств.?) — $K_4Fe(CN)_6\cdot 3H_2O$, Am. Min., *59*, 209; Геол. ж., 1973, № 2, 24—30.

КАФЕТИТ — $Ca(Fe, Al)_2Ti_4O_{12}\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 476; М, *III/3*, 430.

КВАРЦ. Оксид кремния. Название происходит от нем. Querklufterz — руда секущих жил.
Состав. SiO_2.
Свойства. Триг., $C3_22$ (правосторонний) или $C3_12$ (левосторонний). В большинстве случаев головки призматических кристаллов представляют собой комбинацию положительного и отрицательного ромбоэдров; встречаются также сливные или зернистые агрегаты. Излом раковистый. Тв. 7. Пл. 2,65. Бесцветный, белый, желтый, розовый, голубой, коричневый или черный. Прозрачный. Оптически положительный, $n_o = 1{,}544$, $n_e = 1{,}553$. При температуре 573 °С превращается в высокотемпературную модификацию. Полиморфен с *тридимитом*, *кристобалитом*, *коэситом* и *стишовитом*.
Распространение. *Кварц* — один из самых распространенных минералов. Встречается в кислых вулканических и плутонических породах, в метаморфических породах, в виде обломочных зерен в осадочных образованиях, в виде аутигенных новообразований, в жилах, в метеоритах и в лунных породах.

К. ФРИДЛЕНДЕР

См. также: *Абразивные материалы; Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Геммология; Двойникование; Диагенетические минералы; Жад; Железная шляпа; Жильные минералы; Кварца группа; Классификация минералов: принципы; Кристаллография: цстория; Методы окрашивания минералов; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералогия портландцемента; Минералогия почв; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Оптическая минералогия; Пески; Плеохроичные дворики; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Пьезоэлектричество; Рудная микроскопия; Свойства минералов; Синтетические минералы; Скелетные кристаллы; Термометрия геологическая; Фигуры травления; Шкала твердости Мооса; Щелочные полевые шпаты; Электронная микроскопия (просвечивающая); Электронная микроскопия (сканирующая).*
Лит.: М, *III/2*, 143.

КВАСЦОВЫЙ КАМЕНЬ = *Алунит.*

КВАСЦЫ — группа водных сульфатов щелочей и алюминия.

КВЕЙТИТ — $Pb_4Zn_2(SiO_4)(Si_2O_7)(SO_4)$, мон. Am. Min., *65*, 407; Min. Mag., *43*, 1066.

КВЕНСЕЛИТ. Оксигидроксид свинца и марганца.
Состав. $PbMnO_2(OH)$.
Свойства. Мон., *P*2. Кристаллы таблитчатые, уплощенные по {010}. Спайность по {001}. Цвет смолисто-черный. Черта коричнево-серая.
Распространение. Найден в районе Лонгбана (Швеция).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *III/3*, 624.

КВЕНСТЕДТИТ — $Fe_2^{3+}(SO_4)_3\cdot 10H_2O$, трикл. Дэна, *III/1*, 631.

КВЕТЦАЛЬКОАТЛИТ — $Zn_8Cu_4(TeO_3)_3(OH)_{18}$, гекс. Am. Min., *59*, 874; Min. Mag., *39*, 261.

КЕГЕЛИТ — $Pb_{12}(Zn, Fe)_2Al_4(Si_{11}S_4)O_{54}$. Am. Min. *62*, 175; Naturw., *62*, 137.

КЕГОЕИТ — $Zn_{11}Ca_5H_{96}Al_{32}P_{32}O_{192}\cdot 32H_2O$ (?), аморф. Am. Min., *49*, 1500; Min. Mag., *33*, 799.

КЕЙИТ — $(Cu, Zn, Cd)_3(AsO_4)_2$, мон. Am. Min., *62*, 1259; Min. Rec., *8*, *87*.

КЕЙТКОННИТ — $Pd_{3-x}Te$, триг. Can. Min., 17, 589; Min. Rec., *11*, 111.

КЕККИТ — $Ca(Mn, Zn)_2Fe_3^{3+}(PO_4)_4(OH)_3\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 1330; Min. Mag., *43*, 1062.

КЕЛДЫШИТ — $NaZrSi_2O_6(OH)$, триг. Am. Min., *55*, 1072; Min. Abst., *30*, 217; М, *III/1*, 595.

КЕЛЛИИТ (гр. *каолинита* — серпентина) — $(Mn, Mg)_2Al(SiAl)O_5(OH)_4$, гекс. Am. Min., *59*, 1153.

КЕМЛИЦИТ (гр. *бёдантита*) — $SrAl_3(AsO_4)(SO_4)\cdot(OH)_6$, триг. Am. Min., *55*, 320; ЗВМО, *99*, 79.

КЕММЕРЕРИТ — хромсодержащий *клинохлор.*

КЕМПИТ — $Mn_2Cl(OH)_3$, ромб. М, *II/1*, 229.

КЁНЕНИТ — $Na_4Mg_9Al_4Cl_{12}(OH)_{22}$, гекс. М, *II/1*, 216.

КЕНИЯИТ — $Na_2Si_{22}O_{41}(OH)_8\cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *53*, 2061; Science, *157*, 1177; ЗВМО, *97*, 619.

КЕННЕДИИТ — $Fe_2MgTi_3O_{10}$, ромб. Am. Min., *46*, 766; Min. Mag., *32*, 676; М, *II/3*, 396.

КЕНТРОЛИТ — $Pb_2Mn_2^{3+}Si_2O_9$, ромб. Am. Min., *52*, 1085.

КЕРАРГИРИТ = *Хлораргирит*. Am. Min., *49*, 224.

КЕРМЕЗИТ — Sb_2S_2O, мон. М, *I*, 461.

КЕРНИТ. Водный борат натрия. Название дано Шеллером в 1927 г. по месту находки в округе Керн (штат Калифорния, США).
Состав. $4[Na_2B_4O_7 \cdot 4H_2O]$; Na_2O 22,7, B_2O_3 51,0, H_2O 26,3 вес. %.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Обычно в виде агрегатов, раскалывающихся по плоскостям спайности. Бесцветный до белого. Черта белая. На воздухе может изменяться с образованием белого мелоподобного *тинкалконита*.
Распространение. Известны находки в штате Калифорния, в пустыне Мохаве. Предполагается, что *кернит* образуется при перекристаллизации *буры* при повышенных температуре и давлении. Встречается в виде крупных масс в ассоциации с *бурой*, *улекситом*, *тинкалконитом* и *крамеритом* в крупных раскристаллизованных жилах в глинистых сланцах в округе Керн (США).
Применение. Важный источник буры.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 397.

КЕРОЛИТ — разновидность *талька*. Min. Mag., *41*, 443.

КЕРСТЕНИТ — $PbSeO_4$, ромб. Am. Min., *39*, 850; Дэна, *II/2*, 13.

КЕРСУТИТ (гр. *амфиболов*) — $NaCa_2Mg_4TiSi_6Al_2(O + OH)_{24}$, мон. Am. Min., *63*, 1032; М, *III/3*, 174. См. также: *Амфиболы; Минералы пегматитов; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

КЁСТЕРИТ — $Cu_2(Zn, Fe)SnS_4$, тетр. Am. Min., *44*, 1329; Can. Min., *16*, 131; М, *I*, 362.

КЕТСЕЛКВАЛТИТ — $Zn_8Cu_4(TeO_3)_3(OH)_{18}$, гекс. Am. Min., *59*, 874; Min. Mag., *39*, 261.

КЕТТИГИТ — $Zn_3(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 376; Can. Min., *14*, 437; Дэна, *II/2*, 146.

КЕТТНЕРИТ — $CaBi(CO_3)OF$, тетр. Am. Min., *43* 385; ЗВМО, *86*, 376.

КЁХЛИНИТ — Bi_2MoO_6, ромб. М, *II/3*, 399.

КИАНИТ. Силикат алюминия. Название дано Вернером в 1789 г. по цвету от греч. «голубой».
Состав. $4[Al_2SiO_5]$.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Обычно в виде удлиненных кристаллов таблитчатой формы или пластинчатых агрегатов. Тв. 5 (параллельно удлинению кристаллов по оси *c*), 7 (под прямым углом к оси *c*, параллельно оси *b*). Пл. 3,55—3,66. Блеск стеклянный до перламутрового. Голубой цвет обычно проявляется в отдельных пятнах; может быть серым, зеленым или белым. Черта белая.
Распространение. В качестве акцессорного минерала присутствует в умеренно метаморфизованных породах, например в гнейсах и слюдяных сланцах, а также в жилах и пегматитах в этих породах. Обычно образует ассоциации с *гранатами*, *ставролитом*, *корундом* и *кварцем*. Промышленные скопления *кианита* обнаружены в Лапса-Буру (Индия), в Бернсвилле, в Чокалит-Маунтинс (штат Калифорния, США).
Применение. Используется для производства жаропрочной керамики.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Алмаз; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы и самородные элементы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Синтетические минералы.*
Лит.: М, *III/1*, 445.

КИАНОФИЛЛИТ = *Парагонит* + *Мусковит*. Am. Min., *58*, 807.

КИДУЭЛЛИТ — $NaF_8^{3+}(OH)_{10}(PO_4)_6 \cdot 5H_2O$, мон. Min. Abst., *29*, 200; Min. Mag., *42*, 137.

КИЗЕРИТ. Водный сульфат магния. Название дано Рейхардтом в 1861 г. в честь президента Йенской академии Д. Кизера.
Состав. $4[MgSO_4 \cdot H_2O]$; SO_3 58, MgO 29, H_2O 13 вес. %.
Свойства. Мон., *C2/c*. Обычно в виде плотных массивных агрегатов или грубо- до тонкозернистых масс. Совершенная спайность по {110} и {111} или по {100}. Тв. 3—3,5. Пл. 2,57. Блеск стеклянный. Цвет белый, сероватый до желтоватого. Полупрозрачный. Слаборастворим.
Распространение. Очень широко распространен в соляных месторождениях Штасфурта (ГДР), Ганновера (ФРГ), на северо-западе Испании, в Пенджабе (Индия). Ассоциирует с *галитом*, *гипсом*, *ангидритом*, *глауберитом*, *эпсомитом* и другими эвапоритами.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 563.

КИЛЛАЛАИТ — $Ca_3Si_2O_7 \cdot 0{,}5H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 1331; Min. Mag., *39*, 544.

КИЛХОАНИТ — $Ca_3Si_2O_7$, ромб. Am. Min., *46*, 1203; Nature, *189*, 743; М, *III/1*, 658.

КИМРИТ — $Ba_2Al_5Si_5O_{19}(OH) \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *52*, 1885.

КИМЦЕИТ (Гр. *гранатов*) — $Ca_3(Zr, Ti)_2(Al, Si)_3O_{12}$. Am. Min. *46*, 533; М, *III/1*, 65.

КИНГИТ — $Al_3(PO_4)_2(OH, F)_3 \cdot 9H_2O$, трикл. Am. Min., *55*, 515; Min. Mag., *31*, 351; ЗВМО, *87*, 80.

КИНГОМАУНТИТ — $Ca_4FeAl_4(PO_4)_6(OH)_4 \cdot 12H_2O$, мон. Can. Min., *17*, 579; Min. Abst., *31*, 496.

КИНОВАРЬ. Сульфид ртути. Впервые назван Теофрастом около 315 г. до н. э. Предполагается, что название пришло из Индии, где применялось по отношению к красной смоле.
Состав. 3[HgS].
Свойства. Триг., *P*321. Обычно тонкозернистые, плотные, а также землистые агрегаты и в виде корок и вкрапленности в породе. Тв. 2,5. Пл. 8,10. Блеск алмазный, когда киноварь чистая, и тусклый, землистый, когда с примесями. Прозрачная до полупрозрачной. Цвет красный до коричневато-красного. Полиморфна с *метациннабаритом* и *гипериннабаритом*.
Распространение. В виде вкрапленников и жил вблизи молодых вулканических пород и горячих источников. Встречается вместе с *пиритом*, *марказитом*, *стибнитом* и сульфидами меди в жильных породах, состоящих из *опала*, халцедона, *кварца*, *барита*, *кальцита* и флюорита.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Биогенные минералы; Метод паяльной трубки; Минералы и самородные элементы черных песков; Наименование минералов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Показатель преломления; Рудные минералы.*
Лит.: М, *I*, 228.

КИНОИТ — $Ca_2Cu_2Si_3O_{10}\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *55*, 709; *62*, 1032; М, *III/2*, 11.

КИНОСИТАЛИТ (гр. *слюд*) — (Ba, K)(Mg, Mn, Al)$_3$(Al_2Si_2)$O_{10}$$(OH)_2$, мон. Min. Abst., *29*, 84.

КИРШТЕЙНИТ (гр. *оливина*) — $CaFeSiO_4$, ромб. Am. Min., *43*, 790; Min. Mag., *31*, 698; ЗВМО, *87*, 485.

КИТИТ — тетр. (полиморфная модификация SiO_2).

КИТКАИТ — NiTeSe, триг. Am. Min., *50*, 581; ЗВМО, *88*, 310.

КЛАДНОИТ — $C_6H_4(CO)_2NH$, мон. Am. Min., *31*, 605.

КЛАПРОТИТ = *Виттихенит.*

КЛАРИНГБУЛЛИТ — $Cu_4Cl(OH)_7\cdot nH_2O$, гекс. Min. Abst., *29*, 83; Min. Mag., *41*, 433.

КЛАРКЕИТ. Оксигидроксид урана (с натрием и кальцием) из гр. *кюрита*. Название дано Россом, Гендерсоном и Позняком в 1931 г. в честь Ф. Кларка (1847—1931), американского геохимика Геологической службы США.
Состав. (Na_2, Ca, Pb)U_2(O, OH)$_7$; обычно с некоторым количеством калия.
Свойства. Сплошные массы. Тв. 4—4,5. Пл. 6,39. Блеск восковой. Цвет темный красновато-коричневый. Черта желтовато-коричневая. Прозрачный, в шлифах оранжевый.
Распространение. В качестве продуктов гидротермального изменения уранинита в Спрюс-Пайн (округ Митчелл, штат Северная Каролина, США), где ассоциирует с *беккерелитом*, гуммитом, *иантинитом* и *уранофаном.*
Лит.: М, *II/3*, 589.

Дж. ГИЛБЕРТ

КЛАУДЕТИТ. Триоксид мышьяка. Название дано Дэна в 1868 г. в честь французского химика Ф. Клауде, впервые описавшего минерал.
Состав. As_2O_3.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Цепочечный тип структуры. Полиморфен с *арсенолитом;* такую же структуру имеет *валентинит* Sb_2O_3, близок по структуре *бисмит* Bi_2O_3. Тв. 2,5. Пл. 4.2. Бесцветный или белый. Блеск стеклянный до перламутрового.
Распространение. Продукт окисления руд мышьяка, а также в промышленных дымах. Наблюдается в виде продуктов сублимации в Шмёльнице (Венгрия), на месторождении Сан-Домингу (Португалия), на месторождении Верде (округ Джером, штат Аризона, США). Часто встречается вместе с *арсенолитом, реальгаром, аурипигментом* и *самородной серой.*

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/2*, 101.

КЛАУСТАЛИТ — PbSe, куб. Min. Abst., *27*, 355; М, *I*, 536. См. также: *Линнеита группа; Рудная микроскопия.*

КЛЕБЕЛЬСБЕРГИТ — $Sb_4O_4(OH)_2SO_4$, ромб. Am. Min., *65*, 499; *65*, 931.

КЛЕБЕРИТ — $FeTi_6O_{13}\cdot 4H_2O$ (?), гекс. Am. Min., *64*, 655; Min. Mag., *43*, 1062.

КЛЕВЕИТ — разновидность *уранинита*, богатая редкими землями.

КЛЕВЕЛАНДИТ — пластинчатая разновидность *альбита.* См. также: *Габитус кристаллов; Минералы пегматитов; Плагиоклазы.*

КЛЕЙНИТ — $Hg_2N(Cl, SO_4)\cdot nH_2O$, гекс. Am. Min., *63*, 322.

КЛИМАНИТ — $ZnAl_3(PO_4)_2(OH)_2\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 1331.

КЛИНОБИСВАНИТ — $BiVO_4$, мон. Min. Mag., *39*, 847.

КЛИНОГИПЕРСТЕН — (Mg, Fe)SiO_3, мон. М, *II/2*, 267. См. также: *Клинопироксены; Минералы метеоритов; Пироксены.*

КЛИНОГУМИТ. Силикат-гидроксилфторид магния. Название дано Де Клуазо в 1876 г. по моноклинной сингонии и сходству по составу с гумитом.
Состав. $4Mg_2SiO_4\cdot Mg(OH, F)_2$; отношение F : OH около 1 : 1; обычно содержит в небольших количествах Ti и Fe, замещающие Mg.
Распространение. В карбонатных породах, метаморфизованных или подвергшихся метасоматозу под воздействием фторсодержащих эманаций из кислых или щелочных магматических пород; обычно вместе с *волластонитом, гроссуляром, монтичеллитом, форстеритом* и *диопсидом.*

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия мантии; Минералы оптически одноосные и двуосные.*
Лит.: М, *III/1*, 313.

КЛИНОДЖИМТОМПСОНИТ — (Mg, Fe)$_{10}Si_{12}O_{32}\cdot(OH)_4$, мон. Am. Min., *63*, 1000; Min. Abst., *29*, 341.

КЛИНОКЛАЗ. Гидроксиларсенат меди. Название дано Дэна в 1868 г. по косой спайности.
Состав. $4[Cu_3(AsO_4)(OH)_3]$.
Свойства. Мон., $P2_1/a$. Таблитчатые или вытянутые кристаллы. Совершенная спайность по {001}. Тв. 2,5—3. Пл. 4,4. Блеск стеклянный. Цвет зеленый. Черта голубовато-зеленая.
Распространение. Встречается с другими вторичными минералами меди.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 190.

КЛИНОПТИЛОЛИТ. Водный алюмосиликат щелочных металлов из гр. *цеолитов*, по структуре очень близок к *гейландиту*, но отличается более высоким содержанием щелочных металлов и кремнезема.
Состав. (Na, K, Ca)$_{2-3}$$Al_3(Al, Si)_2$$Si_{13}O_{36}\cdot 12H_2O$. Мон.
Свойства. См. *Гейландит.*
Распространение. Продукт изменения вулканических пород.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 416.

КЛИНОСАФФЛОРИТ — (Co, Fe, Ni)As_2, мон. Am. Min., *57*, 1552; Can. Min., *10*, 877; ЗВМО, 101, 276.

КЛИНОТИРОЛИТ — $Ca_2Cu_9[(As, S)O_4]_4(O, OH)_{10}\cdot 10H_2O$. Min. Abst., *31*, 495; Min. Mag., *43*, 1059.

КЛИНОУНГЕМАХИТ — $K_3Na_9Fe(SO_4)_6(OH)_3\cdot 9H_2O$ (?), мон.

КЛИНОФЕРРОСИЛИТ (гр. *пироксенов*) — $FeSiO_3$, мон. М, *II/2*, 269. См. также: *Клинопироксены; Минералогия мантии; Пироксены.*

КЛИНОХАЛЬКОМЕНИТ — $CuSeO_3\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *66*, 217; Min. Abst., *33*, 495.

КЛИНОХЛОР. Гидроксилалюмосиликат железа и магния из гр. *хлорита*. Название дано У. Блейком в 1851 г. по составу и сингонии.

Состав. $2[(Mg, Fe^{2+})_5Al(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8]$; Fe иногда может почти полностью отсутствовать. Мон.

Распространение. Вероятно, это наиболее распространенный минерал из гр. *хлорита*. Типичный минерал зеленокаменных сланцев. Известен на Урале (СССР), в Тироле (Австрия), в Брюстере (штат Нью-Йорк), в Уэст-Честере (штат Пенсильвания) и в районе Вуда, штат Техас (США).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Хлорита группа.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 171.

КЛИНОХОЛМКВИСТИТ (гр. *амфиболов*) — $Li_2Mg_3Al_2(Si_4O_{11})_2(OH)_2$, мон. Am. Min., *52*, 1585; *63*, М, *III/3*, 262.

КЛИНОХРИЗОТИЛ (гр. *каолинита — серпентина*) — $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, мон. ДХЗ, *3*, 202.

КЛИНОЦОИЗИТ. Гидроксилсиликат кальция и алюминия из гр. *эпидота*. Название дано Вейншенком в 1896 г. в знак того, что минерал является моноклинной модификацией *цоизита* (названного в честь австрийского барона Цоиза фон Эдельштейна).

Состав. $2[Ca_2Al_3O(SiO_4)(Si_2O_7)OH]$; CaO 14,3, Al_2O_3 25,1, SiO_2 59,1, H_2O 1,5 %. Существует непрерывный ряд твердых растворов от *клиноцоизита* через *эпидот* до *пьемонтита*.

Свойства. Мон., $P2_1/m$. Кристаллы столбчатые, со штриховкой. Также в виде зернистых агрегатов. Тв. 6—6,5. Пл. 3,25—3,37. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет зеленый, розовый или серый.

Распространение. Встречается в метаморфических породах, образованных по основным магматическим породам, содержащим кальциевый *плагиоклаз*. Может находиться в магматических породах как продукт изменения *плагиоклаза*. Ассоциирует с *амфиболом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: М, *III/1*, 240.

КЛИНОШТРЕНГИТ = *Фосфосидерит.* См. также: *Минералы пегматитов.*

КЛИНОЭДРИТ — $CaZnSiO_4\cdot H_2O$, мон. Min. Abst., *29*, 19; Z. Krist., *144*, 377; М, *III/1*, 240.

КЛИНОЭНСТАТИТ (гр. *пироксенов*) — $MgSiO_3$, мон. М, *III/2*, 262. См. также: *Клинопироксены; Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные. Ортопироксены; Пироксены.*

КЛИНТОНИТ (гр. *слюд*) — $Ca(Mg, Al)_3(Al_3Si)O_{10}\cdot (OH)_2$, мон. ДХЗ, *3*, 120. См. также: *Минералогия почв; Слоистые силикаты.*

КЛИФТОНИТ — Графит из метеоритов в форме кубиков. Min. Abst., *27*, 63.

КЛИФФОРДИТ — UTe_3O_9, куб. Am. Min., *54*, 697; *57*, 597; ЗВМО, *100*, 88. См. также: *Наименование минералов.*

КЛОКМАННИТ — CuSe, гекс. М, *I*, 542. См. также: *Рудная микроскопия.*

КМАИТ = *Селадонит.* Am. Min., *47*, 808.

КНЕБЕЛИТ = *Манганфаялит* (гр. *оливина*).

КНИПОВИЧИТ — хромовый алюмогидрокальцит. Min. Rec., *6*, 180.

КНОПИТ — цериевый *перовскит.*

КНОРРИНГИТ (гр. *гранатов*) — $Mg_3Cr_2(SiO_4)_3$, куб. Am. Min., *53*, 1833; М, *III/1*, 68. См. также: *Минералогия мантии.*

КОАЛИНГИТ — $Mg_{10}Fe_2^{3+}(CO_3)(OH)_{24}\cdot 2H_2O$ (?), гекс Am. Min., *50*, 1893; *54*, 437; ЗВМО, *96*, 70.

КОАШВИТ — $Na_6(Ca, Mn)(Ti, Fe)Si_6O_{18}\cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 487; М, *III/2*, 207.

КОБАЛЬТИН. Сульфоарсенид кобальта. Название дано Бёданом в 1832 г. по составу.

Состав. 4[CoAsS]; до 5 % Co может замещаться Fe. Существует непрерывный ряд твердых растворов между *кобальтином* и *герсдорфитом* NiAsS.

Свойства. Куб., $Pa3$. Обычно зернистые агрегаты. Тв. 5,5. Пл. 6,33. Хрупкий. Блеск металлический. Цвет серебристо-белый с красноватым оттенком.

Распространение. В высокотемпературных месторождениях, в виде вкрапленников в метаморфических породах, в жильных месторождениях с другими минералами кобальта и никеля. Высокотемпературные месторождения имеются в Скуттеруде (Норвегия), а жильное месторождение арсенидов в Кобальте (пров. Онтарио, Канада).

Применение. Важная руда кобальта.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Кристаллография морфологическая; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 298.

КОБАЛЬТОКАЛЬЦИТ = *Сферокобальтит.*

КОБАЛЬТОМЕНИТ — $(Co, Ni)SeO_3\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 1183; Дэна, *II/2*, 13.

КОБАЛЬТПЕНТЛАНДИТ — Co_9S_8, куб. Am. Min., *44*, 897; *50*, 2107; ЗВМО, *90*, 92.

КОБАЛЬТЦИППЕИТ — $Co_2(UO_2)_6(SO_4)_3(OH)_{10}\cdot 16H_2O$, ромб. Can. Min., *14*, 429; Min. Mag., *43*, 1059.

КОБЕИТ — $(Y, U)(Ti, Nb)_2(O, OH)_6$ (?), аморф. Am. Min., *42*, 342; Min. Abst., *29*, 79; М, *III/3*, 190.

КОБЕЛЛИТ — $Pb_5Bi_8S_{17}$, мон. Am. Min., *54*, 573; Can. Min., *9*, 371; М, *I*, 389. См. также: *Рудная микроскопия.*

КОВЕЛЛИН. Сульфид меди. Название дано Бёданом в 1832 г. в честь Н. Ковелли (1790—1829), открывшего *ковеллин* на Везувии.
Состав. 6[CuS]; Cu 66,4, S 33,6 вес. %.
Свойства. Гекс., $P6_3/mmc$. Обычно землистый, образует пленки на других медных минералах или вкрапленники в них. Тв. 1,5—2. Пл. 4,6—4,76. Блеск металлический. Непрозрачный. Часто иризирует, особенно если влажный. Цвет индигово-синий или еще более темный.
Распространение. Встречается в небольших количествах в большинстве месторождений меди, обычно в виде пленок в зоне сульфидного обогащения. Ассоциирует с *халькозином*, *халькопиритом*, *борнитом* и *энаргитом* и является продуктом их изменения.
Применение. Второстепенная руда меди.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Рудная микроскопия; Рудные минералы.*
Лит.: М, *I*, 225.

КОГАРКОИТ — $Na_3(SO_4)F$, мон. Am. Min., *58*, 116; Min. Mag., *43*, 753.

КОГЕНИТ — $(Fe, Ni, Co)_3C$, ромб. Min. Abst., *27*, 64; М, *I*, 120. См. также: *Магнитные минералы; Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Самородные элементы и сплавы.*

КОЗАЛИТ — $Pb_2Bi_2S_5$, ромб. Min. Abst., *27*, 306; М, *I*, 391.

КОКИМБИТ — $Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$, триг. Am. Min., *55*, 1534; Дэна, *II/2*, 628. См. также: *Синтаксия.*

КОКОНИНОИТ — $Fe^{3+}_2Al_2(UO_2)_2(PO_4)_4(SO_4)(OH)_2 \cdot 20H_2O$, мон. (?). Am. Min., *51*, 651; ЗВМО, *97*, 73.

КОКТАИТ — $(NH_4)_2Ca(SO_4)_2 \cdot H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 525.

КОЛВЕЗИТ — $(Cu, Co)_2(CO_3)(OH)_2$, трикл. Am. Min., *65*, 1067; Min. Mag., *43*, 1062.

КОЛЕМАНИТ. Водный борат кальция. Название дано Эвансом в 1884 г. в честь У. Коулмана (Колемана), коммерсанта из Сан-Франциско, торговавшего продукцией колеманитовых шахт и основавшего в Калифорнии бородобывающую промышленность.
Состав. $2[Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O]$; CaO 27,2, B_2O_3 50,9, H_2O 21,9 %.
Свойства. Мон. Может находиться в зернистых до плотных агрегатах, раскалывающихся до спайности. Тв. 4—4,5. Пл. 2,42. Блеск стеклянный. Прозрачный. Цвет белый до бесцветного.
Распространение. Встречается в виде прослоев в озерных отложениях третичного возраста. Крупные месторождения располагаются вдоль Фернис-Крик в Долине Смерти (штат Калифорния, США). Ассоциирует с *улекситом*, *бурой* и другими эвапоритами (см. *Минеральные соли*).
Применение. Источник буры.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 414.

КОЛИКИТ — $Mn_7Zn_4(AsO_4)_2(SiO_4)_2(OH)_6$, ромб. Am. Min., *64*, 708; Min. Abst., *31*, 230.

КОЛЛИНСИТ — $Ca_2(Mg, Fe)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 111.

КОЛЛОФАН — плотный, тонкозернистый или аморфный фосфат. См. также: *Апатита группа*; *Аутигенные минералы*; *Минералогия формации Грин-Ривер Минералы оптически одноосные и двуосные.*

КОЛОВРАТИТ — водный ванадат никеля и цинка. Дэна, *II/2*, 499.

КОЛОРАДОИТ (гр. *сфалерита*) — HgTe, куб. М, *I*, 567. Min. Abst., *27*, 306.

КОЛУМБИТ — $(Fe, Mn)Nb_2O_6$, ромб. М, *II/3*, 304.

КОЛУМБИТА — ТАНТАЛИТА ГРУППА — *магноколумбит, манганоколумбит, манганотанталит, ферроколумбит, ферротанталит.* См. также: *Методы окрашивания минералов; Минералы пегматитов; Минералы и самородные элементы черных песков; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

КОЛУСИТ — $Cu_3(As, Sn, V, Fe)S_4$, куб. Am. Min., *55*, 1787; М, *I*, 344.

КОЛЫМИТ — Cu_7Hg_6, куб. Am. Min., *66*, 218; Min. Mag., *43*, 1063; ЗВМО, *109*, 206.

КОЛЬБЕКИТ — $ScPO_4 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *45*, 257; Дэна, *II/2*, 461.

КОЛЬСКИТ — смесь *лизардита* и *сепиолита*. Am. Min., *59*, 212.

КОМАРОВИТ — $(Ca, Mn)Nb_2Si_2O_9(O, F) \cdot 3{,}5H_2O$, ромб. Am. Min., *57*, 1315; ЗВМО, *101*, 284.

КОМБЕИТ — $Na_4Ca_8Si_6O_{16}(OH, F)_2$, триг. Am. Min. *43*, 791; Min. Mag., *31*, 503; М, *II/2*, 209.

КОМПРЕНЬЯСИТ — $K_2U_6O_{19} \cdot 11H_2O$, ромб. Am. Min., *50*, 807; М, *II/3*, 554.

КОНГОЛИТ — $(Fe, Mg, Mn)_3B_7O_{13}Cl$, триг. Am. Min., *57*, 1315.

КОНИНКИТ — $Fe^{3+}PO_4 \cdot 3H_2O$, ромб. (?). Дэна, *II/2*, 161.

КОНИХАЛЬЦИТ — $CaCu(AsO_4)(OH)$, ромб. Am. Min., *36*, 484; Can. Min., *18*, 191; Дэна, *II/2*, 212.

КОННЕЛЛИТ — $Cu_{19}Cl_4(SO_4)(OH)_{32} \cdot 3H_2O$, гекс. Min. Abst., *30*, 320; М, *II/1*, 157.

КОПИАПИТ. Водный сульфат закисного и окисного железа. Название дано в 1845 г. по месту находки близ Копиано (Чили).
Состав. $Fe^{2+}Fe^{3+}_4(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 2H_2O$; Fe^{2+} может замещаться Mg (*магнезиокопиапит* при $Mg > Fe$) или Cu (*купрокопиапит* при $Cu > Fe$), а Fe^{3+} замещается Al с образованием алюмокопиапита.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Кристаллы таблитчатые, но обычно в рыхлых агрегатах или в виде корок. Одно направление совершенной спайности по {010}. Тв. 2,5—3. Пл. 2,1—2,2. Блеск перламутровый. Цвет желтый.
Распространение. Продукт окисления *пирита;* выпадает из кислых шахтных вод.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 734.

КОПИАПИТА ГРУППА — *алюмокопиапит, кальциокопиапит, копиапит, купрокопиапит, магнезиокопиапит, феррикопиапит, цинкокопиапит.*

КОРВУСИТ — $V_2O_4 \cdot 6V_2O_5 \cdot nH_2O$ (?). М, *II/3*, 447.

КОРДЕРОИТ — $Hg_3S_2Cl_2$, куб. Am. Min., *59*, 652.

КОРДИЕРИТ. Алюмосиликат магния. Название дано Люка в 1813 г. в честь французского геолога П. Кордье (1777—1861).

Состав. $4[Mg_2Al_4Si_5O_{18}]$; MgO 13,8, Al_2O_3 34,9, SiO_2 51,3 %. При замещении магния Fe^{2+} переходит в *секанинаит*.

Свойства. Ромб., *Ссст*. Кристаллы часто сдвойникованы. Также в зернистых или массивных агрегатах. Тв. 7—7,5. Пл. 2,66. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Плеохроизм синий. Черта белая. При изменении переходит в *слюду*, *хлорит* и *тальк*.

Распространение. Встречается как акцессорный минерал в богатых алюминием гранитах, кристаллических сланцах, гнейсах и в зонах контактового метаморфизма.

Применение. Кордиерит ювелирного качества известен под названием «водяной сапфир».

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Плеохроичные дворики; Породообразующие минералы; Свойства минералов*.

Лит.: М, *III/2*, 110.

КОРДИЛИТ — $Ba(Ce, La)_2(CO_3)_3F_2$, гекс. Дэна, *II/1*, 339.

КОРЖИНСКИТ — $CaB_2O_4 \cdot H_2O$. Am. Min., *49*, 441; ЗВМО, *93*, 452.

КОРИТНИГИТ — $Zn(AsO_3)(OH) \cdot H_2O$, трикл. Am. Min., *65*, 206.

КОРКИТ. Гидроксилсульфат-фосфат свинца и окисного железа из гр. *бёдантита*. Название дано Адамом в 1869 г. по графству Корк (Ирландия).

Состав. $[PbFe_3(PO_4)(SO_4)(OH)_6]$. Анализы показывают незначительное замещение свинца медью и некоторое преобладание SO_4 над PO_4.

Свойства. Триг., $R3m$. Тв. 3,5—4,5. Пл. 4,295. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет темно-зеленый, желтовато-зеленый до бледно-желтого. Спайность совершенная по {0001}. Одноосный отрицательный, двупреломление слабое, среднее значение показателя преломления 1,93—1,96. Легкорастворим в HCl.

Распространение. Вторичный минерал, образующийся при изменении свинцовых руд. Часто встречается вместе с лимонитом на кремнистых конкрециях в графстве Корк (Ирландия) и с *пироморфитом* и лимонитом в Дернбахе вблизи Монтабаура (ФРГ).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 445.

КОРНВАЛЛИТ — $Cu_5(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *36*, 484; Дэна, *II/2*, 352.

КОРНЕЛИТ — $Fe_2^{3+}(SO_4)_3 \cdot 7H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 626.

КОРНЕРУПИН. Сложный алюмосиликат магния. Название дано Лоренценом в 1884 г. в честь датского геолога Корнерупа.

Состав. $Mg_3Al_6[Si_2O_7(Al, Si)_2SiO_{10}]O_4(OH)$.

Свойства. Ромб. Подобно *силлиманиту* в виде волокнистых и столбчатых агрегатов. Спайность совершенная параллельно граням призмы. Тв. 6,5. Пл. 3,27. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный или белый до коричневого. Железистая разновидность — поделочный камень призматин цвета морской волны.

Распространение. Найден в Гренландии (в р-не Фискернес) в ассоциации с *сапфирином*, *слюдой*, *жедритом* и *кордиеритом*. В ГДР (в районе Вальдгейма) встречается в гранулитах вместе с *альбитом*. Крупные кристаллы известны на о. Мадагаскар.

Применение. Используется как поделочный камень.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *III/1*, 290.

КОРНЕТИТ — $Cu_3(PO_4)(OH)_3$, ромб. Дэна, *II/2*, 192.

КОРНУБИТ — $Cu_5(AsO_4)_2(OH)_4$, трикл. Am. Min., *44*, 1321; Min. Mag., *32*, 1; ЗВМО, *89*, 78.

КОРОНАДИТ — $Pb(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$, тетр. (?). Min. Abst., *27*, 253; М, *II/3*, 212. См. также: *Рудная микроскопия*.

КОРРЕНСИТ. Гидроксилалюмосиликат магния и железа, предположительно близкий к *хлоритам*, но набухающий в глицерине. Название дано Липманом в 1954 г. в честь К. Корренса, профессора петрографии осадочных пород в Геттингене.

Состав. Минерал достоверно не охарактеризован, но Вивальди и Мак-Эван считают, что истинному *корренситу* должна отвечать наблюдавшаяся в корренсите из Италии и Франции упорядоченная смешанослойная структура типа 1 : 1, состоящая из слоев *хлорита* и *вермикулита*.

Распространение. На севере Европы в ассоциации с *хлоритом*, Монте-Чьяво (Италия) — с *вермикулитом*. Также в Периньи (деп. Юра, Франция).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Глины, минералы глин*.

Лит.: ДХЗ, *3*, 170.

КОРУНД. Оксид алюминия. Название дано Гревиллем в 1798 г. от наименования минерала на санскрите kauruntaka.

Состав. Al_2O_3. Рубин (прозрачная красная разновидность) содержит в умеренном количестве Cr_2O_3 (0,7—2,6 вес. %). Сапфир — прозрачный синий корунд. Восточный изумруд — зеленый корунд.

Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Тв. 9. Пл. 3,98—4,01. Цвет белый, серый, синий, красный, желтый, зеленый. Черта бесцветная. Слабо окрашен в шлифах. Спайность отсутствует, но в некоторых образцах наблюдается базальная или ромбоэдрическая отдельность. Хорошо развитые кристаллы обычно имеют вид гексагональных дипирамид и призм. Оптические свойства: $n_o = 1{,}759 \div 1{,}763$; $n_e = 1{,}767 \div 1{,}772$. γ-Al_2O_3 имеет кубическую структуру типа шпинели. В небольших количествах обычно присутствует окисное железо.

Распространение. Нефелин-сиенитовые пегматиты в Банкрофте (пров. Онтарио, Канада), наждак (смесь магнетита и/или *шпинели* с корундом) в комплексе Кортландт (штат Нью-Йорк, США). Основная масса драгоценных разновидностей находится в россыпных месторождениях. *Корунд* часто ассоциирует с *магнетитом*, *слюдой*, *хлоритом*, *нефелином*, *серпентином*, *шпинелью*, *бёмитом*, *диаспором* и *гиббситом*.

Применение. Как абразивные материалы и как драгоценные камни. Синтетический Al_2O_3 с присадками применяется в лазерах.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Абразивные материалы; Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Геммология; Жад; Кристаллография морфологическая; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералогия портландцемента; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы метеоритов; Минералы оптически*

одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Окраска минералов; Породообразующие минералы; Свойства минералов; Синтетические минералы; Топотаксия; Шкала твердости Мооса.
Лит.: М, *II/2*, 63.

КОРУНДОФИЛЛИТ (гр. *хлорита*) — $(Mg, Fe^{2+}, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$. ДХЗ, *3*, 172. Min. Mag., *30*, 277.

КОСМОХЛОР = *Юриит.*

КОСТИБИТ — CoSbS, ромб. Am. Min., *55*, 10; ЗВМО, *100*, 81.

КОСТОВИТ — $CuAuTe_4$, мон. Am. Min., *51*, 29; ЗВМО, *96*, 69.

КОТОИТ — $Mg_3B_2O_6$, ромб. Дэна, *II/1*, 388.

КОТУЛЬСКИТ — Pd(Te, Bi), гекс. Am. Min., *48*, 1181; Min. Mag., *35*, 815; ЗВМО, *92*, 568.

КОТУННИТ. Хлорид свинца. Название дано Монтичелли и Ковелли в 1825 г. в честь Д. Котуньо (1736—1822), профессора анатомии в университете Неаполя.
Состав. $4[PbCl_2]$. Ромб.
Распространение. Первоначально был найден на Везувии в виде продукта сублимации. Встречается также в ассоциации с *церусситом*, *англезитом*, *матлокитом* и другими вторичными минералами как продукт изменения *галенита* в условиях засушливого климата и засоленности; развивается на старинных изделиях из свинца, находящихся в морской воде.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/1*, 183.

КОУТЕКИТ — Cu_5As_2, гекс. Am. Min., *46*, 467; М, *1*, 114.

КОФФИНИТ. Силикат урана из гр. *уранофана*, часто с большим содержанием гидроксила. Название дано Розенвейгом, Грюнером и Гардинером в 1954 г. в честь Р. Коффина, первого исследователя урановых и ванадиевых месторождений на плато Колорадо.
Состав. $U(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$.
Свойства. Тетр. Кристаллы редки. Большей частью в виде почковидных агрегатов в смеси с другими минералами урана. Метамиктный. Тв. 5—6. Наибольшая измеренная плотность составляет 5,1, но плотность чистого $USiO_4$ намного выше. Изоструктурен с *цирконом* и *торитом*.
Распространение. Обычно в ассоциации с *уранинитом* как составная часть урановых руд типа Колорадо. Обычно встречается в виде тонкозернистой массы в смеси органического вещества и других минералов, таких как *пирит*, *барит*, *галенит*, *кобальтин* и *вюртцит*. Почти все рудные тела в районе Амброзиа-Лейк (штат Нью-Мексико, США) состоят из «загрязненной органикой» песчаников такого типа, насыщенных *коффинитом*.
Применение. Важная руда урана в США.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия; Рудные минералы.*
Лит.: М, *III/1*, 140.

КОХРОМИТ — $(Co, Ni, Fe^{2+})(Cr, Al)_2O_4$, куб. Am. Min., 65, 811; Min. Mag., 43, 1059.

КОЦУЛИТ (гр. *амфиболов*) — $Na_3Mn_4(Fe, Al)Si_8O_{22}\cdot(OH, F)_2$, мон. Am. Min., *55*, 1815; *63*, 1036; М, *III/3*, 261.

КОЭСИТ — SiO_2, мон. JGR, *67*, 419; Science, *140*, 991; М, *II/2*, 235. См. также: *Коэсит и стишовит.*

КРАЙСЛИТ — $Mn_{24}Zn_4(AsO_4)_4(SiO_4)_8(OH)_{12}$, гекс. Am. Min., *63*, 938; Min. Abst., *30*, 170.

КРАЙТОНИТ = железосодержащий *ганит.*

КРАМЕРИТ = *Пробертит.*

КРАНДАЛЛИТ (гр. *крандаллита*) — $CaAl_3[PO_3(O, OH)]_2(OH)_6$, триг. Am. Min., *65*, 953; Min. Abst., *27*, 229.

КРАНДАЛЛИТА ГРУППА — *крандаллит, вейлендит, горсейксит, гояцит, дюссертит, заирит, люсюнгит, плюмбогуммит, флоренсит, эйлеттерсит.* Дэна, *II/2*, 246.

КРАТОХВИЛИТ — $C_{13}H_{10}$, ромб. Am. Min., *23*, 667; Min. Mag., *25*, 635.

КРАУЗИТ — $KFe^{3+}(SO_4)_2\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 1929; Дэна, *II/1*, 547.

КРАУСКОПФИТ — $BaSi_2O_5\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 314; М, *III/2*, 531.

КРАУТИТ — $Mn(H_2O)(AsO_3OH)$, мон. Am. Min., 64, 1248; Bull. Soc. Fr., *98*, 78.

КРЕДНЕРИТ. Оксид меди и марганца. Название дано Раммельсбергом в 1847 г. в честь К. Креднера (1809—1876), горного инженера и минералога.
Состав. $CuMn_2O_4$.
Свойства. Мон. (псевдогекс.). В виде пластинок. Тв. 4. Пл. 4,9—5,1. Блеск металлический. Цвет железисто-черный до серо-стального. Черта черная или коричневая.
Распространение. Во Фридрихсроде (ФРГ) в сростках с псиломеланом, *малахитом*, *фольбортитом*, *баритом*, *кальцитом* и вадом.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 401.

КРЕМЕНЬ — см. *Халцедон.*

КРЕМЕРЗИТ — $(NH_4, K)_2FeCl_5\cdot H_2O$, ромб. М, *III/1*, 258.

КРЁНКИТ — $Na_2Cu(SO_4)_2\cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 526.

КРЕННЕРИТ. Теллурид золота. Название дано Рэтом в 1877 г. в честь венгерского минералога Креннера.
Состав. $AuTe_2$. Au в небольшом количестве замещается Ag.
Свойства. Ромб., *Pma*2. Короткопризматические кристаллы. Тв. 2—3. Пл. 8,6. Блеск металлический. Цвет серебристо-белый до латунно-желтого.
Распространение. Встречается в Трансильвании (Румыния) в ассоциации с *кварцем* и *пиритом*; известны также находки в Калгурли и Мулгабби (Западная Австралия), в Монбрей-Тауншип (пров. Квебек, Канада) и в районе Крипл-Крик (штат Колорадо, США).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *I*, 583.

КРЕСТМОРИТ — смесь *тоберморита* и *вилкеита.* Am. Min., *39*, 405.

КРИБЕРГИТ — $Al_5(PO_4)_3(SO_4)(OH)_4\cdot 2H_2O$ (?). Дэна, *II/2*, 445.

КРИДИТ. Водный фторосульфат кальция и алюминия. Название дано Ларсеном и Уэллсом в 1916 г. по месту

первой находки вблизи Крида (округ Минерал, штат Колорадо, США).
Состав. $4[Ca_3Al_2(SO_4)(F, OH)_{10}\cdot 2H_2O]$.
Свойства. Мон., $C2_1/c$. Призматические кристаллы, радиально-лучистые агрегаты, друзы или включения зерен. Совершенная спайность по {100}. Блеск стеклянный. Бесцветный до белого, редко пурпурный. Прозрачный.
Распространение. Найден в оловоносных жилах Колкири (Боливия), в США в жилах с *баритом* в районе первой находки и с *флюоритом* и *кварцем* в округе Най (штат Колорадо).

К. ФРЕЙ

Лит., М, *II/1*, 98.

КРИЗЕЙИТ — $Pb_2Cu_2Fe_2Si_5O_{17}\cdot 6H_2O$, ромб. Am. Min., *61*, 503; Min. Mag., *49*, 227.

КРИНОВИТ — $NaMg_2CrSi_3O_{10}$, трикл. Am. Min., *54*, 578; Science, *161*, 786; М, *III/2*, 573. См. также: *Минералы метеоритов*.

КРИОЛИТ. Фторид натрия и алюминия. Название дано Абильдгордом в 1799 г. от греч. «лед» и «камень» (по ассоциации с внешним видом минерала).
Состав. $2[Na_3AlF_6]$; Na 32,8, Al 12,8, F 54,4 вес. %. Родственными минералами являются *криолитионит*, изоструктурный с *гранатами*, и *хиолит*.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Обычно массивные агрегаты. Тв. 2,5. Пл. 2,95—3,0. Блеск стеклянный до жирного. Прозрачный до полупрозрачного. Показатель преломления близок к показателю преломления воды, так что погруженный в воду измельченный минерал кажется невидимым. Бесцветный до белого.
Распространение. Единственным значительным месторождением является Ивигтут (Гренландия), где *криолит* находится в гранитах в виде крупных жилоподобных скоплений вместе с *сидеритом*, *галенитом*, *сфалеритом* и *халькопиритом*.
Применение. Для производства некоторых сортов стекла и фарфора; как флюс при получении металлического алюминия и для очистки металлических поверхностей.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы пегматитов*.
Лит.: М, *II/1*, 39.

КРИОЛИТИОНИТ — $Na_3Li_3Al_2F_{12}$, куб. Min. Abst., *28*, 46; М, *II/1*, 52.

КРИПТОГАЛИТ — $(NH_4)_2SiF_6$, куб. М, *II/1*, 33.

КРИПТОМЕЛАН — $K(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16}$, мон. Am. Min., *27*, 607; Min. Abst., *27*, 253; М, *II/3*, 202.

КРИСТИТ — $TlHgAsS_3$, мон. Am. Min., *62*, 421; Krist., *144*, 367.

КРИСТОБАЛИТ. Высокотемпературная полиморфная модификация *кварца*, образующаяся при нагревании тридимита выше 1470 °С и существующая при последующем охлаждении как метастабильная форма. Название дано фон Ратом в 1886 г. по месту находки Серро-Сан-Кристобаль (Мексика).
Состав. $4[SiO_2]$.
Свойства. Может существовать в одной из двух форм. Высокий кристобалит (β-*кристобалит*), куб., образуется из *тридимита* в интервале температур от 1470 °С до точки плавления; становится метастабильным при охлаждении до 268 °С, когда он превращается в низкий *кристобалит* (α-*кристобалит*), тетр. Тв. 6,5. Пл. 2,2—2,3. Спайность отсутствует. Цвет белый. Полисинтетическое двойникование. Черта белая. Средние значения показателя преломления α-*кристобалита* 1,482—1,487. Растворим в HF и расплаве щелочей (опаловые разновидности растворяются в растворах щелочей).
Распространение. Крупнокристаллический *кристобалит* встречается в высокотемпературных магматических породах. Также в виде плотных агрегатов, корок и натеков скрытокристаллического опаловидного вещества. Волокнистая разновидность α-*кристобалита*, люссатин, обычно встречается в риолитах и кислых лавах. Часто ассоциирует с *тридимитом*, *кварцем* или *санидином*.

У. ХИЛЛ

См. также: *Кварца группа; Минералогия Луны; Минералогия портландцемента; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Опал; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Свойства минералов*.
Лит.: М, *II/2*, 210.

КРИЧТОНИТ (гр. *кричтонита*) — (Sr, TR, Pb)(Ti, Fe, Mn)$_{21}O_{38}$, триг. Am. Min., *61*, 1203; *63*, 28; М, *II/3*, 278.

КРОЙЦБЕРГИТ = *Флюеллит*. Am. Min., *51*, 1579.

КРОКИДОЛИТ — асбестовидный *рибекит*.

КРОКОИТ. Хромат свинца. Название дано Бёданом в 1832 г. от греч. krokos — шафран (по цвету).
Состав. $4[PbCrO_4]$; PbO 68,9, CrO_3 31,1 %.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Обычно в виде тонких кристаллов с вертикальной штриховкой или в виде шестоватых агрегатов; бывает также зернистым. Тв. 2,5—3. Пл. 5,9—6,1. Блеск алмазный. Полупрозрачный. Цвет яркий оранжево-красный.
Распространение. Редкий минерал, находимый в железных шляпах (зонах окисления) свинцовых месторождений в местах, где жилы пересекают вмещающие породы, содержащие хром.
Применение. Промышленного значения не имеет, так как слишком редок, но представляет интерес для коллекционеров благодаря своему необычному внешнему виду.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 21.

КРОНСТЕДТИТ. Гидроксилсиликат железа из гр. *каолинита — серпентина*. Название дано Штейманном в 1821 г. в честь шведского минералога и химика А. Кронстедта.
Состав. $(Fe^{2+}_2Fe^{3+})(SiFe^{3+})O_5(OH)_4$.
Распространение. В Чехословакии, Великобритании (Корнуолл), Бразилии (Конгонас-ду-Кампу, штат Минас-Жерайс); обычно ассоциирует с лимонитом и *кальцитом* в жилах, содержащих руды серебра.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв*.
Лит.: ДХЗ, *3*, 191.

КРОССИТ — *амфибол*, промежуточный член ряда *глаукофан — рибекит*. См. также: *Клинопироксены*.

КРУКЕСИТ — $(Cu, Tl, Ag)_2Se$, тетр. Am. Min., *35*, 337; М, *I*, 553.

КРУПКАИТ — $PbCuBi_3S_6$, ромб. Am. Min., *60*, 300, 737; *61*, 15.

КРУТАИТ (гр. *пирита*) — $CuSe_2$, куб. Am. Min., *59*, 210.

КРУТОВИТ — $Ni_{1-x}As_2$, куб. Am. Min., *62*, 173; ЗВМО, *105*, 59.

КРЫЖАНОВСКИТ — $Fe^{3+}_3(OH)_3(PO_4)_2$, ромб. Am. Min., *56*, 1; Min. Mag., *43*, 789. См. также: *Минералы пегматитов.*

КСАНТИОЗИТ — $Ni_3(AsO_4)_2$, мон. Am. Min., *50*, 2108; Min. Mag., *35*, 72.

КСАНТОКОНИТ — Ag_3AsS_3, мон. М, *I*, 328.

КСАНТОКСЕНИТ — $Ca_4Fe^{3+}_3(OH)_2(H_2O)_3(PO_4)_4$, мон. или трикл. Am. Min., *64*, 466; Дэна, *II/2*, 415. См. также: *Минералы пегматитов.*

КСАНТОСИДЕРИТ = *Гётит.*

КСАНТОФИЛЛИТ = *Клинтонит.*

КСЕНОТИМ. Фосфат иттрия. Название дано Бёданом в 1832 г. от греч. xenos — пустой, напрасный и timao — почитать, ценить (в знак того, что иттрий в минерале был ошибочно принят за новый элемент).

Состав. YPO_4; причем иттрий может замещаться редкоземельными элементами, особенно эрбием; может содержать уран или торий.

Свойства. Тетр. Кристаллы преимущественно призматические, напоминающие по габитусу *циркон*. Тв. 4—5. Пл. 4,25 (для чистого YPO_4). Блеск стеклянный. Окраска бледная, желтоватая. Иногда бывает метамиктным. Одноосный положительный, $n_o = 1{,}721$; $n_e = 1{,}816$. Изоструктурен с *цирконом* и *торитом*.

Распространение. Широко распространен в качестве акцессорного минерала в гранитных породах, а также в виде более крупных кристаллов в гранит-пегматитах. Распространенный обломочный минерал. Встречается с *монацитом*, *цирконом*, *рутилом* и *магнетитом*.

А. ПАБСТ

См. также: *Минералы пегматитов; Минералы и самородные металлы черных песков; Плеохроичные дворики.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 72.

КСИНГЦХОНГИТ — (Ir, Cu, Rh) S, куб. (?). Am. Min., *61*, 185.

КСОКОМЕКАТЛИТ — $Cu_3(TeO_4)(OH)_4$, ромб. Am. Min., *61*, 504; Min. Mag., *40*, 221.

КСОНОТЛИТ. Гидроксилсиликат кальция. Название дано по месту находки Тетела-де-Ксонотла (Мексика).

Состав. $Ca_6Si_6O_{17}(OH)_2$.

Свойства. Мон., *P2/a*. Массивные, спутанно-волокнистые или игольчатые агрегаты. Спайность в одном направлении. Тв. 6,5. Пл. 2,7. Белый, серый или розовый.

Распространение. В серпентините или в контактовых зонах, как в Береговых хребтах (штат Калифорния, США) и на п-ове Босо (Япония).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *III/3*, 344.

КТЕНАСИТ — $(Cu, Zn)_3(SO_4)(OH)_4 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 446; Min. Mag., *41*, 65.

КУБАНИТ — $CuFe_2S_3$, ромб. М, *I*, 368. См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Рудная микроскопия.*

КУЗИНИТ — $MgU_2Mo_2O_{13} \cdot 6H_2O$ (?). Am. Min., *44*, 910; ЗВМО, *89*, 69.

КУКЕИТ. Гидроксилалюмосиликат лития из гр. *хлорита*. Название дано Г. Брушем в 1866 г. в честь химика и минералога Дж. Кука.

Состав. $4[LiAl_4(Si_3Al)O_{10}(OH)_8]$.

Распространение. Часто встречается в виде перламутровой корочки на кристаллах розового *эльбаита*, продуктом изменения которого он, по-видимому, и является. Часто в виде продукта изменения *турмалина* и повсеместно в пегматитах как минерал поздней стадии. Встречается с *турмалином* и *лепидолитом* в районе Хиброна, на горе Майка (Канада) и в районе Бакфилда (штат Мэн) и в Хаддам-Неке (штат Коннектикут, США).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Глины, минералы глин; Минералы пегматитов; Хлорита группа.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 169.

КУЛАНИТ — $Ba(Fe, Mn, Mg, Ca)_2(Al, Fe)_2(PO_4)_3(OH)_3$, трикл. Am. Min., *62*, 174; Can. Min., *14*, 127.

КУЛКЕИТ (тальк-клинохлоровый смешанослойный силикат) — $Mg_8Al(Si_7Al)O_{20}(OH)_{10}$, мон. Am. Min., *66*, 218.

КУЛЛЕРУДИТ (гр. *марказита*) — $NiSe_2$, ромб. Am. Min., *50*, 520; ЗВМО, *94*, 669.

КУЛЬСОНИТ (гр. *шпинели*) — $Fe^{2+}V^{3+}_2O_4$, куб. Am. Min., *47*, 1284; М, *II/3*, 94.

КУМЕНГИТ — $Pb_{19}Cu_{24}Cl_{42}(OH)_{44}$, тетр. Min. Mag., *43*, 901; М, *II/1*, 202.

КУММИНГТОНИТ. Гидроксилсиликат магния и железа, член гр. *амфиболов*. Название дано Дьюи в 1824 г. по месту находки в Каммингтоне (штат Массачусетс); название «амозит» составлено из первых букв Asbestos Mines of South Africa (асбестовые месторождения Южной Африки), а «монтазит» — торговое название волокна высшего качества, от месторождения Монтана близ Питерсбурга (пров. Трансвааль, ЮАР).

Состав. $(Mg, Fe^{2+})_7Si_8O_{22}(OH)_2$; MgO 25—0, FeO 6—47 Si 47—53, H_2O 1,5—2,5 вес. %. Название *грюнерит* применяется к членам ряда с высоким содержанием железа.

Свойства. Мон., *C2/m*. Тв. 5,6. Пл. 3,10—3,60. Блеск, матовый или перламутровый, редко стеклянный. Цвет серый, зеленый или коричневый. Габитус призматический или волокнистый. Спайность хорошая по {110}; угол (110) : $(1\bar{1}0) \approx 55°$. Очень часто простое или полисинтетическое двойникование по {100}. Черта белая. Показатели преломления $n_p = 1{,}635 \div 1{,}696$, $n_m = 1{,}644 \div 1{,}709$, $n_g = 1{,}655 \div 1{,}729$; $2V = 65 \div 96°$; $N_g : c = 10 \div 21°$. Бесцветный до светло-зеленого или светло-коричневого в шлифах. Плеохроизм: $N_p = N_m$ — бесцветный, N_g — светло-коричневый. Нерастворим в кислотах, кроме HF, растворим в расплаве Na_2CO_3. Возможно ограниченное замещение Fe^{2+} на Mn и в незначительных количествах Si на Al. Богатые железом составы относятся к *грюнериту*, граница проводится по составу с 70 % $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$ (этот состав приблизительно отвечает смене оптического знака с положительного для *куммингтонита* на отрицательный для *грюнерита*).

Распространение. Является обычным минералом в амфиболитах, образованных по основным магматическим породам при региональном метаморфизме; нередко встречается в гибридных породах среднего состава; в качестве первичного минерала встречается в некоторых дацитах. *Грюнерит* является характерным

минералом метаморфизованных железорудных отложений. *Куммингтонит* часто встречается в ассоциации с *роговой обманкой*, *антофиллитом*, *плагиоклазом*; *грюнерит* ассоциирует с *фаялитом*, *геденбергитом* и *альмандином*.

Применение. Волокнистые разновидности используются как асбест; названия «амозит» и «монтазит» относятся соответственно к более грубому железистому и более мягкому магнезиальному волокнистым материалам, имеющим промышленное значение.

Р. ХАУИ

См. также: *Амфиболы; Минералы оптически одноосные и двуосные; Порядок—беспорядок.*

Лит.: М, *III/3*, 35.

КУНЦИТ — сиреневая ювелирная разновидность *сподумена*. М, *III/2*, 401. См. также: *Минералы пегматитов.*

КУПЕРИТ — (Pt, Pd)S, тетр. Am. Min., *63*, 832; М, *I*, 237.

КУПЛЕТСКИТ (гр. *астрофиллита*) — $(K, Na)_3(Mn^{2+}, Fe)_7(Ti, Nb)_2Si_8O_{24}(O, OH)_7$, трикл. Am. Min., *42*, 118; М, *III/1*, 654.

КУПРИТ. РУБИНОВАЯ МЕДЬ. Оксид меди. Название дано Гейдингером в 1845 г. от лат. cuprum — медь. Разновидность с удлиненными кубическими и нитевидными кристаллами носит название «халькотрихит», или «бархатная медь».

Состав. Cu_2O.

Свойства. Куб., *Pn3m*. Тв. 3,5—4. Пл. 6,1. Окрашен в различные оттенки красного цвета.

Распространение. Верхние окисленные части медеиосных жил, где ассоциирует с лимонитом, *самородной медью*, *азуритом*, *малахитом* и *хризоколлой*.

Применение. Руда меди.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Метод паяльной трубки; Псевдоморфизм; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *II/2*, 13.

КУПРОАРТИНИТ — $(Cu, Mg)_2(CO_3)(OH)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 886; Min. Abst., *31*, 229.

КУПРОАУРИД = *Аурикуприд.*

КУПРОБИСМУТИТ — $Cu_{10}Bi_{12}S_{23}$, мон. Min. Abst., *27*, 23, 300; М, *I*, 421.

КУПРОГИДРОМАГНЕЗИТ — $(Cu, Mg)_2(CO_3)_4(OH)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 886; Min. Abst., *31*, 229.

КУПРОКОПИАПИТ — $CuFe_4(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$, трикл. Дэна, *II/1*, 724.

КУПРОПАВОНИТ — $PbAgCu_2Bi_5S_{10}$, мон. Bull. Min., *102*, 351; Can. Min., *18*, 181.

КУПРОРИВАИТ — $CaCuSi_4O_{10}$, тетр. Am. Min., *47*, 409.

КУПРОСКЛОДОВСКИТ. Водный силикат уранила и меди. Название дано Бутгенбахом в 1933 г. по предполагаемой близости минерала к *склодовскиту*, но с заменой MgO на CuO.

Состав. $Cu(UO_2)_2Si_2O_6(OH)_2 \cdot 5H_2O$. Трикл. Не изоморфен со *склодовскитом*. Сильнорадиоактивен.

Распространение. В р-не Большого Медвежьего озера (Канада) в виде вторичного минерала, образовавшегося при изменении урановых смолок, в ассоциации с *казолитом* и *скупитом*. Первоначально был найден в пров. Шаба (Заир). Известен также в Чехословакии.

Применение. Второстепенная руда урана.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит., М, *III/1*, 243.

КУПРОСТИБИТ — $Cu_2(Sb, Tl)$, тетр. Am. Min., *55*, 1810; ЗВМО, *99*, 72.

КУПРОТУНГСТИТ — $Cu_2(WO_4)(OH)_2$. Дэна, *II/2*, 550; Min. Mag., *43*, 448.

КУПРОУРАНИТ = *Торбернит.*

КУПРОШПИНЕЛЬ. Оксид меди и железа из магнетитового ряда гр. *шпинели*.

Состав. $CuFe_2O_4$. Куб.

Распространение. Обнаружена в виде сростков с *гематитом* в сильно окисленном материале рудных отвалов в пров. Ньюфаундленд (Канада).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Шпинели группа.*

КУРАМИТ — Cu_3SnS_4, тетр. Am. Min., *65*, 1067; Min. Abst., *31*, 496; ЗВМО, *108*, 564.

КУРАНАХИТ — $PbMnTeO_6$, ромб. Am. Min., *61*, 339; ЗВМО, *104*, 310.

КУРГАНТАИТ — $(Sr, Ca)_2B_4O_8 \cdot H_2O$ (?). Am. Min., *40*, 941.

КУРНАКОВИТ — $Mg_2B_6O_{11} \cdot 15H_2O$, трикл. Дэна, *II/1*, 425; Min. Abst.; *28*, 260.

КУРТИЗИТ — $C_{22}H_{14}$, ромб. Am. Min., *61*, 1055; Chem. Geol., *16*, 245.

КУРУМСАКИТ — $(Zn, Ni, Ca)_8Al_8V_2Si_5O_{55} \cdot 27H_2O$ (?). Am. Min., *42*, 583; ЗВМО, *84*, 343.

КУРЧАТОВИТ — $Ca(Mg, Mn)B_2O_5$, ромб. Am. Min., *51*, 1817; Min. Abst., *29*, 25; ЗВМО, *96*, 72.

КУСПИДИН — $Ca_4Si_2O_7(F, OH)_2$, мон. RRW, 159; Winchell, *II*, 480; М, *III/1*, 803.

КУСУИТ — $(Ce^3, Pb^{2+}, Pb^{4+})VO_4$, тетр. Am. Min., *62*, 1058; Bull. Soc. Fr., *100*, 39.

КУТИНАИТ — Cu_2AgAs, куб. Am. Min., *55*, 1083; ЗВМО, *100*, 615.

КУТНАГОРИТ. Карбонат кальция и магния. Название дано Быковским в 1901 г. по карьеру Кутна Гора (Чехословакия). Относится к гр. *доломита*. Структура упорядоченная. По составу промежуточный между *кальцитом* и *родохрозитом*.

Состав. $2[Ca(Mn, Mg, Ca, Fe)(CO_3)_2]$; изменчив, типичные пределы колебаний: CaO 24—28, MgO 2—6, MnO 23—28, FeO 1—5, CO_2 41—42 вес. %.

Свойства. Триг. По физическим свойствам близок к другим минералам гр. *доломита*, например к *родохрозиту*. Пл. 3,0—3,1. Встречается редко. В виде зернистых или массивных агрегатов, раскалывающихся по спайности. Цвет белый до бледно-розового.

Распространение. Встречается в карбонатных жилах. Известен в Чехословакии и в районе Франклина (штат Нью-Джерси, США).

Л. УИЛСОН

Лит.: Дэна, *II/1*, 261.

КХАДЕМИТ = *Ростит*. Min. Abst., *30*, 424; ЗВМО; *103*, 244.

КХИНИТ — $Cu_3PbTeO_4(OH)_6$, ромб. Am. Min., *63*, 1016; Min. Mag., *43*, 1062.

КЮРЕТОНИТ — $Ba_4Al_3Ti(PO_4)_4(O, OH)_6$, мон. Min. Abst., *31*, 495; Min. Rec., *10*, 219.

КЮРИТ. Водный оксид свинца и урана. Название дано Скупом в 1921 г. в честь П. Кюри (1859—1906) французского физика, известного своими работами в области радиоактивности.

Состав. $2PbO \cdot 5UO_3 \cdot 4H_2O$.

Свойства. Ромб. Обычно в виде псевдоморфоз по *уранониту*. Цвет оранжево-красный. Черта оранжевая. Тв. 4—5. Пл. 7,2. Блеск алмазный. Сильнорадиоактивен.

Распространение. Редкий, встречается в виде продукта окисления *уранинита*, ассоциирует с *торбернитом*, *соддиитом*, *фурмарьеритом*, *склодовскитом* и другими вторичными минералами урана в Казоло (пров. Шаба, Заир).

Д. СПЕЙДЕЛ

КЮРЬЕНИТ — $Pb(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *54*, 1220.

КЮСТЕРИТ = *Куспидин*.

Л

ЛАБРАДОР. Алюмосиликат кальция и натрия, гр. *полевых шпатов*. Наименование дано Вернером в 1780 г. и связано с названием местности на побережье Лабрадора.
Состав. (Ca, Na)[(Al, Si)$AlSi_2O_8$].
Некоторое количество (Ca, Na) может замещаться K. Состав *лабрадора* в изоморфном ряду *плагиоклазов* определяется в диапазоне между Ab_{30}—Ab_{50} и An_{50}—An_{70}.
Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Обычно встречается в виде сплошных кристаллических агрегатов с проявлением спайности или лейстовидных зерен. Кристаллы сдвойникованы по альбитовому, карлсбадскому или периклиновому закону. Спайность по {001} и {010}. Тв. 2,7. Пл. 6,0. Блеск стеклянный до перламутрового. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет от белого, серого до черного. Иногда иризирует, проявляя характерную красивую игру ярких цветов.
Распространение. Широко известный породообразующий минерал, встречается в виде фенокристаллов и основной массы в базальтах. Важный компонент габбро, диабазов и многих анортозитов. Присутствует в контактовых метаморфических породах (роговики), регионально-метаморфизованных кремнистых мраморах и в виде обломочных зерен в некоторых аркозах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология; Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы; Полевые шпаты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 112.

ЛАБУНЦОВИТ — (K, Ba, Na)(Ti, Ni)(Si, $Al)_2(O, OH)_7 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *41*, 163; M, *III/2*, 68. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ЛАВЕНДУЛАН — $NaCaCu_5(AsO_4)_4Cl \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *42*, 123; Дэна, *II/2*, 146.

ЛАВРЕНСИТ — (Fe, Ni)Cl_2, триг. M, *II/1*, 207. См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Электронно-зондовый микроанализ.*

ЛАВРОВИТ = *Хромдиопсид*. Am. Min., *65*, 814.

ЛАВСОНИТ. Водный алюмосиликат кальция. Назван Рэнсоном в 1895 г. в честь А. Лавсона.
Состав. $4[CaAl_2Si_2O_7(OH)_2 \cdot H_2O]$.
Свойства. Ромб., *Cmm*. Часто проявляет полисинтетическое двойникование. Тв. 8. Пл. 3,09. Блеск стеклянный до жирного. Полупрозрачный. Цвет бледно-голубой до бесцветного. Черта белая.
Распространение. Встречается в виде зерен в метаморфических породах, в особенности характерен для глаукофановых сланцев, присутствует и в секущих эти сланцы жилах; он ассоциирует с пумпеллиитом или замещается им. Главные находки — в районе зал. Сан-Франциско (штат Калифорния, США), на о. Сулавеси (Индонезия), на о. Корсика (Франция), в горах Канто (Япония).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*
Лит.: M, *IIII1*, 681.

ЛАЗАРЕВИЧИТ = *Арсенсульванит*. Am. Min., *46*, 465.

ЛАЗУЛИТ. Гидроксилфосфат магния и алюминия. Название, данное Клепротом в 1795 г., происходит от немецкого слова, означающего «голубой камень».
Состав. $2[MgAl_2(PO_4)_2(OH)_2]$. Крайний член полного ряда *лазулит—скорцалит* $2[FeAl_2(PO_4)_2(OH)_2]$.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Обычно сплошные зернистые до плотных агрегаты. Тв. 5,5—6. Пл. 3,0—3,1. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет лазурно-голубой. Черта белая.
Распространение. Редкий минерал. Обычно встречается в пегматитах, кварцитах и в кварцевых жилах в метаморфических породах. Часто в ассоциации с *кианитом*, *андалузитом*, *корундом* и *рутилом*. Хорошие кристаллы найдены в Церматте, Вале (Швейцария), в Зальцбурге (Австрия) в Даттасе (штат Минас-Жерайс, Бразилия), на горе Грейвс (штат Джорджия, США).
Применение. Второстепенный поделочный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 332.

ЛАЗУРИТ. Сложный алюмосиликат кальция и натрия, гр. *содалита*. Название дано Брёггером в 1890 г. за сходство по цвету с *азуритом* и является устаревшим синонимом *азурита*.
Состав. $(Na, Ca)_8(Al, Si)_{12}O_{24}(S, SO_4)$.
Свойства. Куб., $P\bar{4}3m$. Обычно в виде плотных агрегатов. Тв. 5—5,5. Пл. 2,40—2,45. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет ярко-синий до зеленовато-голубого.
Распространение. Редкий минерал, который обычно встречается в кристаллических известняках. Ляпис-лазурью обычно называют смесь *лазурита* с *кальцитом*, а также с *пироксеном* и другими силикатами.
Применение. Используется как поделочный камень, в художественной мозаике. Ляпис-лазурь ценится как материал для художественных изделий и как декоративный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Геммология; Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные пигменты и наполнители.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 327.

ЛАЙТАКАРИИТ — $Bi_4(Se, S)_3$, триг. Am. Min., *47*, 806; Can. Min., *18*, 353; M, *I*, 546.

ЛАЙХУНИТ — $Fe^{3+}Fe^{2+}_{0,6}SiO_4$, ромб. Am. Min., *62*, 1058.

ЛАКРУАИТ — $NaAl(PO_4)(F, OH)$, мон. Am. Min., *57*, 1914; Дэна, *II/2*, 184. См. также: *Минералы пегматитов.*

ЛАМПРОБОЛИТ = *Роговая обманка.*

ЛАМПРОФИЛЛИТ — $Na_2(Sr, Ba)_2Ti_3(SiO_4)_4(OH, F)_2$, мон. RRW, 339; M, *III/1*, 638.

ЛАНАРКИТ — $Pb_2(SO_4)O$, мон. Дэна, *II/1*, 648.

ЛАНГБАНИТ — $(Mn^{2+}, Ca)_4(Mn^{3+}, Fe^{3+})_9SbSi_2O_{24}$, триг. Am. Min., *55*, 1496.

ЛАНГБЕЙНИТ — $K_2Mg_2(SO_4)_3$, куб. Дэна, *II/1*, 512; Min. Abst., *30*, 353. См. также: *Минеральные соли.*

ЛАНГИСИТ — (Co, Ni)As, гекс. Am. Min., *57*, 1910; Can. Min., *9*, 597; ЗВМО, *99*, 81.

ЛАНГИТ — $Cu_4(SO_4)(OH)_6 \cdot 2H_2O$, ромб. Дэна, *II/2*, 689.

ЛАНДАУИТ (гр. *криптонита*) — $Na[MnZn_2(Ti, Fe)_6Ti_{12}]O_{38}$, псевдотриг. Can. Min., *16*, 23; Am. Min., *63*, 28; M, *II/3*, 432.

ЛАНДЕЗИТ — $Mn^{2+}_2Fe^{3+}(H_2O)(OH)_2(PO_4)_2$, ромб. Am. Min., *49*, 1122; Min. Mag., *43*, 789; Дэна, *II/2*, 180.

ЛАНДСБЕРГИТ = *Мошеландсбергит.*

ЛАНСФОРДИТ — $MgCO_3 \cdot 5H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 272.

ЛАНТАНИТ — $(TR)_2(CO_3)_3 \cdot 8H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 142; Дэна, *II/1*, 289.

ЛАНТАНОБАСТНЕЗИТ — (La, Ce)$(CO_3)F$, гекс.

ЛАПЛАНДИТ — $Na_4CeTiPSi_7O_{22} \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 487; ЗВМО, *109*, 171.

ЛАППАРАНТИТ = *Ростит* или *Тамаругит.*

ЛАРДЕРЕЛЛИТ — $(NH_4)B_5O_6(OH)_4$, мон. Am. Min., *45*, 1087; Дэна, *II/1*, 709.

ЛАРНИТ. Силикат кальция. Название дано Тилли в 1929 г. по графству Ларне (Ирландия) — месту типичного проявления этого минерала.
Состав. 4[β-Ca_2SiO_4].
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Встречается в виде зернистых агрегатов. Хрупкий. Блеск стеклянный. Цвет серый. Черта обычно белая. Тв. 5,5. Двупреломление 0,01.
Распространение. Найден в контактово-измененных известняках в районе Скаут-Хилл (Ирландия) в ассоциации со *сперритом*, *мелилитом*, *мервинитом* и *шпинелью*. Образуется при взаимодействии карбоната кальция третичного писчего мела и кремнезема внутренних кремневых конкреций.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия портландцемента; Породообразующие минералы.*
Лит.: M, *III/1*, 230.

ЛАРОЗИТ — $(CuAg)_{21}(Pb, Bi)_2S_{13}$, ромб. Am. Min., *59*, 382; Can. Min., *11*, 886; ЗВМО, *102*, 441.

ЛАРСЕНИТ — $PbZnSiO_4$, ромб. Am. Min., *51*, 269; M, *III/1*, 225.

ЛАТИУМИТ — $K(Ca, Na)_3(Al, Si)_5O_{11}(SO_4, CO_3, OH)$, мон. Am. Min., *58*, 466; Min. Mag., *30*, 39; *III/1*, 530.

ЛАТРАППИТ (гр. *перовскита*) — (Ca, Na)(Nb, Ti, Fe)O_3, ромб. Am. Min., *50*, 265; M, *II/3*, 429.

ЛАУБМАННИТ — $Fe^{2+}_3Fe^{3+}_6(OH)_{12}(PO_4)_4$, ромб. Am. Min., *55*, 135; Дэна, *II/2*, 208.

ЛАУЭИТ — $Mn^{2+}Fe^{3+}_2(OH)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *54*, 1312; *55*, 135; ЗВМО, *84*, 346.

ЛАУРИОНИТ — PbCl(OH), ромб. M, *II/1*, 186.

ЛАУРИТ (гр. *пирита*) — RuS_2, куб. Am. Min., *54*, 1330; Can. Min., *17*, 469; M, *I*, 282.

ЛАУСЕНИТ — $Fe^{3+}_2(SO_4)_3 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 625.

ЛАУТАРИТ — $Ca(IO_3)_2$, мон. Дэна, *II/1*, 370; Min. Abst., *30*, 115. См. также: *Минеральные соли.*

ЛАУТИТ — CuAsS, ромб. M, *I*, 335.

ЛАФИТИТ — $AgHgAsS_3$, мон. Am. Min., *60*, 945.

ЛАФЛИНИТ — $Na_2Mg_3Si_6O_{16} \cdot 8H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 270; ЗВМО, *90*, 448. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ЛЕВИН. Водный алюмосиликат кальция, гр. *цеолитов*. Название дано Брюстером в 1825 г. в честь А. Леви.
Состав. $Ca_3[Al_6Si_{12}O_{36}] \cdot 18H_2O$.
Свойства. Триг., $R\bar{3}m$; $a = 13{,}3$ Å, $c = 22{,}5$ Å. Тв. 4,5. Пл. 2,1. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, сероватый, зеленоватый, красноватый или желтоватый. Прозрачный до полупрозрачного. Встречается в виде тонких таблитчатых кристаллов или сноповидных агрегатов. Двойники прорастания. Показатели преломления: $n_o = 1{,}491 \div 1{,}500$; $n_e = 1{,}496 \div 1{,}505$. Двупреломление 0,002—0,006. Одноосный, оптически отрицательный. Тесно ассоциирует с *шабазитом*. Характерно заметное замещение $Si \rightleftarrows Al$ и соответственно $Ca \rightleftarrows Na_2$ или K_2. Минимальный диаметр самого крупного канала в каркасе этого алюмосиликата составляет 2,7 Å. Проявляет строго избирательные свойства молекулярного сита.
Распространение. Редкий минерал. Встречается в миндалинах базальтов Исландии, Фарерских островов, Северной Ирландии и в щелочных базальтах о. Ики у западного побережья Японии в ассоциации с *эрионитом*.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

Лит.: ДХЗ, *4*, 427.

ЛЕГРАНДИТ — $Zn_2(AsO_4)(OH) \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 95; Дэна, *II/2*, 391.

ЛЕД. В отличие от большинства минералов имеет молекулярное строение. Структура сложена полярными молекулами воды, связанными таким образом, что каждые четыре ближайшие молекулы располагаются в вершинах почти правильного тетраэдра. Упорядоченное расположение молекул воды, характерное для льда, отчасти сохраняется и в жидком состоянии, даже при температуре 4 °C — выше точки его плавления. При данной температуре структура становится неустойчивой и преобразуется в более плотную структуру, но с большей степенью разупорядоченности.
Состав. 4[H_2O].
Свойства. Гекс. Чаще всего встречается в виде сливных или зернистых агрегатов. Тв. 1,5. Пл. 0,917. Блеск стеклянный. Раковистый излом. Тонкие прослои льда бесцветные или белые, более мощные массы — зеленовато-голубые. Черта бесцветная. Точка плавления 0 °C.
Распространение. Лед образуется на поверхности водоемов при низкой температуре. Проявляется в форме атмосферных осадков — снега, инея, града и др. Образует обширные покровы — ледники, возникающие в результате перекристаллизации снега. Формирует устойчивые снежные поля в горных областях, расположенные на разной высоте в зависимости от широты

местности. В арктических тундрах проявляется в виде многолетней мерзлоты.

Применение. Необходим при проведении зимних спортивных мероприятий. В районах, где отсутствует электричество, используется вместо холодильников.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Диагенетические минералы; Кристаллография: история; Минералы оптически одноосные и двуосные; Пластические деформации в минералах; Показатель преломления; Скелетные кристаллы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 13.

ЛЕДГИЛЛИТ. Гидроксилсульфокарбонат свинца. Название дано в 1832 г. по местности Ледгилс (Ланкашир, Шотландия).

Состав. $8[Pb_4(SO_4)(CO_3)_2(OH)_2]$.

Свойства. Мон., $P2_1/a$. Псевдогексагональные таблитчатые кристаллы. Спайность совершенная в одном направлении. Тв. 2,5—3. Пл. 2,5. Блеск стеклянный до перламутрового. Бесцветный, белый, голубоватый, зеленоватый, желтоватый. Иногда проявляет желтое свечение. Полиморфен с *сузаннитом*.

Распространение. Встречается в зонах окисления в Pb — Fe-месторождениях совместно с вторичными свинцовыми минералами.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *III/1*, 351.

ЛЕЙКОКСЕН — тонкозернистые продукты изменения *ильменита*. См. также: *Аутигенные минералы; Рудные минералы.*

ЛЕЙКОСФЕНИТ — $BaNa_4Ti_2B_2Si_{10}O_{30}$, мон. Am. Min., *57*, 1801. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ЛЕЙКОФАНИТ — $(Na, Ca)_2BeSi_2(O, OH, F)_7$, псевдотетр.

ЛЕЙКОФЕНИЦИТ — $Mn_7(SiO_4)_3(OH)_2$, мон. Am. Min., *55*, 1146; M, *III/1*, 324.

ЛЕЙКОФОСФИТ — $KFe_2^{3+}(PO_4)_2(OH)\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 397; Дэна, *II/2*, 366. См. также: *Минералы пегматитов.*

ЛЕЙТИТ — $ZnAs_2O_4$, мон. Am. Min., *62*, 1259; Min. Rec., *8*, 95.

ЛЕЙТОНИТ — $K_2Ca_2Cu(SO_4)_4\cdot 4H_2O$, трикл. Дэна, *II/1*, 545.

ЛЕЙФИТ — $Na_2(Si, Al, Be)_7(O, OH, F)_{14}$, триг. Am. Min., *57*, 1006.

ЛЕЙЦИТ. Алюмосиликат калия, гр. *фельдшпатоидов*. Название дано Вернером в 1791 г. за цвет минерала, по греческому слову, означающему «белый».

Состав. $16[KAlSi_2O_6]$.

Свойства. Тетр., $I4_1/a$; куб., $Ia3d$ выше 625 °C. Встречается в виде кристаллов псевдокубической формы либо вкрапленных зерен. Тв. 5,5—6. Пл. 2,45—2,50. Блеск стеклянный до тусклого. Полупрозрачный. Цвет белый до серого. Может образовывать смеси с калиевым *полевым шпатом* и *нефелином*, называемые псевдолейцитом.

Распространение. Характерен для богатых калием и бедных кремнеземом лав третичного — современного возраста. Наиболее примечательные находки: вулкан Ньярагонго (Заир), Рувензори (Уганда), Кимберли (Австралия); в США: Лейцит-Хилс (штат Вайоминг) и горы Бэрпо (штат Монтана).

К. ФРЕЙ

См. также: *Девитрификация вулканического стекла; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Фельдшпатоиды; Щелочные полевые шпаты.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 306.

ЛЕКОНТИТ — $(NH_4, K)Na(SO_4)\cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *48*, 180; Дэна, *II/1*, 518.

ЛЁЛЛИНГИТ. Арсенид железа. Название дано Хайдингером в 1845 г. по месту, где он был впервые в 1820 г. обнаружен Моосом — в районе Лёллинг-Гёттенберга (Австрия).

Состав. $2[FeAs_2]$; As 72,8, Fe 27,2 вес. %.

Свойства. Ромб., *Pnnm*. В виде кристаллических агрегатов. Хорошая базальная спайность. Хрупкий. Излом неровный. Тв. 5—5,5. Пл. 7,45. Блеск металлический. Цвет серебристо-серый до серо-стального. Черта серо-черная.

Распространение. Встречается в ассоциации с *сидеритом*, *висмутом*, *никелином* и *баритом* в жилах с *кварцем*. Широко известные находки: Эренфридерсдорф (ГДР), Адреасберг (ФРГ), Фоссам (Норвегия), Браш-Крик, округ Ганнисон (штат Колорадо), округ Александер (штат Северная Каролина, США).

Применение. Источник мышьяка.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы пегматитов; Рудная микроскопия.*

Лит.: M, *I*, 138.

ЛЕМУАНИТ — $(Na, Ca)_3Zr_2Si_8O_{22}\cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 1913; Can. Min., *9*, 585; ЗВМО, *99*, 83.

ЛЕНГЕНБАХИТ — $Pb_6(Ag, Cu)_2As_4S_{13}$, мон. M, *I*, 511.

ЛЕНОБЛИТ — $V_2O_4\cdot 2H_2O$. Am. Min., *56*, 635; ЗВМО, *100*, 619.

ЛЕОНГАРДИТ — частично дегитратированный *ломонтит.*

ЛЕОНИТ — $K_2Mg(SO_4)_2\cdot 4H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 536.

ЛЕПИДОКРОКИТ. Оксигидроксид железа. Название происходит от греческих корней, означающих «масштаб» и «нить».

Состав. γ-FeO(OH).

Свойства. Ромб., *Amam*. Цвет желтый до оранжево-красного, в массивных разновидностях от коричневатого до красного. Сильно плеохроирует. При нагревании преобразуется в маггемит γ-Fe_2O_3. Полиморфен с *акаганеитом* и *гётитом*, изоструктурен с *бёмитом.*

Распространение. Встречается как продукт выветривания в железорудных минералах и является пигментом в бурой охре.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Биогенные минералы; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

Лит.: M, *II/3*, 541.

ЛЕПИДОЛИТ. Фторгидроксильный алюмосиликат калия и лития, гр. *слюд*. Название дано Клепротом в 1792 г. и происходит от греческого слова «чешуя».

Состав. $K(Li, Al)_2(Si, Al)_4O_{10}(F, OH)_2$.
Свойства. Мон., триг., ромб. Обычно в виде зернистых агрегатов, иногда чешуйчатых. Тв. 2,5—4. Пл. 2,8—2,9. Блеск перламутровый. Проявляет оттенки розового и пурпурного цветов.
Распространение. Встречается в богатых литием гранитных пегматитах в ассоциации с другими литийсодержащими минералами: *амблигонитом*, *сподуменом* и *циннвальдитом*.
Применение. Источник лития.

К. ФРЕЙ

См. также: *Клинопироксены; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Слоистые силикаты.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 102.

ЛЕПИДОМЕЛАН — богатый железом *биотит*. См. также: *Классификация минералов: принципы.*

ЛЕРМОНТОВИТ — $(U, Ca, Ce)_3(PO_4)_4 \cdot 6H_2O$ (?). Am. Min., *43*, 379; ЗВМО, *87*, 81.

ЛЕССЕРИТ = *Индерит.*

ЛЕТОВИЦИТ — $(NH_4)_3H(SO_4)_2$, мон. Дэна, *II/1*, 469.

ЛЕХИИТ — $(Na, K)_2Ca_5Al_8(PO_4)_8(OH)_{12} \cdot 6H_2O$. Дэна, *II/2*, 373.

ЛЕШАТЕЛЬЕРИТ. Это название было дано встречающемуся в естественных условиях расплавленному серому аморфному кремнезему. Лакруа в 1915 г., ошибочно предполагавший, что это соединение является минералом, назвал его лешательеритом в честь французского химика Анри Лешателье. В действительности же это довольно редкий тип породы, состав которой меняется в зависимости от исходного состава кварцевого песка. Обычно в ней содержится 90—99,5 % кремнезема. Показатель преломления 1,458—1,462.

К. ФРЕЙ

См. также: *Классификация минералов: принципы.*
Лит.: М, *II/2*, 233.

ЛИАНДРАТИТ — $U^{6+}(Nb, Ta)_2O_8$, гекс. Am. Min., *63*, 941; Min. Mag., *43*, 1063.

ЛИБЕНБЕРГИТ (гр. *оливина*) — $(Ni, Mg)_2SiO_4$, триг. Am. Min., *58*, 733.

ЛИБЕРИТ — Li_2BeSiO_4, ромб. Am Min., *50*, 519; М, *III/1*, 163.

ЛИБЕТЕНИТ. Гидроксилфосфат меди, гр. *оливенита*. Название дано по месту находки в 1823 г. в Либетбанья (Чехословакия).
Состав. $4[Cu_2(PO_4)(OH)]$.
Свойства. Ромб., *Pnnm*. Встречается в виде коротко-призматических, пластинчатых или псевдооктаэдрических кристаллов в друзах и в причудливой формы выделениях. Тв. 4. Пл. 3,9. Блеск стеклянный до жирного. Цвет от светлого до темно-зеленого.
Распространение. Найден в зонах окисления месторождений меди совместно с вторичными карбонатами меди в типовом районе развития, а также в районе Китве-Нкана (Замбия).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 278.

ЛИБИГИТ — $Ca_2UO_2(CO_3)_3 \cdot 10H_2O$, ромб. Min. Mag., *43*, 665; USGS Bull., *1064*, 108; Дэна, *II/1*, 287.

ЛИВЕЙНГИТ — $Pb_9As_{13}S_{28}$, мон. М, *I*, 497.

ЛИВИНГСТОНИТ — $HgSb_4S_8$, мон. Min. Abst., *27*, 133; *28*, 267; М, *I*, 436.

ЛИДДИКОАТИТ (гр. *турмалина*) — $Ca(Li, Al)_3 \cdot Al_6B_3Si_6O_{27}(O, OH)_3(OH, F)$, триг. Am. Min., *62*, 1121; Min. Abst., *29*, 342; М, *III/2*, 186.

ЛИЗАРДИТ (гр. *каолинита — серпентина*) — $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, мон. Can. Min., *17*, *4*: ДХЗ, *3*, 198. См. также: *Минералогия почв.*

ЛИКАЗИТ — $Cu_{12}(NO_3)_4(PO_4)_2(OH)_{14}$ (?), ромб. Am. Min., *40*, 942; *63*, 599; ЗВМО, *85*, 78.

ЛИЛЛИАНИТ — $Pb_3Bi_2S_6$, ромб. Am. Min., *54*, 579; Min. Abst., *29*, 140; М, *I*, 444.

ЛИМОНИТ. Смесь скрытокристаллического *гётита* и (или) *лепидокрокита* с адсорбированной водой и некоторыми другими минералами, обычно присутствующими в разных, в основном небольших, количествах.
Состав. $FeO(OH) \cdot nH_2O$.
Распространение. Продукт изменения железосодержащих минералов, встречающийся во всех типах пород.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Аутигенные минералы; Железная шляпа; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Рудные минералы.*
Лит.: Дэна, *I/2*, 249.

ЛИНАРИТ. Гидроксилсульфат свинца и меди. Название дано Глокером в 1839 г. по месту находки в районе Линарес (Испания).
Состав. $2[PbCu(SO_4)(OH)_2]$; SO_3 20, PbO 55,7, CuO 19,8, H_2O 4,5 вес. %.
Свойства. Мон., $P2_1/m$. Мелкие удлиненные призматические или пластинчатые кристаллы; обычно в виде корок или неясно выраженных кристаллических агрегатов. Блеск стеклянный до полуалмазного. Одна спайность совершенная, другая несовершенная. Хрупкий. Раковистый излом. Цвет густой лазурно-голубой. Черта бледно-голубая. От *азурита* отличается отсутствием вскипания в соляной кислоте. Изменяется с образованием *антлерита* и *церуссита*.
Распространение. Широко известный вторичный минерал. Встречается в небольших количествах в зонах окисления месторождений свинца, меди и серебра, часто в ассоциации с продуктами его изменения: *аурихальцитом*, *англезитом*, *хризоколлой*, *гемиморфитом* и другими минералами зон вторичного сульфидного обогащения. Известны находки в графстве Камберленд (Англия), в районе Цумеба (Намибия), в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия), Маммот-Майн (штат Аризона) и Иньо (штат Калифорния, США).

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: Дэна, *II/1*, 652.

ЛИНДАКЕРИТ — $H_2Cu_5(AsO_4)_4 \cdot 8 \div 9H_2O$, мон. Am. Min., *42*, 124; Дэна, *II/2*, 451.

ЛИНДГРЕНИТ — $Cu_3(MoO_4)_2(OH)_2$, мон. Дэна, *II/2*, 553.

ЛИНДСТРЁМИТ — $Pb_3Cu_3Bi_7S_{15}$, ромб. Am. Min., *61*, 15; Can. Min., *15*, 527; М, *I*, 434.

ЛИННЕИТ. Сульфид кобальта. Название дано Хайдингером в 1845 г. в честь шведского ботаника К. Линнея

(1707—1778). Гр. *линнеита* представляет собой структурный аналог гр. *шпинели*.

Состав. 8[Co_3S_4]; S 42,1, Co 57,9 вес. %; Co замещается Ni, Fe и Cu в разных количествах.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Кристаллы октаэдрические, иногда встречается в виде зернистых до плотных массивных агрегатов. Спайность по кубу несовершенная. Хрупкий. Излом неровный до раковистого. Тв. 5,5. Пл. 4,8—5,0. Блеск металлический. Цвет серо-стальной, побежалость медно-красных оттенков. Черта серовато-черная. Практически неотличим без химического анализа от *кобальтита* и *скуттерудита*.

Распространение. Встречается в ассоциации с *халькопиритом*, *пиритом*, *миллеритом* и другими сульфидами в жилах с *кварцем* и *сидеритом*. Крупные кристаллы найдены в пров. Шаба (Заир), в районе Зиген (Вестфалия, ФРГ), в районе Минерал-Хилл (штат Мэриленд, США).

Применение. Источник кобальта и никеля.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *I*, 246.

ЛИННЕИТА ГРУППА — *борнхардтит*, *виоларит*, *грейгит*, *добреелит*, *зигенит*, *индит*, *карроллит*, *линнеит*, *полидимит*, *тирреллит*, *трюстедтит*, *флетчерит*.

ЛИОТТИТ (гр. *канкринита*) — (Ca, Na, K)$_{24}$(Si, Al)$_{36}O_{72}(SO_4, CO_3, Cl, OH)_{12}\cdot 2H_2O$, гекс. Am. Min., *62*, 321; Min. Abst., *29*, 84.

ЛИПСКОМБИТ — $(Fe^{2+}, Mn)Fe_2^{3+}(OH)_2(PO_4)_2$, тетр. Am. Min., *38*, 612; *55*, 135.

ЛИРОКОНИТ — $Cu_2Al(AsO_4)(OH)\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *36*, 484; Дэна, *II/2*, 318.

ЛИСКИРДИТ — $(Al, Fe)_3(AsO_4)(OH)_6\cdot 5H_2O$, ромб. Дэна, *II/2*, 351.

ЛИТИДИОНИТ — $CuNaKSi_4O_{10}$, трикл. Am. Min., *60*, 471.

ЛИТИОФИЛИТ. Фосфат лития и марганца, гр. *трифилина*. Название дано за ассоциацию с другими литийсодержащими минералами.

Состав. 4[$LiMnPO_4$]; Mn замещается Fe^{2+} (в *трифилине* Fe > Mn).

Свойства. Ромб., *Pmnb*. Массивный, от раскалывающегося по плоскостям спайности до плотного. Цвет розовый, желтый или коричневый.

Распространение. Встречается в гранит-пегматитах совместно с другими литиевыми и фосфатными минералами.

Применение. Руда лития.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 44.

ЛИТИОФОРИТ — $(Al, Li)Mn^{4+}O_2(OH)_2$, мон. Am. Min., *52*, 1545; Can. Min., *18*, 529; М, *II/3*, 618.

ЛИТИОФОСФАТ — Li_3PO_4, ромб. Am. Min., *54*, 1467; ЗВМО, *87*, 80. См. также: *Минералы пегматитов*.

ЛОВДАРИТ — $(Na, K, Ca)_4(Be, Al)_2Si_6O_{16}\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *59*, 874.

ЛОВЕИТ — $Na_{12}Mg_7(SO_4)_{13}\cdot 15H_2O$, триг. Am. Min., *55*, 378. См. также: *Минеральные соли*.

ЛОВЕНИТ. Фторсиликат натрия, кальция и марганца. Назван Брёггером в 1885 г. по о. Ловен (Норвегия) — месту его типичного проявления.

Состав. $NaCaMnZrSi_2O_8F$.

Свойства. Мон., $P2_1a$. Встречается в виде призматических и таблитчатых кристаллов или вкрапленных зерен. Хрупкий. Тв. 6. Пл. 3,53. Блеск стеклянный. Желтый до бесцветного, густо-желтый до темно-коричневого. Полупрозрачный, сильно плеохроирует; *Ng* — винно-желтый цвет, *Np* — желтовато-зеленый цвет; *Nm* — густой красно-коричневый; сильное двупреломление.

Распространение. В ассоциации с эвдиалитом и катаплеитом в нефелиновом сиените в месте первоначальной находки. Встречается в штатах Минас-Жерайс и Сан-Паулу (Бразилия), на одном из островов вблизи побережья Французской Гвианы.

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *III/1*, 797.

ЛОВЕРИНГИТ (гр. *криптонита*) — (Ca, TR)(Ti, $Fe^{3+}Cr)_{21}O_{38}$, триг. Am. Min., *63*, 28; Can. Min., *17*, 635.

ЛОВОЗЕРИТ — $(Na, Ca)_3(Zr, Ti)Si_6(O, OH)_{18}$, триг. Am. Min. *59*, 633; М, *III/2*, 198.

ЛОЗЕЙИТ — $(Mn, Zn)_7(CO_3)_2(OH)_{10}$, мон. Дэна, *II/1*, 291.

ЛОККАИТ — $(Y, Ca)_2(CO_3)_3\cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *56*, 1838, ЗВМО, *101*, 282.

ЛОМОНОСОВИТ — $Na_2Ti_2Si_2O_9\cdot Na_3PO_4$. Am. Min., *35*, 1092; Min. Abst., *27*, 131; М, *III/1*, 661.

ЛОМОНТИТ. Водный алюмосиликат кальция, гр. *цеолитов*. Название дано Аюи в 1808 г. в честь Жиля Ломона, который впервые обнаружил этот минерал в 1785 г. в свинцовых рудниках Бретани (Франция).

Состав. $Ca_4[Al_8Si_{16}O_{48}]\cdot 16H_2O$.

Свойства. Мон., *A2/m*; $a = 7{,}6$ Å, $b = 14{,}8$ Å; $c = 13{,}1$ Å; $\gamma = 112°$. Тв. 3—3,5. Пл. 2,2—2,3. Блеск стеклянный, по плоскостям спайности — перламутровый. Бесцветный, белый, желтый, красный или коричневый. Прозрачный до полупрозрачного; на воздухе становится непрозрачным и легко растирается в порошок. Хорошая спайность по {010} и {110}. Двойникование по {100}. Показатели преломления $n_p = 1{,}502 \div 1{,}514$, $n_m = 1{,}514 \div 1{,}522$, $n_g = 1{,}514 \div 1{,}525$. Двупреломление 0,011—0,012; $2V = 26 \div 27°$ (—). Плоскость оптических осей (010). Дисперсия сильная, $r > v$. Может иметь место замещение типа NaSi ⇄ CaAl и Ca ⇄ ⇄ $(Na, K)_2$. На воздухе или при слабом нагревании теряет воду с образованием *леонгардита* $Ca(Al_2Si_4O_{12})\cdot 3{,}5H_2O$. Процесс дегидратации протекает ступенчато, потеря воды достигает максимально 14 %. Легко поддается повторной гидратации. Проявляет избирательные свойства молекулярного сита.

Распространение. Обычно встречается в жилах и заполняет полости в таких изверженных породах, как гранит, диорит, диабаз, кварцевый порфир, базальт и андезит. Присутствует в гидротермальных жилах в трещинах аспидных сланцев, кварцитов, термально измененных андезитов и в трещинах амфиболитов. Известен как продукт обширного замещения стекловатых туфов и разрушения *плагиоклазов* на начальных этапах метаморфизма, а также в виде прослоев в толщах граувакков и туфов в Новой Зеландии, метаморфизованных при захоронении, и как аутигенный минерал в цементе песчаников.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Аутигенные минералы; Цеолиты*.

Лит.: ДХЗ, *4*, 444.

ЛОНСДЕЙЛИТ — C, гекс. Nature, *214*, 587; Science, *155*, 995; ЗВМО, *97*, 64. См. также: *Аллотропия*; *Алмаз; Минералы метеоритов; Самородные элементы и сплавы.*

ЛОНЭИТ — $Pb_{22}Sb_{26}S_{61}$, мон. Am. Min., *53*, 1423; Can. Min., *9*, 191; ЗВМО, *98*, 322.

ЛОПАРИТ — богатый Nb и TR *перовскит.*

ЛОПЕЦИТ — $K_2Cr_2O_7$, трикл. Дэна, *II/2*, 20.

ЛОРАНДИТ — $TlAsS_2$, мон. Min. Abst., *27*, 113; M, *I*, 332.

ЛОРАНСКИТ = *Эвксенит* (?).

ЛОРЕНЦЕНИТ — $Na_2Ti_2Si_2O_9$, ромб. RRW, 364; M, *III/2*, 470.

ЛОУСОНБАУЭРИТ — $(Mn, Mg)_5Zn_2(SO_4)(OH)_{12}\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 949; Min. Abst., *31*, 230.

ЛУДЛАМИТ — $(Fe^{2+}, Mg, Mn)_3(PO_4)_3\cdot 4H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 384; Am. Min., 55, 135. См. также: *Минералы пегматитов.*

ЛУДЛОКИТ — $(Fe, Pb)As_2O_6$, трикл. Am. Min., *57*, 1003; Min. Abst., *29*, 342; ЗВМО, *102*, 448.

ЛУЕТЕИТ — $Cu_2Al_2(AsO_4)_2(OH)_4\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *62*, 1058; Min. Mag., *41*, 27.

ЛУЕШИТ (гр. *перовскита*) — $NaNbO_3$, мон. Am. Min., *46*, 1004; M, *II/3*, 425.

ЛЬЮИЗИТ (гр. *стибиконита*) — $(Ca, Fe, Na)_2(Sb, Ti)_2O_7$, куб. M, *II/3*, 141.

ЛЬЮИСТОНИТ = *Фторапатит.*

ЛЮДВИГИТ — $Mg_2Fe^{3+}BO_5$, ромб. Дэна, *II/1*, 381; Am. Min., *46*, 335.

ЛЮНЕБУРГИТ — $Mg_3B_2(PO_4)_2(OH)_6\cdot 5H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 454.

ЛЮСАКИТ — кобальтовый *ставролит.*

ЛЮСЮНГИТ (гр. *крандаллита*) — $(Sr, Pb)Fe_3(PO_4)_2\cdot (OH)_5\cdot H_2O$, триг. Am. Min., *44*, 906; ЗВМО, *89*, 69.

ЛЮЦИНИТ = *Варисцит.*

ЛЮЦОНИТ — Cu_3AsS_4, тетр. Am. Min., *42*, 766; M, *I*, 365.

ЛЯПИС-ЛАЗУРЬ — порода, содержащая лазурит. Can. Min., *18*, 59; ДХЗ, *4*, 320. См. также: *Геммология; Минеральные пигменты и наполнители.*

М

МАГАДИИТ — $NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$, мон. (?). Am. Min., *54*, 1034; *60*, 642; ЗВМО, *97*, 619.

МАГБАСИТ — $KBa(Al, Sc)(Mg, Fe)_6Si_6O_{20}F_2$. Am. Min., *51*, 530; ЗВМО, *95*, 321.

МАГГЕМИТ. Оксид трехвалентного железа. Относится к ряду *магнетита*, гр. *шпинели*. Название дано Вагнером в 1927 г. по первым слогам *магнетита* и *гематита*.

Состав. γ-Fe_2O_3.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Нарушенная структура шпинели. Изоструктурен с γ-Al_2O_3. Тв. 5. Пл. 4,88. Сильномагнитен. При нагревании превращается в *гематит*.

Распространение. Образуется при окислении *магнетита* или при обезвоживании *лепидокрокита*.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы; Минералогия почв; Рудная микроскопия; Шпинели группа.*

Лит.: М, *III2*, 58.

МАГНЕЗИОАКСИНИТ (гр. *аксинита*) — $Ca_2MgAl_2 \cdot (BO_3)(Si_4O_{12})(OH)$, трикл. Am. Min., *61*, 503; М, *III2*, 224.

МАГНЕЗИОКАРФОЛИТ — $MgAl_2Si_2O_6(OH)_4$, ромб. Am Min., *65*, 406; М, *III2*, 483.

МАГНЕЗИОКАТОФОРИТ (гр. *амфиболов*) — $Na_2CaMg_4(Fe^{3+}, Al)AlSi_7O_{22}(OH, F)_2$, мон. М, *III3*, 203

МАГНЕЗИОКОПИАПИТ — $MgFe_4^{3+}(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 20H_2O$, трикл. Am. Min., *58*, 314.

МАГНЕЗИОРИБЕКИТ (гр. *амфиболов*) — $Na_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^3)_5Si_8O_{22}(OH)_2$, мон.

МАГНЕЗИОФЕРРИТ. Оксид магния и железа, член ряда *магнетита* (гр. *шпинели*). Название дано Дэна в 1892 г. по составу.

Состав. $MgFe_2O_4$.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Пл. 4,52; $n = 2{,}38$. Цвет коричневый до коричнево-черного. Слабомагнитный.

Распространение. В чистом виде встречается редко. Найден в вулканических породах.

Д. СПЕЙДЕЛ

МАГНЕЗИОХРОМИТ (гр. *шпинели*) — $MgCr_2O_4$, куб. М, *III3*, 81.

МАГНЕЗИТ. Карбонат магния, гр. *кальцита*. Название дано Карстеном в 1808 г. по составу минерала.

Состав. $2\{(MgCO_3)\}$; Mg может полностью замещаться Fe с образованием *сидерита* и частично Ni с образованием *гаспеита*. Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Кристаллы встречаются редко; обычно массивные, зернистые, плотные, фарфоровидные, землистые, мелоподобные или волокнистые агрегаты. Тв. 3,7—4,3. Спайность по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$ совершенная. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый, сероватый, желтоватый до коричневого.

Распространение. Встречаются преимущественно в жилах, возникших при изменении магнийсодержащих пород (например, серпентинитов или перидотитов), в пластообразных кристаллических агрегатах в магнезиальных кристаллических сланцах либо как аутигенный минерал в кальцитсодержащих породах. Крупные находки магнезита известны в провинциях Каринтия и Штирия (Австрия), вблизи Гёмёра (Чехословакия), в Македонии (Югославия), Пьемонте и Тоскании (Италия), Альмерии и Сантадере (Испания), Шабе (Заир), Северо-Восточном Китае, в Береговых Хребтах и Сьерра-Неваде (штат Калифорния), Парадайсе (штат Невада) и в округах Дона-Ана, Грант и Эдди (штат Нью-Мексико, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Кальцита группа; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Синтетические минералы.*

Лит.: Дэна, *III1*, 198.

МАГНЕТИТ. Оксид трехвалентного и двухвалентного железа, гр. *шпинели*. Один из наиболее распространенных оксидных минералов, повсеместно встречающийся в изверженных и метаморфических породах. Название дано Хайдингером в 1845 г. по местонахождению в Магнезии (Греция).

Состав. $FeFe_2O_4$; вариации: $(Fe, Mg, Ni, Zn, Mn)(Fe, Ti)_2O_4$.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Пл. 5,2. Магнитный. Кристаллы октаэдрические. Свойства меняются в зависимости от состава. Цвет черный. Черта черная. Непрозрачный, в отраженном свете — серый. Крайний член непрерывного ряда твердых растворов (см. *магневиоферрит, франклинит, якобсит, треворит, купрошпинель* и *ульвошпинель*). Стабильная форма оксида железа. Состав определяется содержанием кислорода в окружающей среде. Варьирует в разных типах пород.

Распространение. Акцессорный минерал многих изверженных пород, иногда образует крупные скопления (Бушвелдский массив). В скарнах встречается совместно с *андрадитом* и *пироксеном*. Известен в термально-измененных осадочных породах (Норвегия). Обычный минерал россыпей (см. *Минералы и самородные металлы черных песков*).

Применение. Руда железа.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Абразивные материалы; Алмаз; Биогенные минералы; Выращивание кристаллов; Девитрификация вулканического стекла; Кристаллография морфологическая; Магнитные минералы; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы метеоритов; Минеральные пигменты и наполнители; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Синтетические минералы; Термометрия геологическая.*

Лит.: М, *III3*, 57.

МАГНЕТОПЛЮМБИТ. Оксид свинца, марганца и железа. Название дал в 1925 г. Аминофф за магнитные свойства и присутствие свинца.
Состав. $Pb(Mn, Fe)_6O_{10}$.
Свойства. Гекс. Сильномагнитен. Цвет черный. Черта темно-коричневая.
Распространение. Известен в районе Лонгбана (Швеция), где встречается с марганцовистым *биотитом*.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 193; Дэна, *I/2*, 302.

МАГНИЙ-ХЛОРОФЁНИЦИТ — $(Mg, Mn)_5(AsO_4)\cdot(OH)_7$, мон. Дэна, *II/2*, 181.

МАГНИЙ-ЦИППЕИТ — $Mg_2(UO_2)_6(SO_4)_3(OH)_{10}\cdot 16H_2O$, ромб. Can. Min., *14*, 429; Min. Mag., *43*, 1063.

МАГНИОБОРИТ = *Суанит*. Am. Min., *48*, 915.

МАГНИОТРИПЛИТ — $(Mg, Fe, Mn)_2(PO_4)F$, мон. Am. Min., *37*, 359.

МАГНИОФИЛИТ = *Беусит*. Am. Min., *53*, 1799.

МАГНОКОЛУМБИТ — $(Mg, Fe, Mn)(Nb, Ta)_2O_6$, ромб. Am. Min., *48*, 1182; М, *II/3*, 319.

МАГНОФОРИТ — Ti — K-*рихтерит*. Am. Min., *63*, 1051.

МАГНУССОНИТ — $Mn_5(AlO_3)_3(OH, Cl)$, куб. Am. Min., *64*, 390; Min. Abst., *27*, 258; ЗВМО, *87*, 82.

МАГХАГЕНДОРФИТ — $NaMn(Mg, Fe)_3(PO_4)_3$, мон. Am. Min., *65*, 810; Min. Mag., *43*, 227; ЗВМО, *111*, 698.

МАЙЕНИТ — $Ca_{12}Al_{14}O_{33}$, куб. Am. Min., *50*, 2106; М, *II/3*, 106.

МАЙЕРСИТ — (Ag, Cu)I, куб. Дэна, *II/1*, 32; М, *II/1*, 146. См. также: *Минералы метеоритов*.

МАЙЗЕРИТ — $KCa_5(Si_2O_7)(Si_6O_{15})(OH)F$, трикл. Can. Min., *14*, 515; Min. Abst., *29*, 20; М, *III/2*, 521.

МАЙЧЕНЕРИТ (гр. *пирита*) — (Pd, Pt)BiTe, куб. Am. Min., *44*, 207; Can. Min., *11*, 903; М, *I*, 136; ЗВМО, *89*, 63.

МАКАТИТ — $Na_2Si_4O_9\cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 358; ЗВМО, *100*, 624.

МАКГИЛЛИТ — $Mn_8Si_6O_{15}(OH)_8Cl_2$, трир. Can. Min., *18*, 31; Min. Mag., *43*, 1063; ЗВМО, *111*, 705.

МАКГИННЕСИТ — $(Mg, Cu)_2CO_3(OH)_2$, мон. Min. Rec., *12*, 143; ЗВМО, *112*, 694.

МАКГОВЕРНИТ — $(Mn, Mg)_{19}Zn_3(OH)_{21}(AsO_3)\cdot(AsO_4)_3(SiO_4)_3$ (?), трир. Am. Min., *63*, 150; *65*, 957; М, *III/1*, 509.

МАКДОНАЛЬДИТ — $BaCa_4Si_{15}O_{35}\cdot 11H_2O$, ромб. Am. Min., *50*, 314; ЗВМО, *95*, 322.

МАКЕДОНИТ — $PbTiO_3$, тетр. Am. Min., *56*, 387; ЗВМО, *101*, 282.

МАКЕЙИТ — $FeTe_2O_5(OH)$, тетр. Am. Min., *55*, 1072; Min. Abst., *28*, 394; Дэна, *II/2*, 15.

МАКИНАВИТ — $(Fe, Ni)_9S_8$, тетр. Am. Min., *48*, 215; Min. Mag., *42*, 516; ЗВМО, *93*, 444. См. также: *Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералы метеоритов*.

МАКИНТОШИТ = *Торогумит*. Am. Min., *38*, 1007.

МАККЕЛЬВИИТ — $NaCaBa_3(CO_3)_6\cdot 3H_2O$, псевдотриг. Am. Min., *56*, 2156; Can. Min., *16*, 335. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер*.

МАККИНСТРИИТ — $(Ag, Cu)_2S$, ромб. Am. Min., *62*, 1253; Econ. Geol., *61*, 1383; ЗВМО, *97*, 66.

МАККОННЕЛИТ — $CuCrO_2$, триг. Am. Min., *62*, 593; GSA Abst. (1967), 151; ЗВМО, *109*, 66.

МАКФАЛЛИТ — $Ca_2(Mn, Al)_3(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_3$, мон. Am. Min., *65*, 406; Min. Mag., *43*, 325; ЗВМО, *111*, 241.

МАКЭЛИСТЕРИТ — $Mg_2B_{12}O_{20}\cdot 15H_2O$, триг. Am. Min., *52*, 1776; ЗВМО, *95*, 314.

МАЛАКОН — метамиктный *циркон*.

МАЛАНИТ — (Cu, Pt, Ir)S_2, куб. Am. Min., *61*, 185; ЗВМО, *106*, 74.

МАЛАХИТ. Гидроксилкарбонат меди. Название дано в 77 г. н. э. Плинием за зеленый цвет и происходит от греческого названия растения — «мальва».
Состав. $4[Cu_2CO_3(OH_2)]$; CuO 71,9, CO_2 19,9, H_2O 8,2 вес. %.
Свойства. Мон., $P2_1/a$. Обычно встречается в виде радиально-лучистых волокнистых кристаллов, образующих натечные или гроздевидные агрегаты. Тв. 3,5—4. Пл. 4,05. Блеск шелковистый, тусклый или землистый. Цвет ярко-зеленый. Черта бледно-зеленая.
Распространение. Гипергенный минерал, приуроченный к зонам окисления медных месторождений, в частности в известняках. Изредка встречается как аутигенный минерал. Ассоциирует с *азуритом*, *куприто*м, оксидами железа, *самородным серебром* и сульфидами меди и железа.
Применение. Руда меди. Используется, кроме того, как декоративный и поделочный камень.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Габитус кристаллов; Геммология; Желевная шляпа; Метод паяльной трубки; Минералы оптически одноосные и двуосные; Псевдоморфизм; Рудные минералы*.
Лит.: Дэна, *III/1*, 300.

МАЛАЯИТ — $CaSnSiO_5$, мон. Am. Min., *62*, 801; Min. Mag., *35*, 622; М, *III/1*, 351; ЗВМО, *96*, 74.

МАЛЛАДРИТ — Na_2SiF_6, триг.

МАЛЛАРДИТ — $MnSO_4\cdot 7H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 599.

МАЛЬДОНИТ — Au_2Bi, куб. Дэна, *I/1*, 111. См. также: *Самородные элементы и сплавы*.

МАНАНДОНИТ (гр. *хлорита*) — $LiAl_4BSi_3O_{10}(OH)_8$, мон. RRW, 378.

МАНАССЕИТ. Водный гидроксилкарбонат магния и алюминия. Название дано Фронделем в 1941 г. в честь итальянского профессора Эрнесто Манассе из университета Флоренции.
Состав. $Mg_6Al_2(OH)_{16}(CO_3)\cdot 4H_2O$.

Свойства. Гекс. Листоватые массы с совершенной спайностью по базопинакоиду. Цвет от белого до синеватого. Полиморфен с *гидроталькитом*.

Распространение. Встречается в ассоциации с серпентином в районе Консберга (Норвегия) и в Амити (штат Нью-Йорк, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: Дэна, *II/2*, 215; М, *III/3*, 473.

МАНГАНАКСИНИТ — $Ca_2MnAl_2BSi_4O_{15}(OH)$, трикл. Am. Min., *65*, 1119; М, *III/2*, 213.

МАНГАНБАБИНГТОНИТ — $Ca_2(Mn, Fe^{2+})Fe^{3+}Si_5O_{14}(OH)$, трикл. Am. Min., *53*, 1064; ЗВМО, *98*, 331.

МАНГАНБЕЛЯНКИНИТ — $(Mn, Ca)(Ti, Nb)_5O_{12}\cdot 9H_2O$, аморф. Am. Min., *43*, 1220; М, *III/3*, 445.

МАНГАНБЕРЦЕЛИИТ — $(Ca, Na)_3(Mn, Mg)_2(AsO_4)_3$, куб. Дэна, *II/2*, 63; Min. Abst., *30*, 292.

МАНГАНГУМИТ (гр. *гумита*) — $(Mn, Mg)_7(OH)_2\cdot(SiO_4)_3$, ромб. Min. Abst., *29*, 200; Min. Mag., *42*, 133.

МАНГАНИТ. Оксигидроксид марганца. Название дано в 1827 г. Хайдингером за состав.

Состав. MnO(OH).

Свойства. Мон., $B2_1/d$. Кристаллы многогранные. Спайность совершенная по {010}. Цвет серо-стальной до черного. Черта красновато-коричневая. Структурно связан с *бёмитом*.

Распространение. Гидротермальный жильный минерал, встречающийся в ассоциации с *пиролюзитом* и *гётитом*. Наиболее важные находки: в массиве Гарц, в Вестфалии и Рейланде (ФРГ), в Ильменау (ГДР), в Арьеже и Высоких Пиренеях (Франция), в Камберленде и Девоншире (Англия), в Абердине (Шотландия); в США — в железорудном районе оз. Верхнего (штат Мичиган), в округе Аламеда (штат Калифорния), в округе Шенандо (штат Виргиния), в округе Бартау (штат Джорджия).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы*.

Лит.: М, *III/3*, 592.

МАНГАН-НЕПТУНИТ — $Na_2KLi(Mn, Fe)Ti_2Si_8O_{24}$, мон. Can. Min., *7*, 679.

МАНГАНОЗИТ. Оксид магния. Название дано Бломстрандом в 1874 г. по составу.

Состав. MnO.

Свойства. Куб., $Fm3m$. Изоструктурен с *галитом*. Тв. 5,6. Пл. 5,0—5,4. Цвет изумрудно-зеленый до черного. Черта коричневая.

Распространение. Встречается совместно с другими марганцевыми минералами в районе Франклина (штат Нью-Джерси, США) и вблизи Лонгбана (Швеция).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: Дэна, *II/2*, 22; М, *III/2*, 23.

МАНГАНОКОЛУМБИТ — $(Mn, Fe^{2+})(Nb, Ta)_2O_6$, ромб. М, *III/3*, 319.

МАНГАНОЛАНГБЕЙНИТ — $K_2Mn_2(SO_4)_3$, куб. Дэна, *III/1*, 515.

МАНГАНОСТИБИТ — $(Mn, Fe)_7Sb^{5+}As^{5+}O_{12}$, ромб. Am. Min., *55*, 1489; М, *III/3*, 458.

МАНГАНОТАНТАЛИТ — $MnTa_2O_6$, ромб. М, *III/3*, 319.

МАНГАНОФИЛЛИТ — марганецсодержащий *биотит*. ДХЗ, *3*, 17.

МАНГАНОХРОМИТ — $(Mn, Fe)(Cr, V)_2O_4$, куб. Am. Min., *63*, 1166; ЗВМО, *110*, 220.

МАНГАНПИРОСМАЛИТ — $(Mn, Fe^{2})_8Si_6O_{15}(OH, Cl)_{10}$, гекс. Am. Min., *38*, 755.

МАНГАНХЁРНЕСИТ — $(Mn, Mg)_3(AsO_4)_2\cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *39*, 159.

МАНГАНШАДЛУНИТ (гр. *петландита*) — $(Mn, Pb, Cd)(Fe, Cu)_8S_8$, куб. Am. Min., *58*, 1114; ЗВМО, *103*, 355.

МАНДАРИНОИТ — $Fe_2^{3+}Se_3O_9\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min. *65*, 206; Can. Min., *16*, 605; ЗВМО, *110*, 229.

МАНЖИРОИТ — $(Na, K)Mn_8O_{16}\cdot nH_2O$, тетр. Am. Min., *53*, 2103; ЗВМО, *97*, 615.

МАНСФИЛЬДИТ — $Al(AsO_4)\cdot 2H_2O$, ромб. Дэна, *III/2*, 161.

МАПИМИТ — $Zn_2Fe_3^{3+}(AsO_4)_3(OH)_4\cdot 10H_2O$, мон. Min. Mag., *43*, 1064; ЗВМО, *112*, 700.

МАРГАРИТ. Гидроксилалюмосиликат кальция, гр. *слюд*. Название происходит от греческого слова, означающего «жемчуг», и дано из-за перламутрового блеска.

Состав. $4[CaAl_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_2]$.

Свойства. Мон., $C2/c$. Кристаллы редки; обычно встречается в виде листоватых агрегатов. Тв. 3,5—4,5. Листочки слюды хрупкие. Блеск от перламутрового до стеклянного. Цвет серовато-розовый, бледно-желтый до бледно-зеленого. Спайность по {001} совершенная.

Распространение. Встречается на Урале (СССР) в ассоциации с корундом и, вероятно, является продуктом его изменения. Кроме того найден на Кикладских островах (Греция), в Третино-Альто Аридже (Италия), вблизи Честера (штат Массачусетс), в округах Честер и Делавэр (штат Пенсильвания), в округе Клей (штат Северная Каролина, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Слоистые силикаты*.

Лит.: ДХЗ, *3*, 114—119.

МАРГАРОСАНИТ — $Pb(Ca, Mn)_2Si_3O_9$, трикл. Am. Min., *49*, 781; М, *III/2*, 35.

МАРИАЛИТ (гр. *скаполита*) — $3NaAlSi_3O_8\cdot NaCl$, тетр. ДХЗ, *4*, 353—370.

МАРИНЬЯКИТ = *Цериопирохлор*. Am. Min., *62*, 406; М, *III/2*, 158.

МАРИПОЗИТ — Cr — Si-*мусковит*.

МАРИЧИТ — $NaFe(PO_4)$, ромб. Am. Min., *64*, 655; Can. Min., *15*, 396; ЗВМО, *109*, 71.

МАРКАЗИТ. Сульфид железа, гр. *марказита*. Название дано Хайдингером в 1845 г. как производное от арабского или мавританского слова, ранее применявшегося для обозначения и других разновидностей (например, *пирита*).

Состав. FeS_2; Fe 46,6, S 53,4 вес. %.

Свойства. Ромб., *Pnnm*. Кристаллы обычно сдвойникованы, образуют копьевидные или гребневидные (в форме петушиного гребешка) сростки, иногда бывают сталактитоподобными с внутренним ядром, проявляющим радиально-лучистую структуру; на поверхности выделяются неправильной формы кристаллические грани. Встречаются шаровидные и почковидные агрегаты. Характерны срастания с *пиритом* и нарастания на нем. Тв. 6—6,5. Пл. 4,9. Блеск металлический. Цвет бледный бронзово-желтый, на свежем изломе — почти белый.

Распространение. Чаще всего встречается как аутигенный или гипергенный минерал в осадочных породах (например, в известняках, глинах, мраморах или глинистых сланцах), образующийся при низких температурах из кислых растворов. Как гипергенный минерал ассоциирует с минералами свинца и цинка.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Желевная шляпа; Минералогия формации Грин-Ривер; Полиморфизм; Псевдоморфизм; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 289.

МАРКАЗИТА ГРУППА — *гастит, куллерудит, марказит, маттагамит, ферроселит, фробергит.*

МАРМАТИТ — железосодержащий *сфалерит.*

МАРОКИТ — $CaMn_2^{3+}O_4$, ромб. Am. Min., *49*, 817; М, *II/3*, 107.

МАРРИТ — $PbAgAsS_3$, мон. Am. Min., *50*, 812.

МАРСТУРИТ — $Mn_3CaNaHSi_5O_{15}$, трикл. Am. Min., 63, 1187; Min. Mag., *43*, 1064; ЗВМО, *110*, 234.

МАРТИИТ (*I* и *II*) — $Pd_5(Sb, As)_2$, мон. и триг. Am. Min., *58*, 1; *61*, 1249.

МАРТИТ — псевдоморфоза *гематита* по *магнетиту*. См. также: *Псевдоморфизм.*

МАРТОЗИТ — $Cu(UO_2)_3(SeO_3)_3(OH)_2 \cdot 7H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 533; ЗВМО, *100*, 87.

МАРШИТ — CuI, куб. М, *II/1*, 144.

МАСКАНЬИТ — $(NH_4)_2SO_4$, ромб.

МАСКЕЛИНИТ — стекло, образующееся из *плагиоклаза*. См. также: *Минералы метеоритов.*

МАСЛОВИТ (гр. *пирита*) — PtBiTe, куб. Am. Min., *65*, 406; ЗВМО, 111, 226.

МАССИКОТ. Оксид свинца.

Состав. PbO.

Свойства. Ромб., *Pcma*. Тв. 2. Пл. 9,3—9,6. Массивные агрегаты. Спайность по {100} совершенная. Цвет желтый. Черта светло-желтая. Высокотемпературная модификация *литаргита.*

Распространение. Встречается в зонах окисления свинцовых месторождений, например в Ледвилле (штат Колорадо, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/2*, 39.

МАСУТОМИЛИТ (гр. *слюд*) — $K_2(LiMnAl)_2(AlSi_3)_2 \cdot O_{20}(F, OH)_4$, мон. Am. Min., *62*, 594; Min. Abst., *30*, 297; ЗВМО, *106*, 83.

МАСЮЙИТ — водный оксид урана, ромб. Am. Min., *45*, 1026; Min. Mag., *41*, 51; М, *II/3*, 573.

МАТИЛЬДИТ — $AgBiS_2$, гекс. М, *I*, 378.

МАТЛОКИТ. Хлорофторит свинца. Название дано по месту первичной находки Матлок (Дербишир, Англия).

Состав. 2[PbFCl].

Свойства. Тетр., *P4/nmm*. Таблитчатые кристаллы или грубопластинчатые агрегаты. Спайность по базопинакоиду. Блеск от алмазного до перламутрового. Цвет желтый или зеленоватый.

Распространение. Продукт изменения *галенита* или свинецсодержащих шлаков.

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *II/1*, 176.

МАТРАИТ — ZnS, триг. Am. Min., *45*, 1131; ЗВМО, *89*, 64.

МАТТАГАМИТ (гр. *маркавита*) — $(Co, Fe)Te_2$, ромб. Am. Min., *59*, 382; Can. Min., *12*, 55; ЗВМО, *103*, 618.

МАТТЕУЧИТ — $NaHSO_4 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *39*, 848.

МАУНТЕЙНИТ — $(Ca, Na_2, K_2)_2Si_4O_{10} \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *43*, 624; Min. Mag., *31*, 611; ЗВМО, *87*, 490.

МАУФИТ — $(Mg, Ni)Al_4Si_3O_{12} \cdot 4H_2O$ (?). Am. Min., *15*, 275; Min. Mag., *22*, 624.

МАУХЕРИТ — $Ni_{11}As_8$, тетр. М, *I*, 114. См. также: *Рудная микроскопия.*

МАХАЧКИИТ — $Ca_3(AsO_4)_2 \cdot 9H_2O$, трик. Am. Min., *62*, 1260; Min. Abst., *29*, 200; ЗВМО, *129*, 74.

МАЦЦИТ (гр. *цеолитов*) — $K_2CaMg_2(Al, Si)_{36}O_{72} \cdot 28H_2O$, гекс. Am. Min., *60*, 340; Cont. Min. Pet., *45*, 99; ЗВМО, *104*, 615.

МАЯКИТ — PdNiAs, гекс. Am. Min., *62*, 1260; Min. Abst., *28*, 449; ЗВМО, *107*, 326.

МБОЗИИТ — калиевый *тарамит*. Am. Min., *63*, 1051; ЗВМО, *95*, 326.

МЕДЖОРИТ (гр. *гранатов*) — $Mg_3(Fe, Al, Si)_2(SiO_4)_3$, куб. Am. Min., *55*, 1815; Science, *168*, 832; ЗВМО, *101*, 284. См. также: *Минералы метеоритов.*

МЕДМОНТИТ — смесь *хризоколлы* и *слюды*. Am. Min., *54*, 994.

МЕДНЫЙ БЛЕСК = *Халькозин.*

МЕДЬ САМОРОДНАЯ. Название металлу дано Плинием в 77 г. н. э. от греческого наименования о. Кипр (Cyprus), где была найдена медь.

Состав. 4(Cu). Обычно в виде сплава с небольшим содержанием Ag, As, Fe, Bi, Hg.

Свойства. Куб., *Fm3m*. Обычно в виде неправильной формы масс, пластинок, чешуй. Тв. 2,5—3. Пл. 8,9. Очень ковкая и тягучая. Излом занозистый. Цвет на свежей поверхности медно-красный. Легко растворяется в азотной кислоте.

Распространение. Обычно встречается в зоне окисления медных месторождений. Наиболее значительное месторождение находится на п-ове Кивино (штат Мичиган,

США). Часто встречается вместе с *куприто́м, малахи́том* и *авури́том*.
Применение. Второстепенная руда меди.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Габитус кристаллов; Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Минеральные ресурсы; Псевдоморфизм; Рудная микроскопия; Самородные элементы и сплавы; Скелетные кристаллы.*
Лит.: М, *I*, 27.

МЕЕРШАУМ (морская пенка) = *Сепиолит.*

МЕЗО́ЛИТ. Водный алюмосиликат натрия и кальция, гр. *цеолитов*. Название дано Фуксом и Геленом в 1813 г. и происходит от греческих слов «средний» и «камень» (дано за состав, промежуточный между *натролитом* и *склецитом*).
Состав. $Na_2Ca_2[Al_2Si_3O_{10}]_3 \cdot 8H_2O$; SiO_2 46,5, Al_2O_3 26,2, CaO 9,6, Na_2O 5,3, H_2O 12,4 вес. %.
Свойства. Мон. (псевдоромб.), *C*2 (псевдо-*Fdd*2). Тв. 5. Пл. 2,26. Блеск стеклянный, в волокнистых агрегатах — шелковистый. Бесцветный, белый, серый, желтый, розовый или красный. Прозрачный до полупрозрачного. Встречается в виде сдвойникованных призм или тонковолокнистых агрегатов, удлиненных по оси; часто образует прорастания с *натролитом, склецитом* или *томсонитом*. Спайность по {101} и $\{10\bar{1}\}$ совершенная. Двойникование всегда по {100}. Оптически положительный; плоскость оптических осей (010); дисперсия сильная ($r < v$). Твердый раствор с варьирующим количеством *натролита* и *склецита*. Имеет место значительное замещение Si на Na_2, небольшое замещение типа $Ca \rightleftarrows Na_2$; небольшое количество K может замещаться Na. В ионном обмене участвуют K, Li, Ag, NH_4, Tl и Na. Хорошо проявлены свойства молекулярного сита, но они не слишком избирательные из-за приспособляемости каркаса алюмосиликатов. Под действием соляной кислоты превращается в студнеобразное вещество.
Распространение. Встречается в полостях в базальтах и андезитах в ассоциации с *кальцитом* и другими *цеолитами*: *шабазитом, стильбитом, натролитом* и *анальцимом*. В полостях третичных базальтов Исландии образует нижнюю мезолит-склецитовую зону. Найден в жеодах в фонолитах Сардинии; в гидротермальных жилах ассоциирует с марганцевыми рудами и бариевыми минералами (Ачинск, СССР). Известны находки на островах вблизи Сицилии, в Шотландии, Ирландии, на Фарерских островах, в Гренландии, в Восточных Гатах (Индия), в Ричмонде (штат Виктория, Австралия), в штатах Пенсильвания и Колорадо (США), в провинции Новая Шотландия (Канада).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 394.

МЕЙЕРГОФФЕРИТ — $Ca_2B_6O_{11} \cdot 7H_2O$, трикл. Am. Min., *38*, 912.

МЕЙКСНЕРИТ — $Mg_6Al_2(OH)_{18} \cdot 4H_2O$, триг. Am. Min., *61*, 176; Tsch. Min. Pet., *22*, 79.

МЕЙМАКИТ — $WO_3 \cdot 2H_2O$, аморф. Am. Min., *53*, 1065.

МЕЙОНИТ (гр. *скаполита*) — $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot CaCO_3$, тетр. ДХЗ, *4*, 353—370. Can. Min., 17, 53. См. также: *Жильные минералы.*

МЕЛАНИТ — титанистый *андрадит*. М, *III/1*, 80.

МЕЛАНОВАНАДИТ — $Ca_2V_4^{4+}V_6^{5+}O_{25} \cdot nH_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 512.

МЕЛАНОСТИБИТ — $Mn(Sb, Fe)O_3$, триг. Am. Min., *53*, 1104; ЗВМО, *99*, 75.

МЕЛАНОТЕКИТ — $Pb_2Fe_2^{3+}Si_2^{5}O_9$, ромб. Am. Min., *52*, 1085.

МЕЛАНОФЛОГИТ. Низкотемпературная полиморфная модификация кремнезема. Цвет от желтого до коричневого, при нагревании становится черным, вследствие чего и получил свое название от греч. melan — черный и phlogos — быть сожженным.
Состав. SiO_2; но всегда присутствует не менее 6 % (C + + H + S); SiO_2 88—94, SO_3 5—8, H 1—2, C 1—3 вес. %.
Свойства. Куб. Тв. 6,5—7. Пл. 2,05. Блеск стеклянный. Цвет обычно желтоватый до коричневатого; иногда минерал бесцветный или белый. Кристаллы правильной кубической формы, до 2 мм, однако чаще встречается в форме шаровидных агрегатов. Параллельно граням куба обычно проявляется закономерное зональное окрашивание. У окрашенных кристаллов показатель преломления 1,467; после нагревания, ведущего к удалению органического вещества, показатель преломления 1,425. Органические примеси вызывают анизотропию, и *меланофлогит* проявляет слабое двупреломление. Из кислот растворяется только в плавиковой. Стабилен до 800 °C, выше 900 °C преобразуется в *кристобалит*.
Распространение. Встречается в виде «рубашек» на кристаллах, наподобие серы и других минералов в месторождениях серы на о. Сицилия; ассоциирует с *серой, целестином, кальцитом, опалом, кварцем* и битумами.

Р. ХАУИ

Лит.: М, *III/2*, 234.

МЕЛАНОЦЕРИТ — $(Ce, Ca)_5(Si, B)_3O_{12}(OH, F) \cdot nH_2O$ (?), гекс. RRW, 388; М, *III/1*, 510.

МЕЛАНТЕРИТ — $FeSO_4 \cdot 7H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 590; Can. Min., *17*, 65.

МЕЛИЛИТ. Сложный алюмосиликат кальция, натрия, калия, магния и железа. Название дано Деламетри в 1796 г. за желтый цвет и происходит от греческого слова «мед». Это главный минерал гр. *мелилита*; краевые члены ряда представлены *геленитом* и акерманитом.
Состав. $2[(Ca, Na, K)_2(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)(Si, Al)_2O_7]$.
Свойства. Тетр., $P\bar{4}_1m$. Обычно встречается в виде короткопризматических кристаллов. Хрупкий. Излом раковистый. Тв. 5—6. Пл. 2,95—3,05. Блеск от стеклянного до смолистого. Цвет медово-желтый, коричневый, буро-зеленый. Черта бесцветная. Иногда обнаруживает оптические аномалии.
Распространение. Характерен для ассоциаций высокотемпературных минералов в скарнах и базальтах, встречается также в шлаках. Известные находки: Айрон-Хилл (округ Ганнисон, штат Колорадо, США) и Скаут-Хилл (Антрим, Северная Ирландия).

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов.*

МЕЛИЛИТА ГРУППА — *акерманит, гардистонит, геленит, мелилит.*

МЕЛИФАНИТ — $(Ca, Na)_2Be(Si, Al)_2(O, OH, F)_7$, тетр. RRW, 390.

МЕЛКОВИТ — $CaFe^{3+}H_6(MoO_4)_4(PO_4)\cdot 6H_2O$. Am. Min., *55*, 320; ЗВМО, *99*, 80.

МЕЛЛИТ — $Al_2C_6(COO)_6\cdot 18H_2O$, тетр. Дэна, *II/2*, 566; Min. Abst., *27*, 257.

МЕЛОНЖОЗЕФИТ — $CaFe^{2+}Fe^{3+}(PO_4)_2(OH)$, ромб. Am. Min., *60*, 946; *62*, 60; ЗВМО, *103*, 625.

МЕЛОНИТ — $NiTe_2$, гекс. Min. Mag., *43*, 775; M, *I*, 579.

МЕЛЬНИКОВИТ = *Грейгит*. Am. Min., *49*, 543; M, *I*, 276.

МЕНДИПИТ — $Pb_3Cl_2O_2$, ромб. Min. Mag., *43*, 901; M, *III/1*, 234.

МЕНДОЦИТ — $NaAl(SO_4)_2\cdot 11H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 554.

МЕНЕГИНИТ — $CuPb_8(Sb, Pb)_{12}S_{24}$, ромб. Can. Min., *16*, 393; M, *I*, 405.

МЕРВИНИТ — $Ca_3Mg(SiO_4)_2$, мон. Am. Min., *57*, 1355; *59*, 1117; M, *III/1*, 164. См. также: *Породообразующие минералы*.

МЁРДОКИТ — $PbCu_6(O, Cl, Br)_8$, куб. Am. Min., *40*, 905; M, *II/3*, 14.

МЕРЕНСКИИТ — $(Pd, Pt)(Te, Bi)_2$, гекс. Am. Min., *52*, 926; Min. Mag., *35*, 815; ЗВМО, *97*, 68.

МЕРКАЛЛИТ — $KHSO_4$, ромб. Дэна, *II/1*, 467; Min. Abst., *28*, 260.

МЕРЛИНОИТ (гр. *цеолитов*) — $(K_2, Ca, Ba, Na_2)_{4,5}\cdot[Al_9Si_{23}O_{64}]\cdot 23H_2O$, ромб. Am. Min., *63*, 598; Min. Abst., *29*, 84; ЗВМО, *109*, 80.

МЕРРИХЬЮИТ (гр. *осумилита*) — $(K, Na)_2(Fe^{2+}, Mg)_5Si_{12}O_{30}$, гекс. Am. Min., *50*, 2096; Sience, *149*, 972; M, *III/2*, 142.

МЕССЕЛИТ — $Ca_2(Fe^{2+}, Mn)(PO_4)_2\cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *40*, 828; *44*, 469.

МЕТААЛУНОГЕН — $Al_4(SO_4)6\cdot 27H_2O$, мон RRW, 395, Дэна, *II/1*, 636.

МЕТААЛЮМИНИТ — $Al_2(SO_4)(OH)_4\cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *53*, 717; ЗВМО, *99*, 78.

МЕТААНКОЛЕИТ (гр. *метаотенита*) — $K_2(UO_2)_2\cdot(PO_4)_2\cdot 6H_2O$, тетр. Am. Min., *52*, 560; ЗВМО, *97*, 73.

МЕТАБОРИТ — HBO_2, куб. Am. Min., *50*, 261; M, *II/3*, 463.

МЕТАВАНДЕНДРИСШЕИТ — $PbU_7O_{22}\cdot nH_2O$. Am. Min., *45*, 1026; M, *II/3*, 568.

МЕТАВАНУРАЛИТ — $Al(UO_2)_2(VO_4)_2(OH)\cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *56*, 637; ЗВМО, *100*, 562.

МЕТАВАРИСЦИТ — $AlPO_4\cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 166.

МЕТАВИВИАНИТ — $Fe_3^{2+}(PO_4)_2\cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *59*, 896; ЗВМО, *104*, 611.

МЕТАВОКСИТ — $Fe^{2+}Al_2(PO_4)_2(OH)_2\cdot 8H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 407.

МЕТАВОЛЬТИН — $K_5[Fe_3^{3+}O(H_2O)_3(SO_4)_6]\cdot 7H_2O$, гекс. Min. Abst., *28*, 396; Min. Mag., *43*, 669.

МЕТАГОГМАННИТ — $Fe_2(SO_4)_2(OH)_2\cdot 3H_2O$. Дэна, *III/1*, 716.

МЕТАДЕЛЬРИОИТ — $CaSrV_2O_6(OH)_2$, трикл. Am. Min., *55*, 185; ЗВМО, *100*, 623.

МЕТАКАЛЕРИТ (гр. *метаотенита*) — $Fe^{3+}(UO_2)_2\cdot(AsO_4)_2\cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *45*, 254.

МЕТАКАЛЬЦИОУРАНОИТ — $(Ca, Na, Ba)U_2O_7\cdot 2H_2O$. Am. Min., *58*, 1111; ЗВМО, *103*, 355.

МЕТАКИРХХЕЙМЕРИТ (гр. *метаотенита*) — $Co(UO_2)_2(AsO_4)_2\cdot 8H_2O$, тетр. (?). Am. Min., *44*, 466; ЗВМО, *88*, 316.

МЕТАЛОДЕВИТ (гр. *метаотенита*) — $Zn(UO_2)_2\cdot(AsO_4)_2\cdot 10H_2O$, тетр. Am. Min., *59*, 210; ЗВМО, *102*, 450.

МЕТАНОВАЧЕКИТ (гр. *метаотенита*) — $Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2\cdot 4\div 8H_2O$, тетр. Min. Abst., *27*, 80; RRW, 398.

МЕТАОТЕНИТ (гр. *метаотенита*) — $Ca(UO_2)_2\cdot(PO_4)_2\cdot 2\div 6H_2O$, тетр. Дэна, *II/2*, 419. Am. Min., 48, 1389.

МЕТАОТЕНИТА ГРУППА — *аборатшит, бассетит, метаанколеит, метакалерит, метакирххеймерит, металодевит, метановачекит, метаотенит, метаторбернит, метаураноспинит, метаураноцирцит, метахейнрихит, метацейнерит, натриевый ураноспинит, урамфит*.

МЕТАРОССИТ — $CaV_2O_6\cdot 2H_2O$, трикл. Дэна, *II/1*, 506.

МЕТАСИДЕРОНАТРИТ — $Na_4Fe_2^{3+}(SO_4)_4(OH)_2\cdot 3H_2O$, ромб. Дэна, *III/1*, 712.

МЕТАСТИБНИТ — Sb_2S_3, аморф. Am. Min., *55*, 2104; M, *I*, 256.

МЕТАТОРБЕРНИТ. Минералы метаторбернит-I и метаторбернит-II представляют собой низкотемпературные, частично обезвоженные модификации *торбернита* — водного фосфата меди и урана. *Торбернит* получил название в честь шведского химика Торберна Бергмана.

Состав. $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2\cdot nH_2O$ ($n \leqslant 8$).

Свойства. Тетр., $P4/n$. Таблитчатый. Пл. 3,5—3,7. Блеск стеклянный до перламутрового. Весьма совершенная спайность по {001}. Цвет от изумрудного до яблочно-желтого. Черта бледно-зеленая. Обычно встречается в виде таблитчатых агрегатов. Хрупкий. Показатели преломления $n_o = 1{,}59$, $n_\varepsilon = 1{,}58$. Проявляет отчетливый дихроизм. Флюоресценция отсутствует. Полупрозрачный до прозрачного.

Распространение. Вторичный минерал, образующийся при дегидратации *торбернита* и приуроченный к гранитным пегматитам; встречается в ассоциации с сульфидами меди и *уранинитом*.

У. ХИЛЛ

См. также: *Дисперсия оптическая*.

Лит.: Дэна, *II/2*, 432.

МЕТАТЮЯМУНИТ — $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 3 \leftrightarrows 5H_2O$, ромб. Am. Min., *41*, 187; USGS Bull., *1064*, 254.

МЕТАУРАНОПИЛИТ — $(UO_2)_6(SO_4)(OH)_{10} \cdot 5H_2O$. Am. Min., *37*, 350; Дэна, *II/1*, 687.

МЕТАУРАНОСПИНИТ (гр. *метаотенита*) — $Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *45*, 254.

МЕТАУРАНОЦИРЦИТ (гр. *метаотенита*) — $Ba(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, ромб. Min. Abst., *17*, 695; USGS Bull., *1064*, 211.

МЕТАХЕЙВИИТ — $Ca(UO_2)_2Si_6O_{15} \cdot nH_2O$, мон. (?). Am. Min., *44*, 839; ЗВМО, *90*, 110.

МЕТАХЕЙНРИХИТ (гр. *метаотенита*) — $Ba(UO_2)_2 \cdot (AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *43*, 1134; ЗВМО, *89*, 71.

МЕТАХЬЮЭТТИТ — $CaV_6O_{16} \cdot 9H_2O$, ромб. Am. Min., *44*, 322; Min. Mag., 43, 550; Дэна, *II/2*, 514.

МЕТАЦЕЙНЕРИТ (гр. *метаотенита*) — $Cu(UO_2)_2 \cdot (AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *42*, 222; USGS Bull., *1064*, 215; Дэна, *II/2*, 433.

МЕТАЦЕЛЛЕРИТ — $Ca(UO_2)(CO_3)_2 \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *51*, 1567; ЗВМО, *97*, 71.

МЕТАЦИННАБАРИТ — HgS, куб. Am. Min., *63*, 1143; M, *I*, 203.

МЕТАШЁПИТ — $UO_3 \cdot 1 \leftrightarrows 2H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 1026; M, *II/3*, 552.

МЕТАШОДЕРИТ — $Al_2(PO_4)(VO_4) \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 637; ЗВМО, *91*, 199.

МИАРГИРИТ. Сульфид серебра и сурьмы. Название дано в 1829 г. от греч. meion — меньше и argyros — серебро, т. е. содержащий меньше серебра, чем *пираргирит* (или *прустит*).

Состав. 8[$AgSbS_2$]; небольшие количества Ag могут замещаться Cu.

Свойства. Мон., *Aa*. Толстотаблитчатые кристаллы со штриховкой на гранях. Несовершенная спайность в одном направлении. Тв. 2,5. Пл. 5,2. Блеск алмазный. Цвет от железно-черного до стального. Черта красная.

Распространение. Встречается в низкотемпературных гидротермальных жилах совместно с другими сульфосолями серебра и сульфидами, *кальцитом* и *кварцем*.

Применение. Руда серебра.

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *I*, 373.

МИЗЕНИТ — $K_2SO_4 \cdot 6KHSO_4$ (?), мон. Can. Min., *11*, 569; Дэна, *II/1*, 468.

МИКРОКЛИН. Алюмосиликат калия, гр. *полевых шпатов*. Название происходит от греч. mikros — маленький и klinein — угол (из-за отклонения на 0,5° угла между плоскостями спайности).

Состав. 4[$KAlSi_3O_8$]; неизменно присутствует небольшое количество Na, Ca, Ba, Rb, Cs и Fe.

Свойства. Трикл. Кристаллы призматические. Встречается также в виде массивных агрегатов с хорошо выраженной спайностью, либо неправильной формы зерен, либо в виде овоидов, окруженных натриевым *плагиоклазом* (структура рапакиви). Призматическая спайность по {001} совершенная, а по {010} хорошая. Проявляет одновременно двойникование по альбитовому и периклиновому законам, что создает «клетчатый» (шотландский) узор. В аутигенном микроклине двойникование отсутствует. Тв. 6. Пл. 2,56. Обычно образует прорастания с *альбитом* (крипто-, микро- до макропертитового), реже с *кварцем* (графический пегматит). Цвет белый или с оттенками желтого, красного или зеленого.

Распространение. Один из главных породообразующих минералов; встречается в интрузивных породах и пегматитах, в гнейсах, в виде порфиробластов в других метаморфических породах, в аркозовых песчаниках как обломочный минерал, а также как аутигенный.

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология; Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Полевые шпаты; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 14.

МИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — $(Na, Ca)_2Ta_2O_6(O, OH, F)$, куб. Am. Min., *62*, 405; USGS Bull., *1064*, 326; M, *II/3*, 162. См. также: *Минералы пегматитов.*

МИКРОСОММИТ = *Давин* (?).

МИКСИТ — $BiCu_6(AsO_4)_3(OH)_6 \cdot 3H_2O$, гекс. Дэна, *II/2*, 374.

МИЛАРИТ (гр. *осумилита*) — $K_2Ca_4Be_4Al_2Si_{24}O_{60} \cdot H_2O$, гекс. Can. Min., *18*, 41; M, *III/2*, 143.

МИЛЛЕРИТ. Сульфид никеля. Название дано Хайдингером в 1845 г. в честь У. Миллера, впервые описавшего этот минерал.

Состав. 9[NiS]; Ni 64,7, S 35,3 вес. %.

Свойства. Триг., *R*3*m*. Обычно встречается в виде волосовидных пористых масс и радиально-лучистых агрегатов, образованных тонкими до «капиллярных» кристаллами. Спайность совершенная по ромбоэдру {1011} и {0112}. Тв. 3—3,5. Пл. 5,5. Блеск металлический. Цвет бледно-латунный до бронзово-желтого, обычно с радужной побежалостью. Черта зеленовато-черная.

Распространение. Образуется в низкотемпературных условиях и встречается в пустотах и карбонатных жилах в виде продукта изменения других минералов никеля или в виде включений в других минералах. Установлен в Яхимове (Чехословакия), в Дилленбурге, Саарбрюкене и Зигене (ФРГ), в Гламоргане (Уэльс, Великобритания), в Маларктике, Квебеке и Садбери (провинция Онтарио, Канада). В США встречается вблизи Антверпена (штат Нью-Йорк), в округе Ланкастер (штат Пенсильвания), в округе Кеокук (штат Айова), в округе Сент-Луис (штат Миссури) и в Милуоки (штат Висконсин).

К. ФРЕЙ

См. также: *Магнитные минералы; Минералы пегматитов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Рудная микроскопия; Термометрия геологическая.*

Лит.: M, *I*, 234.

МИЛЛИСИТ — $(Ca, Na)_2Al_6(PO_4)_4(OH, O)_9 \cdot 3H_2O$, тетр. (?). Am. Min., *64*, 626; Дэна, *II/2*, 372.

МИЛЛОЗЕВИЧИТ — $(Al, Fe)_2(SO_4)_3$. Am. Min., *59*, 1140; Дэна, *II/1*, 636.

МИМЕТЕЗИТ. Хлорарсенат свинца, гр. *апатита*. Название дано Боданом в 1832 г. и происходит от греческого «имитатор, подражатель» (из-за сходства этого минерала с *пироморфитом*).

Состав. $Pb_5Cl(AsO_4)_3$; (AsO_4) может замещаться (PO_4); при (PO_4) > (AsO_4 образуется *пироморфит*.

Свойства. Мон., $P2_1/b$ (псевдогекс.). Обычно встречается в форме «бочоночных», реже игольчатых кристаллов, а также шаровидных, почковидных и гроздевидных агрегатов. Тв. 3,5—4. Пл. 7,3. Блеск от смолистого до полуалмазного. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет бледно-желтый, желтовато-коричневый или оранжево-желтый. Черта белая.

Распространение. Вторичный минерал, встречающийся в зонах окисления месторождений свинца в ассоциации с церусситом и лимонитом. Известен в Бадене и Хессе (ФРГ), Саксонии (ГДР), Пршибраме (Чехословакия), Нерчинске (СССР), Пюи-де-Дом (Франция), Корнуолле, Камберленде и Ледхилсе (Великобритания), Лонгбане (Швеция), Цумебе (Намибия); в США найден в округах Пайнел и Явапай (штат Аризона), Иньо (штат Калифорния), Тинтик (штат Юта) и в Юрике (штат Невада).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 310.

МИНАСРАГРИТ — $VO(SO_4)\cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *58*, 531; Дэна, *II/1*, 517.

МИНГУЦЦИТ — $K_3Fe^{3+}(C_2O_4)_3\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *41*, 370; ЗВМО, *85*, 383.

МИНИЮЛИТ — $KAl_2F(H_2O)_4(PO_4)_2$, ромб. Am. Min., *62*, 256; Can. Min., *17*, 99; Дэна, *II/2*, 406.

МИННЕСОТАИТ — $(Fe, Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2$, мон. Am. Min., *50*, 148; *65*, 15; ДХЗ, *3*, 135. См. также: *Минералогия почв*.

МИРАБИЛИТ. Водный сульфат натрия. Термин введен Хайдингером в 1845 г. Название возникло в связи с тем, что немецкий химик И. Р. Глаубер (1603—1668) был «удивлен» образованием этой соли (от латинского «удивительная соль»).

Состав. $[Na_2SO_4\cdot 10H_2O]$.

Свойства. Мон., $P2_1/a$. Встречается в виде короткопризматических до игольчатых кристаллов, массивных агрегатов, корок (выцветов), зернистых и сталактитоподобных разностей. Спайность совершенная по {100}. Излом раковистый. Тв. 1,5—2. Пл. 1,49. Бесцветный и прозрачный, иногда белый и полупрозрачный. Черта белая. Слабо горько-соленый на вкус.

Распространение. Типичный минерал химических осадков, образующийся в соленых озерах и горячих источниках, а также в виде выцветов на поверхности почвы. Из-за пониженной растворимости при низких температурах он может формироваться зимой из соляных отложений. Ассоциирует с *тенардитом*, *гипсом* и *галитом* в заливе Кара-Богаз-Гол (СССР) и оз. Грейт-Солт (штат Юта, США).

Применение. Источник глауберовой соли.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы пещер; Минеральные соли*.

Лит.: Дэна, *II/1*, 519.

МИСПИКЕЛЬ = *Арсенопирит*. Min. Mag., *43*, 1053.

МИТРАЛЬ — статус вида сомнителен. Min. Abst., *28*, 118.

МИТРИДАТИТ — $Ca_3Fe_4^{3+}(PO_4)_4(OH)_6\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 169; Min. Mag., *40*, 863; Дэна, *II/2*, 388. См. также: *Минералы пегматитов*.

МИТЧЕРЛИХИТ — $K_2CuCl_4\cdot 2H_2O$, тетр. M, *II/1*, 267.

МИХАРАИТ — $Cu_4FePbBiS_6$, ромб. Am. Min. *65*, 784; ЗВМО, *III*, 690.

МИЦЦОНИТ — средний член ряда группы *скаполита*.

МОЗАНДРИТ — $(Ca, Na)_3(Ti, Zr)(F, O)_2(Si_2O_7)$, трикл. RRW, 420; M, *III/1*, 829.

МОЗЕЗИТ — $Hg_3N(SO_4, MoO_4, Cl)\cdot H_2O$, куб. Am. Min., *38*, 1225; M, *III/1*, 147.

МОИХУКИТ — $Cu_9Fe_9S_{16}$, тетр. Am. Min., *57*, 698; ЗВМО, *102*, 439.

МОКТЕСУМИТ — $Pb(UO_2)(TeO_3)_2$, мон. Am. Min., *50*, 1158; ЗВМО, *96*, 73.

МОЛИБДЕНИТ-2H. Сульфид молибдена. Название ввел в 1837 г. Дэна. Молибденитом первоначально называли химический элемент, ныне носящий имя молибден (от греческого «свинец»).

Состав. $2[MoS_2]$. Mo 59,9, S 40,1 вес. %.

Свойства. Гекс., $C6/mmc$. Обычно встречается в виде листоватых массивных или чешуйчатых агрегатов. Спайность совершенная по {0001}. Тв. 1—1,5. Пл. 4,62—4,73. Чешуйки гибкие но неупругие. Жирный на ощупь. Блеск металлический. Цвет свинцово-серый. На глазурованном фарфоре черта зеленоватая. Полиморфен с *молибденитом-3R* и *иордизитом*.

Распространение. Встречается как акцессорный минерал в некоторых гранитах и связанных с ними аплитах и пегматитах. В высокотемпературных жильных месторождениях находится совместно с топазом, шеелитом, *вольфрамитом* и *флюоритом*, присутствует в контактово-метаморфических месторождениях. Крупное месторождение молибденита находится в Клаймаксе (штат Колорадо, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа; Метод паяльной трубки; Нерудные и рудные полевые ископаемые; Рудная микроскопия; Рудные минералы*.

Лит.: M, *I*, 282.

МОЛИБДЕНИТ-3R — MoS_2, триг. Am. Min., *64*, 758; Can. Min., *7*, 524; ЗВМО, *93*, 449, 459.

МОЛИБДИТ — MoO_3, ромб. Am. Min., 49, 1497; M, *II/2*, 315.

МОЛИБДОМЕНИТ — $PbSeO_3$, мон. Am. Min., *50*, 812; Can. Min., *8*, 149.

МОЛИБДОФИЛЛИТ — $Pb_2Mg_2Si_2O_7(OH)_2$, гекс. RRW, 413.

МОЛИЗИТ — $FeCl_3$, триг. M, *III/1*, 210.

МОЛУРАНИТ — $H_4U^{4+}(UO_2)_3(MoO_4)_7\cdot 18H_2O$, аморф. Am. Min., *45*, 258; ЗВМО, *90*, 115.

МОНАЦИТ. Фосфат церия и редких земель. Название ввел Бейтгаупт в 1829 г. как производное от греческого «быть одиноким» (из-за редкой встречаемости этого минерала).

Состав. (Ce, La, Y, Th)PO_4; обычно лантаноиды и церий находятся в примерной пропорции 1 : 1, содержание ThO_2 может достигать 12 %.

Свойства. Мон. Кристаллы обычно таблитчатого габитуса. Тв. 5—5,5. Пл. 4,6—5,4. Блеск смолистый до воскового. Цвет от желтого до коричневого. Спайность несовершенная. Оптически двуосный, положительный,

n_m = 1,79÷1,80; двупреломление 0,05—0,06, $2V$ = = 10÷20°, но проявляет заметный плеохроизм. Под действием кислот медленно разлагается. Изоструктурен с *хаттонитом* и *крокоитом*.

Распространение. Как акцессорный минерал присутствует во многих гранитоидах. Сравнительно большие кристаллы встречаются в пегматитах. В основном концентрируется в россыпях и пляжевых песках (см. *Минералы и самородные металлы черных песков*). В пегматитах ассоциирует с *гадолинитом*, *самарскитом* и *колумбитом*, в песках и обломочных отложениях — с *цирконом*, *апатитом*, *титанитом* (*сфеном*) и *магнетитом*.

Применение. Важный источник тория и редких земель.

А. ПАБСТ

См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные* (*тугоплавкие*) *минералы; Плеохроизм; Породообразующие минералы; Рудные минералы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 75.

МОНГЕЙМИТ — промежуточный член ряда *сидерит — смитсонит*. Дэна, *III*, 217.

МОНЕТИТ — $CaHPO_4$, трикл. Дэна, *II/2*, 39; Min. Abst., *30*, 20.

МОНИМОЛИТ (гр. *ромеита*) — $(Pb, Ca)_2Sb_2O_7$, куб. М, *II/3*, 142.

МОНОГИДРОКАЛЬЦИТ — $CaCO_3 \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *49*, 1151; ЗВМО, *94*, 192. См. также: *Биогенные минералы*.

МОНСМЕДИТ — $H_8K_2Tl_2^{3+}(SO_4)_8 \cdot 11H_2O$, куб. Am. Min., *54*, 1496; ЗВМО, *98*, 327.

МОНСТЕТИТ — Pb-*герценбергит*. Am. Min., 65, 207; Can. Min., *16*, 561.

МОНТАНИТ — $Bi_2TeO_6 \cdot 2H_2O$, мон. (?). Дэна, *II/2*, 9.

МОНТБРЕЙИТ — Au_2Te_3, трикл. Am. Min., *57*, 146; М, *I*, 594.

МОНТГОМЕРИИТ — $Ca_4Mg(H_2O)_{12}[Al_4(OH)_4(PO_4)_6]$, мон. Am. Min., *59*, 843; *61*, 12; Дэна, *II/2*, 416. См. также: *Минералы пегматитов*.

МОНТЕБРАЗИТ. Гидроксилфосфат лития и алюминия, член непрерывного ряда *амблигонита*. Название дано по месту первоначальной находки в районе Монбра (департамент Крёз, Франция).

Состав. $2[LiAl(PO_4)(OH)]$; Li замещается Na с образованием *натромонтебразита*, а (OH) — железом с образованием *амблигонита*.

Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Кристаллы идиоморфные, крупные, округлой формы. Встречается также в виде массивных агрегатов (столбчатых и плотных) с четко проявленной спайностью. Спайность совершенная, хорошая и отчетливая. Тв. 5,5—6. Пл. 3,0. Блеск от стеклянного до жирного. Цвет белый с оттенками желтого, розового, зеленого или голубого.

Распространение. Найден в гранит-пегматитах в виде гигантских кристаллов и массивных агрегатов массой сотни тонн в рудниках Кистона (штат Южная Дакота, США).

Применение. Руда лития.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 232.

МОНТЕПОНИТ — CdO, куб.

МОНТЕРЕДЖИАНИТ — $(Na, K)_6(Y, Ca)_2Si_{16}O_{38} \cdot 10H_2O$, ромб. Am. Min., *65*, 207; Can. Min., *16*, 561; ЗВМО, *110*, 236.

МОНТИЧЕЛЛИТ. Силикат магния и кальция, гр. *оливина*. Назван в честь итальянского минералога Т. Монтичелли.

Состав $4[MgCaSiO_4]$; небольшое количество Mg может замещаться Fe, а Ca — Mn.

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Мелкие призматические кристаллы или зерна. Тв. 5,5. Пл. 3,1—3,3. Бесцветный до серого.

Распространение. Встречается в зонах контактового метаморфизма кремнистых доломитовых мраморов, а также в ультраосновных породах. Известны находки в районе вулкана Везувий и вблизи Монцони (Италия), в Шаннон-Тьер (Тасмания). В США встречен в районе Кине (штат Нью-Йорк), Магнет-Ков (штат Арканзас) и Крестмор (штат Калифорния).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *III/1*, 212.

МОНТМОРИЛЛОНИТ. Водный алюмосиликат натрия, кальция, магния и железа; главный минерал гр. *смектитов*. Название дано по месту первоначальной находки в Монтморийоне (Франция).

Состав. $Na_{0,7}(Al_{3,3}Mg_{0,7})(Si_8O_{20})(OH)_4 \cdot nH_2O$.

Свойства. Мон. Тонкозернистые агрегаты. Тв. 1—2. Пл. 2—3. Совершенная спайность по {001}. Цвет белый, желтый или зеленоватый. Проявляет разупорядоченную слоистую структуру или смешанослойную с хлоритами. Слои разбухают в результате адсорбции воды в межслоевых пространствах; проявляется катионный обмен.

Распространение. Составной компонент бентонитовых глин; образуется при изменении вулканического пепла основного состава. Может быть продуктом выветривания изверженных пород основного состава или гидротермального изменения *плагиоклазов*.

Применение. Используется при бурении скважин и в качестве наполнителя.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Глины, минералы глин; Диагенетические минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные пигменты и наполнители; Слоистые силикаты; Смектита группа; Электронная микроскопия* (*просвечивающая*).

Лит.: ДХЗ, *3*, 266—288.

МОНТРОЗЕИТ. Оксигидроксид ванадия. Название дано Уиксом, Кисни и Шервудом в 1953 г. по месту находки в округе Монтроз (штат Колорадо, США).

Состав. VO(OH); некоторое количество Fe обычно замещает V.

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Тв. 4—4,2. Блеск полуметаллический. Цвет черный. Черта черная. Встречается в форме микрокристаллических лейст. Хорошая спайность параллельно удлинению лейст — по {010} и {110}. Хрупкий, непрозрачный. От других темноцветных минералов ванадия отличается с помощью рентгеновской порошкограммы. Растворим в H_2SO_4, окисляется до *парамонтрозеита* VO_2.

Распространение. Встречается в качестве тонкозернистых смесей в рассеянном виде в песчаниках и считается первичным минералом. Обширные залежи найдены в штате Колорадо (США). Известны ассоциации с ура-

новой смолкой, *коффинитом*, *пиритом*, *галенитом* и другими сульфидами.
Применение. Руда ванадия.

Л. ФУКС

Лит.: М, *II/3*, 519.

МОНТРОИДИТ — HgO, ромб. Дэна, *I/2*, 35.

МОНЧЕИТ — (Pt, Pd)(Te, Bi)$_2$, гекс. Am. Min., *48*, 1181; ЗВМО, *92*, 568.

МОРАЕСИТ — $Be_2(PO_4)(OH)\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *38*, 1126.

МОРГАНИТ — ювелирная разновидность розового *берилла*. См. также: *Геммология; Минералы пегматитов.*

МОРДЕНИТ. Водный алюмосиликат натрия, калия и кальция, гр. *цеолитов*. Название дано Хау в 1864 г. по месту первоначальной находки вблизи Мордена (провинция Новая Шотландия, Канада).
Состав. $(Na_2, K_2Ca)[Al_2Si_{10}O_{24}]\cdot 7H_2O$; SiO 67,2, Al_2O_3 11,4, CaO 2,1, Na_2O 3,5, K_2O 1,7, H_2O 14,1 вес. %; $Na_2 : K_2 : Ca = 3 : 1 : 2$.
Свойства. Ромб., *Cmcm* или *Cmc2*; $a = 18{,}13$ Å, $b = 20{,}49$ Å, $c = 7{,}52$ Å. Тв. 3—4. Пл. 2,12—2,15. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, красный или коричневый. Удлиненные, игольчатые или волокнистые агрегаты, удлинение в направлении оси *z*. Показатели преломления: $n_p = 1{,}472 \div 1{,}483$, $n_m = 1{,}475 \div 1{,}485$, $n_g = 1{,}477 \div 1{,}487$. Двупреломление 0,004—0,005; $2V = 76 \div 90°$ (±); плоскость оптической оси (100); $Np = z$, $Nm = x$, $Ng = y$. Содержание щелочей обычно выше, чем кальция, но встречается и богатый кальцием морденит. Калий содержится обычно в меньшем количестве по сравнению с натрием. Отношение Si/Al тоже варьирует. Подвержен постепенному обезвоживанию с потерей H_2O до 16 %. Хорошо восстанавливает потерянные запасы воды. Проявляет селективные свойства молекулярного сита по отношению к NH_3, CO_2, SO_2 и др. Диаметр наиболее крупных каналов составляет 6,6 Å; он уменьшается до 4 Å при совмещении дефектов в каркасе алюмосиликата. Образуются продукты ионного обмена солей Li, Na, K, NH_4^+, Ca и Ba. Не реагирует с соляной кислотой.
Распространение. Встречается в жилах и миндалинах в риолитах и андезитах, иногда в ассоциации с *кварцем*, реже — в пустотах в базальтах и долеритах. В качестве продукта изменения вулканического стекла (кремнистых стекловатых туфов) известен в ассоциации с *клиноптилолитом*, *опалом* и *монтмориллонитом*. Распространен в бентонитовых глинах третичных туфовых отложений Японии, присутствует также в цементе песчаников и как аутигенный минерал в писчем мелу.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 444.

МОРЕНОЗИТ — $NiSO_4\cdot 7H_2O$, ромб. Дэна, *II/1*, 610.

МОРИНИТ — $Ca_2Na[Al_2F_4(OH)(H_2O)_2(PO_4)_2]$, мон. Am. Min., 43, 585; Can. Min., 17, 93; Дэна, *II/1*, 185. См. также: *Апатита группа; Минералы пегматитов.*

МОРИОН — дымчатый *кварц*.

МОРИТ — $(NH_4)_2Fe^2(SO_4)_2\cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 805; ЗВМО, *94*, 676.

МОССИТ — разновидность *колумбита*. Am. Min., *65*, 814; М, *II/3*, 247. См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков.*

МОТТРАМИТ. Гидроксилванадат свинца и меди, гр. *оливенита*. Название дано в 1876 г. по месту находки в Моттраме (Сант-Андрюс, Чешир, Англия).
Состав. $4[PbCu(VO_4)(OH)]$; Cu замещается Zn (Zn > > Cu — *деклуазит*).
Свойства. Ромб., *Pnat*. Разнообразные кристаллы; образует друзы. Обычно массивные или гроздевидные агрегаты. Тв. 3—3,5. Пл. 5,9—6,2. Блеск жирный. Цвет зеленый или красновато-коричневый.
Распространение. В качестве вторичного минерала встречается в зонах окисления рудных месторождений, иногда образует псевдоморфозы по *ванадиниту*.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 219.

МОТУКОРЕАИТ — $NaMg_{19}Al_{12}(CO_3)_{6,5}(SO_4)_4(OH)_{54}\cdot 28H_2O$, гекс. Am. Min., *63*, 598; Min. Mag., *41*, 389; ЗВМО, *109*, 69.

МОУРИТ — $U^{4+}Mo_5^{6+}O_{12}(OH)_{10}$, мон. Am. Min., *56*, 163; М, *II/3*, 450.

МОУСОНИТ — $Cu_6Fe_2SnS_8$, тетр. Am. Min., *50*, 900; Can. Min., *17*, 125; ЗВМО, *96*, 67.

МОЧЕВИНА — $CO(NH_2)_2$. ЗВМО, *103*, 626.

МОШЕЛАНДСБЕРГИТ — Ag_2Hg_3, куб. М, *I*, 101. См. также: *Самородные элементы и сплавы.*

МПОРОРОИТ — $(Al, Fe)_2W_2O_9\cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *58*, 1112; ЗВМО, *103*, 362.

МРОЗИТ — $CaCO_3TeO_2$, ромб. Am. Min., *61*, 339; Can. Min., *13*, 286; ЗВМО, *106*, 79.

МУАССАНИТ (карборунд) — α-SiC, гекс. М, *I*, 122. См. также: *Минералогия Луны; Минералы пегматитов; Самородные элементы и сплавы.*

МУЛЛИТ. Силикат алюминия. Название дано по месту первичной природной находки на о. Малл (Шотландия).
Состав. $3Al_2O_3\cdot 2SiO_2$; синтетический муллит может содержать больше Al_2O_3, его формула $2Al_2O_3\cdot SiO_2$.
Свойства. Ромб., *Pbam*. Удлиненные призматические кристаллы или волокнистые агрегаты. Отчетливая спайность по {010}. Тв. 6—7. Пл. 3,15—3,26. Блеск стеклянный. Цвет белый или бледно-розовый. Черта белая. Показатели преломления $n_p = 1{,}640 \div 1{,}670$, $n_m = 1{,}642 \div 1{,}675$, $n_g = 1{,}651 \div 1{,}690$, $2V\gamma = 45 \div 61°$. Плеохроизм $Np = Nm$ — бесцветный, Ng — розоватый. От *силлиманита* можно отличить только с помощью определения рентгеноструктурным методом размера ячеек или инфракрасных спектров поглощения. В большинстве кислот нерастворим. Теоретически рассчитанный состав включает 60 мол. % Al_2O_3, но природные и синтетические муллиты могут содержать до 63 мол. % Al_2O_3, а некоторые синтетические муллиты вплоть до 67 мол. %. Al может замещаться Fe^{3+} и Ti.
Распространение. Встречается в ксенолитах пелитовых пород в изверженных породах основного состава. Железосодержащий *муллит* описан из латеритовых разновидностей каолина, претерпевших термальный метаморфизм. Ассоциирует со *шпинелью* и *плагиоклазом*. Муллит также образуется при высокотемператур-

ном обжиге *кианита* (или других полиморфных модификаций Al_2SiO_5 — *андалузита* и *силлиманита*).

Р. ХАУИ

См. также: *Минералогия портландцемента; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Свойства минералов; Синтетические минералы.*

Лит.: M, *III/3*, 23.

МУНАНАИТ — $PbFe_2^{3+}(VO_4^{3-})_2(OH)_2$, трикл. Am. Min., *54*, 1738; ЗВМО, *99*, 80.

МУРАТАИТ — $(Na, Y)_4(Zn, Fe)_3(Ti, Nb)_6O_{18}(F, OH)_4$, куб. Am. Min., *59*, 172; ЗВМО, *104*, 608.

МУРЕИТ — $(Mn, Zn, Mg)_8(SO_4)(OH)_{14}\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 973; Дэна, *III/1*, 677.

МУРМАНИТ — $Na_2(Ti, Nb)_2Si_2O_9\cdot nH_2O$, трикл. Am. Min., *48*, 1413; M, *III/1*, 668.

МУРХАУСИТ — $(Co, Ni, Mn)SO_4\cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 808; Can. Min., *8*, 166; ЗВМО, *95*, 317.

МУСКОВИТ. Сложный гидроксилалюмосиликат калия, гр. *слюд.* Название дано Дэна в 1850 г. по обиходному наименованию «московское стекло» — минерал из Московии (Древняя Русь).

Состав. $2\{K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH, F)_4\}$; K замещается Na, Ba и H_3O^+; Al в октаэдрах замещается Li, V, Mn, Mg и Fe^{2+}; Al в тетраэдрах замещается Si.

Свойства. Мон., $C2/c$. Большей частью встречается в виде крупных листочков и чешуек, иногда образует крупные блоки с хорошо проявленной спайностью или таблитчатые кристаллы, может быть скрытокристаллическим или массивным. Спайность по {001} совершенная. Тв. 2,5—3. Пл. 2,77—2,88. Блеск стеклянный до перламутрового. Бесцветный либо светлых оттенков желтого, коричневого, зеленого или красного. Прозрачен в тонких листочках. Проявляет хорошие электро- и теплоизоляционные свойства.

Распространение. Является породообразующим минералом. Характерен для кислых и интрузивных пород и связанных с ними пегматитов. Главный компонент слюдяных кристаллических сланцев. Продукт выветривания и гидротермального изменения *плагиоклазов* (серицита). В качестве обломочного минерала встречается в осадочных породах. Известен и как аутигенный минерал.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Габитус кристаллов; Глины, минералы глин; Классификация минералов: принципы, Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Минеральные пигменты и наполнители; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Плеохроизм; Породообразующие минералы; Слоистые силикаты.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 20.

МУСКОКСИТ — $Mg_7Fe_4^{3+}O_{13}\cdot 10H_2O$, триг. Am. Min. *54*, 684; ЗВМО, *100*, 85.

МУТМАННИТ — (Ag, Au)Te. M, *I*, 593.

МУХИНИТ (гр. *эпидота*) — $Ca_2(Al_2V)O(Si_2O_7)(SiO_4)\cdot(OH)$, мон. Am. Min., *55*, 321; M, *III/1*, 741.

МЫШЬЯК. Самородный элемент, полуметалл, As. Название происходит от греческого слова, означающего «мужской», и связано с суеверными представлениями о том, что металлы обладают полом.

Свойства. Триг., $R\bar{3}m$. Обычно массивные, почковидные или натечные агрегаты. Тв. 3,5. Пл. 5,7. На свежей поверхности блеск почти металлический. Цвет на свежей поверхности оловянно-белый. Со временем покрывается темно-серой побежалостью. Хрупкий.

Распространение. Часто в сплаве с сурьмой и со следами железа, серебра, золота и висмута. Редко встречается в жилах среди кристаллических пород в ассоциации с рудами серебра, кобальта или никеля.

Применение. Очень незначительное как руда мышьяка.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Рудная микроскопия; Самородные элементы и сплавы.*

Лит.: M, *I*, 81.

МЭДОКИТ — $Pb_{17}(Sb, As)_{16}S_{41}$, ромб. Am. Min., *53*, 1421; Can. Min., *9*, 191; ЗВМО, *97*, 613.

МЭКИНЕНИТ — γ-NiSe, триг. Am. Min., *50*, 520; ЗВМО, *94*, 669.

МЮИРИТ — $Ba_{10}Ca_2MnTiSi_{10}O_{30}(OH, Cl, F)_{10}$, тетр. Am. Min., *50*, 1500; ЗВМО, *95*, 324.

Н

НАВАХОИТ — $V_2O_5 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *44*, 322; М, *II/2*, 318.

НАГЕЛЬШМИДТИТ — $Ca_{3-4}(Si, P)_2O_8$. Am. Min., *63*, 425; Min. Abst., *29*, 481; ЗВМО, *110*, 232.

НАГИАГИТ — $Pb_5Au(Te, Sb)_4S_{5-8}$, ромб. (?). М, *I*, 595.

НАДОРИТ — $PbSbO_2Cl$, ромб. М, *III/1*, 241.

НАЖДАК — смесь *корунда* и *магнетита*. См. также: *Абразивные материалы.*

НАЗИНИТ — $Na_2[B_5O_8(OH)] \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *48*, 709; Min. Mag., *28*, 260; ЗВМО, *91*, 196.

НАЗОНИТ — $Pb_6Ca_4Si_6O_{21}Cl_2$, гекс. Am. Min., *56*, 1174; М, *III/1*, 841.

НАКАУРИИТ — $(Mn, Ni, Cu)_8(SO_4)_4(CO_3)(OH)_6 \cdot 48H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 594; Min. Abst., *31*, 497; ЗВМО, *107*, 332.

НАКАФИТ — $Na_2Ca(PO_4)F$, ромб. Am. Min., *66*, 218; Min. Mag., *43*, 1064; ЗВМО, 111, 234.

НАКРИТ — полиморфная модификация каолинита. ДХЗ, *3*, 228. См. также: *Глины, минералы глин; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Слоистые силикаты.*

НАМБУЛИТ — $NaLiMn_8Si_{10}O_{28}(OH)_2$, трикл. Am. Min., *58*, 1112; Min. Abst., *30*, 289; М, *III/3*, 553.

НАНТОКИТ — CuCl, куб. М, *III/1*, 142.

НАНЬЛИНИТ — $CaMg_4(AsO_3)_2F_4$, триг. Am. Min., *62*, 1058; ЗВМО, *110*, 229.

НАРСАРСУКИТ — $Na_4Ti_2O_2(Si_8O_{20})$, тетр. Am. Min., *47*, *539*; М, *III/3*, 353.

НАСЛЕДОВИТ — $PbMn_3Al_4(CO_3)_4(SO_4)O_5 \cdot 5H_2O$. Am. Min., *44*, 1325; ЗВМО, *88*, 313.

НАТИСИТ — $Na_2TiOSiO_4$, тетр. Am. Min., *61*, 339; ЗВМО, *106*, 81.

НАТРИЕВАЯ СЕЛИТРА — см. *Нитратин.*

НАТРИЕВЫЕ КВАСЦЫ — $NaAl(SO_4)_2 \cdot 12H_2O$, куб. Дэна, *III/1*, 463.

НАТРИЕВЫЙ БЕТПАКДАЛИТ — $(Na, Ca)_3Fe_2^{3+} \cdot (As_2O_4)(MoO_4)_6 \cdot 15H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 1312; ЗВМО, *102*, 452.

НАТРИЕВЫЙ БОЛТВУДИТ — $(H_3O)(Na, K) \cdot (UO_2)(SiO_4) \cdot 2{,}5H_2O$, ромб. Am. Min., *61*, 1054.

НАТРИЕВЫЙ ПОЛЕВОЙ ШПАТ = *Альбит.*

НАТРИЕВЫЙ УРАНОСПИНИТ (гр. *метаотенита*) — $(Na_2, Ca)(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 5H_2O$, тетр. Am. Min., *43*, 383.

НАТРОАЛУНИТ (гр. *алунита*) — $NaAl_3(SO_4)_2(OH)_6$, триг. Дэна, *III/1*, 655; Min. Abst., *28*, 79.

НАТРОАПОФИЛЛИТ — $NaCa_4Si_8O_{20}F \cdot 8H_2O$, ромб. Am. Min., *66*, 410; ЗВМО, 112, 704.

НАТРОЛИТ. Водный алюмосиликат натрия, гр. *цеолитов.* Название дано Клапротом в 1803 г. и происходит от греческих слов «натриевый камень».

Состав. $Na_{16}[Al_{16}Si_{24}O_{80}] \cdot 16H_2O$; SiO_2 47,4, Al_2O_3 26,8, Na_2O 16,3, H_2O 9,5 вес. %.

Свойства. Ромб. (псевдотетр.), *Fdd*2; $a = 18{,}30$ Å, $b = 18{,}63$ Å, $c = 6{,}60$ Å. Тв. 5. Пл. 2,20—2,26. Блеск стеклянный, у волокнистых разновидностей перламутровый. Бесцветный, белый, сероватый или желтоватый. Прозрачный до полупрозрачного. Обычно встречается в виде тонких призм, нитей или радиальнолучистых пучков, удлиненных по оси *z*. Спайность очень хорошая по {110} и {1$\bar{1}$0}. Редкое двойникование по (110), (011) и (031). Проявляет пироэлектрические и пьезоэлектрические свойства. Показатели преломления $n_p = 1{,}473 \div 1{,}483$, $n_m = 1{,}476 \div 1{,}486$, $n_g = 1{,}485 \div 1{,}496$. Двупреломление 0,012; $2V = 58—64°$, оптически положительный; $Np = x$, $Nm = y$, $Ng = z$. Небольшие количества Na могут замещаться K и Ca. Резко выражено обезвоживание с максимальной потерей воды до 12 %. Запасы H_2O восстанавливаются слабо. Имеет место ионный обмен Na с Li, Ag, K, NH_4 и Tl. Свойства молекулярного сита хорошие, но не слишком избирательные из-за приспособляемости каркаса алюмосиликата. В диапазоне температур 400—600 °C происходит переход к метанатролиту. Под действием HCl превращается в студнеподобное вещество.

Распространение. Относится к *цеолитам* поздней кристаллизации и встречается в полостях базальтов в ассоциации с *анальцимом*, *шабазитом*, *кальцитом* и др. Продукт изменения *нефелина* или *содалита* в нефелиновых сиенитах и фонолитах. Развит по плоскостям отдельностей в гнейсах. Продукт взаимодействия нефелинового стекла и нефелина с циркулирующими грунтовыми водами, образующий цемент нефелинитовых палагонитовых туфов на Гавайских островах; встречается в ассоциации с *филлипситом*, *шабазитом*, *гоннардитом* и *кальцитом.*

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Аутигенные минералы; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Цеолиты.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 394.

НАТРОМОНТЕБРАЗИТ (гр. *амблигонита*) — (Na, Li)Al(PO_4)(OH, F), трикл. Дэна, *III/2*, 232.

НАТРОН (природная кристаллическая сода) — $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, мон. Дэна, *III/1*, 276. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

НАТРОНИОБИТ — $NaNbO_3$, мон. (?). Am. Min., *47*, 1483; М, *II/3*, 356.

НАТРООТЕНИТ (гр. *отенита*) — $Na_2(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *43*, 383.

НАТРОСИЛИТ — $Na_2Si_2O_5$, мон. Am. Min., *61*, 339; ЗВМО, *106*, 82.

НАТРОФАЙРЧИЛЬДИТ = *Ниеререит* (?) — $Na_2Ca \cdot (CO_3)_2$, ромб. Am. Min., *60*, 448; ЗВМО, 102, 447.

НАТРОФИЛИТ — $NaMnPO_4$, ромб. Am. Min., *50*, 1096; Дэна, *II/2*, 51.

НАТРОФОСФАТ — $Na_6H(PO_4)_2(F, OH) \cdot 17H_2O$, куб. Am. Min., *58*, 139; ЗВМО, *102*, 450.

НАТРОХАЛЬЦИТ — $NaCu_2(SO_4)_2(OH) \cdot H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 710.

НАТРОЦИППЕИТ — $Na_4(UO_2)_6(SO_4)_3(OH)_{10} \cdot 4H_2O$, ромб. Can. Min., *14*, 429; Min. Mag., *43*, 1067.

НАТРОЯРОЗИТ (гр. *алунита*) — $NaFe^{3+}_3(SO_4)_2(OH)_6$, триг. Дэна, *II/1*, 664.

НАУМАННИТ — Ag_2Se, ромб. Am. Min., *35*, 337; М, *I*, 554. См. также: *Рудная микроскопия.*

НАУЯКАЗИТ — $Na_6(Fe, Mn, Ca)(Al, Fe)_4Si_8O_{26}$, мон. Am. Min., *53*, 1780; Min. Abst., *27*, 131.

НАФИЛДИТ — $Pb_2Cu(Pb, Bi)Bi_2S_7$, ромб. Am. Min., *57*, 319; Can. Min., *9*, 439; ЗВМО, *98*, 323.

НАХКОЛИТ — $NaHCO_3$, мон. Дэна, *II/1*, 166. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*

НАШАТЫРЬ — NH_4Cl, куб. М, *II/1*, 115.

НЕЙБОРИТ — $NaMgF_3$, ромб. Am. Min., *46*, 378; М, *II/1*, 75. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

НЕЙИТ — $Pb_7(Cu, Ag)_2Bi_6Si_{17}$, мон. Am. Min., *55*, 1444; Can. Min., *10*, 90; ЗВМО, *100*, 80.

НЕКОИТ — $Ca_3Si_6O_{15} \cdot 6H_2O$, трикл. Am. Min., *65*, 1270; М, *III/3*, 335.

НЕМАЛИТ — волокнистый *брусит*. М, *II/3*, 490.

НЕНАДКЕВИТ — смесь *уранинита* и *болтвудита.*

НЕНАДКЕВИЧИТ — $(Na, Ca, K)(Nb, Ti)Si_2O_6(O, OH) \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *40*, 1154; М, *II/3*, 64.

НЕОТАНТАЛИТ = *Микролит.* Min. Mag., *43*, 1054; ЗВМО, *104*, 619.

НЕОТОКИТ — водный силикат марганца и железа, Am. Min., *46*, 1412.

НЕПТУНИТ (гр. *пироксенов*) — $Na_2KLi(Fe, Mn)_2 \cdot Ti_2Si_8O_{24}$, мон. Am. Min., *57*, 85; Min. Abst., *28*, 319.

НЕПУИТ (гр. *каолинита — серпентина*) — $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$, мон. Am. Min., *60*, 863.

НЕСКВЕГОНИТ — $Mg(HCO_3)(OH) \cdot 2H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 270. См. также: *Минералы пещер.*

НЕФЕЛИН. Алюмосиликат натрия и калия, гр. *фельдшпатоидов.* Название — производное от греческого слова «облако» (nephele); дано за то, что минерал при погружении в сильную кислоту становится мутным.

Состав. $Na_3K[AlSiO_4]_4$; отношение Na/K слабо варьирует в нефелинах из интрузивных пород и широко — в нефелинах из вулканических пород.

Свойства. Гекс., $P6_3$. Кристаллы встречаются редко, обычны зернистые или массивные агрегаты. Отчетливая спайность по $\{10\bar{1}0\}$ и несовершенная по {0001}. Тв. 5,5—6. Пл. 2,55—2,66. Блеск стеклянный до жирного. Прозрачный до непрозрачного. Белый, бесцветный или желтоватый.

Распространение. В качестве первичного минерала характерен для интрузивных и вулканических пород. Встречается как продукт метасоматоза или взаимодействия между магмой и богатыми кальцием осадочными породами. Образует ассоциации с *полевыми шпатами, оливинами, авгитом, диопсидом* и натриевыми *пироксенами* и *амфиболами.* Известные находки расположены в следующих районах: Ильменские горы (Урал, СССР), Трансильванские Альпы (Румыния), вблизи Гейдельберга (ФРГ), в сиенитах Южной Норвегии и Южной Гренландии, в пров. Онтарио (Канада), в округах Литчфилд-Мейн и Магнет-Ков (штат Арканзас, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы метеоритов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Фельдшпатоиды.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 261.

НЕФРИТ — актинолитовая разновидность жада. См. также: *Геммология; Жад.*

НИГГЛИИТ — PtSn, гекс. Am. Min., *56*, 360; М, *I*, 112.

НИГЕРИТ — $(Zn, Mg, Fe)(Sn, Zn)_2(Al, Fe)_{12}O_{22}(OH)_2$, триг. Am. Min., *52*, 864; Min. Abst., *29*, 478; М, *II/3*, 116.

НИЕРЕРЕИТ — $Na_2Ca(CO_3)_2$, ромб. Am. Min., *63*, 600; ЗВМО, *102*, 447.

НИКЕЛЕВЫЕ ЦВЕТЫ = Аннабергит.

НИКЕЛИН. Арсенид никеля. Название дано Бёданом в 1832 г. как производное от «kupfernickel» — старого наименования этого минерала.

Состав. 2[NiAs]; Ni 43,9, As 56,1 вес. %.

Свойства. Гекс., $P6_3/mmc$. Обычно встречается в форме массивных, почковидных агрегатов со столбчатой структурой. Тв. 5—5,5. Пл. 7,78. Блеск металлический. Цвет бледно-медно-красный с серо-черной побежалостью. Черта коричнево-черная, бледных тонов.

Распространенне. Обычно находится в рудах, связанных с норитами, а также в жилах с минералами кобальта и серебра. Как руда никеля известен вблизи Кобальта и в районе Садбери (Онтарио, Канада).

К. ФРЕЙ

См. также: *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 127.

НИКЕЛЬ — Ni, куб. Am. Min., *53*, 348; ЗВМО, *98*, 321. См. также: *Магнитные минералы; Самородные элементы и сплавы.*

НИКЕЛЬБИШОФИТ — $NiCl_2 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 207; Can. Min., *17*, 107; ЗВМО, *111*, 229.

НИКЕЛЬБЛЁДИТ — $Na_2Ni(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *62*, 1059; Min. Mag., *41*, 37; ЗВМО, *109*, 70.

НИКЕЛЬГЕКСАГИДРИТ — $(Ni, Mg, Fe)(SO_4) \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *51*, 529; ЗВМО, *95*, 317.

НИКЕЛЬ-ЖЕЛЕЗО — *камасит*, *тэнит* или *тетратэнит*. М, *I*, 24.

НИКЕЛЬСКУТТЕРУДИТ — $NiAs_{2-3}$, куб. М, *I*, 154.

НИКЕЛЬЦИППЕИТ — $Ni_2(UO_2)_6(SO_4)_3(OH)_{10} \cdot 16H_2O$, ромб. Can. Min., *14*, 429; Min. Mag., *43*, 1064.

НИЛИТ — $Pb_4Fe^3(AsO_4)_2Cl_4$, трикл. Min. Rec., 11, 209; ЗВМО, *111*, 701.

НИМЕЗИТ = *Бриндлейит*. Am. Min., *63*, 484.

НИМИТ (гр. *хлорита*) — $(Ni, Mg, Fe, Al)_6(AlSi_3)O_{10} \cdot (OH)_8$, мон. Am. Min., *55*, 18; ЗВМО, *100*, 90. См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные*.

НИНГИОИТ — $(U, Ca, Ce)_2(PO_4)_2 \cdot 1 \div 2H_2O$, ромб. Am. Min., *44*, 633; ЗВМО, *89*, 70.

НИНИНГЕРИТ — (Mg, Fe, Mn)S, куб. Am. Min., *52*, 925; Science, *155*, 451; ЗВМО, *97*, 66. См. также: *Минералогия Луны*; *Минералы метеоритов*.

НИОБОФИЛЛИТ (гр. *астрофиллита*) — $(K, Na)_3 \cdot (Fe^{2+}, Mn)_6(Nb, Ti)_2Si_8(O, OH, F)_{31}$, трикл. Am. Min. 50, 263; Can. Min., *8*, 40; М, *III/1*, 657.

НИОБОЭШИНИТ — $(Ce, Ca, Th)(Nb, Ti)_2(OOH)_6$, ромб. Am. Min., *47*, 417; М, *II/3*, 360.

НИОКАЛИТ — $Ca_4NbSi_2O_{10}(O, F)_2$, трикл. Am. Min. *41*, 785; Can. Min., *6*, 264; М, *III/1*, 802.

НИСБИТ — $NiSb_2$, ромб. Am. Min., *56*, 631; Can. Min., *18*, 165; ЗВМО, 100, 615.

НИССОНИТ — $Cu_2Mg_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *52*, 927; ЗВМО, *97*, 617.

НИТРАТИН. Название дано в 1845 г. Хайдингером.
Состав. $NaNO_3$.
Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Изоструктурен с кальцитом. Обычно массивный, образует корки или тонкие прослои. Спайность совершенная по $\{01\bar{1}1\}$. Тв. 1,5—2. Пл. 2,25. Блеск стеклянный. Растворим даже в воде. Прозрачный до полупрозрачного. Белый, бесцветный, красновато-коричневый, серый или желтый.
Распространение. Встречается только в аридных областях, часто в переслаивании с песком, *галитом*, *гипсом* и другими минералами соляных отложений, главным образом в пустынных и засушливых районах в береговых хребтах Северного Чили.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минеральные соли*; *Нитраты*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*.
Лит.: Дэна, *II/1*, 355.

НИТРОБАРИТ — $Ba(NO_3)_2$, куб. Дэна, *II/1*, 361. См. также: *Нитраты*.

НИТРОГЛАУБЕРИТ = *Дарапскит*. Am. Min., *55*, 776.

НИТРОКАЛЬЦИТ — $Ca(NO_3)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 362.

НИТРОМАГНЕЗИТ — $Mg(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 363. См. также: *Нитраты*.

НИФОНТОВИТ — $Ca_3B_6O_6(OH)_{12} \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 172; ЗВМО, *91*, 194.

НИХРОМИТ (гр. *шпинели*) — $(Ni, Co, Fe^{2+})(Cr, Fe^{2+}, Al)_2O_4$, куб. Am. Min., *65*, 811; Min. Mag., *43*, 1064; ЗВМО, 111, 693.

НОБЛЕИТ — $CaB_6O_{10} \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *46*, 560; ЗВМО, *91*, 194.

НОВАКИТ — $(Cu, Ag)_4As_3$, тетр. Am. Min., *46*, 885; М, *I*, 158.

НОВАКУЛИТ — белый мелкозернистый *кварц*. См. также: *Электронная микроскопия (просвечивающая)*.

НОВАЦКИИТ — $Cu_6Zn_3As_4S_{12}$, триг. Am. Min., *54*, 1497; ЗВМО, *96*, 68.

НОВАЧЕКИТ (гр. *отенита*) — $Mg(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$, тетр. Am. Min., *36*, 680; USGS, Bull., *1064*, 680.

НОЗЕАН (гр. *содалита*) — $Na_8(AlSiO_4)_6(SO_4)$, куб. ДХЗ, *4*, 320.

НОЛАНИТ — $Fe_3V_7O_{16}$, гекс. Am. Min., *52*, 734; М, *II/3*, 200.

НОНТРОНИТ. Водный алюмосиликат натрия и окисного железа, гр. *смектитов*. Название дано по месту находки в районе Нонтрон (Франция).
Состав. $Na_{0,33}Fe_2^{3+}(Al, Si)_4O_{10}(OH)_{12} \cdot nH_2O$.
Свойства. Мон., *C2/m*. Встречается в виде плотных агрегатов. Тв. 2,5—4,5. Пл. 1,7—1,8. Блеск землистый или молочно-жемчужный. Цвет от зеленоватого до зеленого.
Распространение. Встречается в жилах и как продукт изменения вулканического стекла.
Применение. Используется в качестве наполнителя.

К. ФРЕЙ

См. также: *Глины, минералы глин*; *Минералогия почв*; *Минералогия формации Грин-Ривер*; *Минеральные пигменты и наполнители*; *Слоистые силикаты*; *Смектита группа*.
Лит.: ДХЗ, *3*, 266.

НОРБЕРГИТ. Фторгидроксилсиликат магния, гр. *гумита*. Название дано по месту находки в районе Норберга (Швеция).
Состав. $[Mg_3(SiO_4)(F, OH)_2]$; некоторое количество Mg может замещаться Fe^{2+}.
Свойства. Ромб., *Pbnm*. Тв. 6,5. Пл. 3,1—3,2. Рыжевато-коричневый или цвета замши.
Распространение. Встречается совместно с другими минералами скарнов в породах, испытавших метасоматоз при внедрении кислых или щелочных интрузивных пород.

К. ФРЕЙ

См. также: *Гумита группа*; *Фрагментарность кристаллических решеток*.
Лит.: М, *III/1*, 300.

НОРДЕНШЕЛЬДИН — $CaSnB_2O_6$, триг. Дэна, *II/1*, 393.

НОРДИТ — (La, Ce)(Sr, Ca)Na_2(Na, Mn)(Zn, Mg)Si_6O_{17}, ромб. Am. Min., *55*, 1167; М, *III/3*, 336.

НОРДСТРАНДИТ — $Al(OH)_3$, трикл. Min. Abst., *29*, 478; М, *II/3*, 617. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

НОРДСТРЁМИТ — $Pb_3CuBi_7(S_{10}Se_4)$, мон. Am. Min., *65*, 789; Can. Min., *18*, 343; ЗВМО, 111, 690.

НОРСЕТИТ — $BaMg(CO_3)_2$, триг. Am. Min., *46*, 420; ЗВМО, *90*, 96. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

НОРТУПИТ — $Na_3Mg(CO_3)_2Cl$, куб. Дэна, *II/1*, 331. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*

НСУТИТ — $Mn^{2+}_xMn^{4+}_{1-x}O_{2-2x}(OH)_{2x}$, гекс. Am. Min. *50*, 170; Science, *212*, 1024; ЗВМО, *92*, 198.

НУКУНДАМИТ — $Cu_{3,4}Fe_{0,6}S_4$, триг. Am. Min., *63*, 398; Min. Mag., *43*, 193; ЗВМО, 111, 227.

НЬЮБЕРИИТ — $MgHPO_4 \cdot 3H_2O$, ромб. Дэна, *II/2*, 96. См. также: *Биогенные минералы; Минералы пещер.*

О

ОБМАНКА = *Сфалерит.*

ОБОЙЕРИТ — $Pb_6H_6(Te^{4+}O_3)_3(Te^{6+}O_6)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *65*, 809; Min. Mag., *43*, 453; ЗВМО, *111*, 38.

ОБРУЧЕВИТ = *Иттропирохлор*. Am. Min., *62*, 407; М, *II/3*, 158.

ОВЕРИТ — $CaMgAl(PO_4)_2(OH) \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 48; *62*, 692; Дэна, *II/2*, 417.

ОВИХИИТ — $Ag_2Pb_5Sb_6S_{15}$, ромб. Am. Min., *34*, 401; М, *I*, 517.

ОДАНИЕЛИТ — $Na(Zn, Mg)_3H_2(AsO_4)_3$, мон. Am. Min., *66*, 218; ЗВМО, *112*, 699.

ОКАНОГАНИТ — $(Na, Ca)_3(Y, TR)_{12}Si_6B_2O_{27}F_{14}$, триг. Am. Min., *65*, 1138; ЗВМО, *111*, 705.

ОКАРТИТ — Ag_2FeSnS_4, тетр. Am. Min., *54*, 573.

ОКЕНИТ — $CaSi_2O_4(OH)_2 \cdot H_2O$, трикл. Min. Mag., *43*, 677; Winchell, *II*, 358; М, *III/3*, 330.

ОКИСЛЕННАЯ РОГОВАЯ ОБМАНКА — *роговая обманка* с $(OH + F + Cl) < 1{,}0$. Am. Min., *63*, 1026.

ОКСАММИТ — $(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O$, ромб. Дэна, *II/2* 565.

ОКСИАПАТИТ — см. *Апатита группа.*

ОКТАЭДРИТ = *Анатаз*. Min. Mag., *63*, 1053.

ОЛЗАХЕРИТ — $Pb_2(SeO_4)(SO_4)$, ромб. Am. Min., *54*. 1519; ЗВМО, *100*, 87.

ОЛИВЕНИТ. Гидроарсенат меди. Назван в 1820 г. за оливково-зеленый цвет.

Состав. $4[Cu_2(AsO_4)(OH)]$; некоторое количество As замещается P с образованием *либетенита*, а Cu может замещаться Zn с образованием *адамина*.

Свойства. Мон., $P2_1/n$. Призматические кристаллы формируют друзы; встречаются также почковидные или шаровидные агрегаты. Тв. 3. Пл. 3,9—4,4. Блеск алмазный до стеклянного или шелковистого. Цвет оливково-зеленый.

Распространение. Встречается в зонах окисления в рудных месторождениях совместно с другими минералами меди.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 275.

ОЛИВИНА ГРУППА — *либенбергит, фаялит, форстерит и тефроит.* См. также: *Алмаз; Выращивание кристаллов; Геммология; Девитрификация вулканического стекла; Кристаллография морфологическая; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералогия портландцемента; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Наименование минералов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Ортопироксены; Породообразующие минералы; Свойства минералов; Топотаксия; Шпинела группа; Электронно-зондовый микроанализ.*

ОЛИГОКЛАЗ. Алюмосиликат натрия и кальция, гр. *полевых шпатов*. Название дано Брейтгауптом в 1826 г. и происходит от греческих слов «малый, мало» (oligos) и «трещина» (klasis) — из-за менее совершенной, чем у *альбита*, спайности.

Состав. $(Na, Ca)[(Si, Al)AlSi_2O_8]$; некоторое количество (Na, Ca) может замещаться K. В ряду изоморфных замещений *полевых шпатов олигоклаз* соответствует составу $An_{10}Ab_{90}$ — $An_{30}Ab_{70}$.

Свойства. Трикл., $C\bar{1}$. Обычно встречается в виде массивных агрегатов с хорошо выраженной спайностью либо в виде неправильной формы зерен. Двойникование в основном по альбитовому, карлсбадскому или периклиновому закону. Спайность в двух направлениях по {001} и {010}. Тв. 6. Пл. 2,65. Блеск от стеклянного до перламутрового. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет серый или с различными оттенками. Образует прорастания с *альбитом* (перистеритовые), иногда с игрой цветов, а также с калиевым *полевым шпатом* (пертитовые) или с округлыми зернами *кварца* (мирмекитовые).

Распространение. Породообразующий минерал. Встречается в виде фенокристаллов в кислых порфирах. Является важным компонентом некоторых гранитов, гранодиоритов и сиенитов. Известен в пегматитах, амфиболитах. Иногда почти нацело слагает анортозиты. В качестве обломочного минерала может присутствовать в аркозовых песчаниках.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы; Полевые шпаты.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 112.

ОЛИГОНИТ — марганецсодержащий *сидерит*. Дэна, *II/1*, 207.

ОЛИМПИТ — Na_3PO_4, ромб. Am. Min., *66*, 438; ЗВМО, *111*, 697.

ОЛМСТЕДИТ — $K_2Fe_4^{2+}(Nb, Ta)_2^{5+}O_4(H_2O)_4(PO_4)_4$, ромб. Am. Min., *61*, 5; Min. Abst., *27*, 258; ЗВМО, *107*, 335.

ОЛОВО — Sn, тетр. и куб. М, *I*, 58. См. также: *Аллотропия; Железная шляпа; Минералогия Луны; Россыпные месторождения; Самородные элементы и сплавы.*

ОЛЬГИТ — $Na(Sr, Ba)PO_4$, триг. Am. Min., *66*, 438; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *111*, 698.

ОЛЬДГАМИТ — (Ca, Mn)S, куб. М, *I*, 113. См. также: *Минералы метеоритов.*

ОЛЬШАНСКИТ — $Ca_3B_4(OH)_{18}$, мон. (?). Am. Min., *54*, 1737; ЗВМО, *99*, 77.

ОМЕЙИТ — $OsAs_2$, ромб. Am. Min., *64*, 464; ЗВМО, *110*, 213.

ОМФАЦИТ (гр. *пироксенов*) — (Ca, Na)(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)Si_2O_6, мон. Min. Mag., *44*, 37; М, *III/2*, 379. См. также: *Алмаз; Клинопироксены; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

ОНИКС. Халцедоновая (волокнистая) разновидность *кварца* с небольшим количеством примесей, которые располагаются в виде параллельных, а не искривленных, как у агата, полосок. Название происходит от греч. опух — ноготь, лапа, копыто.

Состав. SiO_2; SiO_2 98—100, Fe_2O_3 — 0—2 %.

Свойства. Микрокристаллический *кварц* с субмикроскопическими порами. Тв. 6,5. Пл. 2,60—2,64. Блеск стеклянный. Встречается в виде натечных форм, заполняющих полости. Оникс является близкой разновидностью агата с параллельно-полосчатой текстурой, т. е. обнаруживает чередование белых и темно-коричневых или черных полос. Излом раковистый. Оникс с красными полосками называется сардониксом. Показатели преломления $n_o = 1{,}534$, $n_e = 1{,}540$, т. е. несколько ниже, чем у обычного *кварца*. Из кислот растворяется только в плавиковой кислоте. Поддается воздействию щелочных растворов. Растворим в расплаве Na_2CO_3.

Распространение. Встречается совместно с агатом и *кварцем* в измененных лавах основного состава, будучи приуроченным к полостям этих пород. Заполняет жилы поздних стадий. Образует крупные гальки при выветривании миндалекаменных лав.

Применение. Используется для изготовления камей, при этом темные слои служат фоном, а белые — для вырезания рельефного рисунка. В инталье рисунок гравируется по черному слою, а белый служит фоном. Мексиканский, или алжирский, оникс представляет собой полосчато-окрашенную разновидность декоративного мрамора с меньшей твердостью (тв. 3).

Р. ХАУИ

См. также: *Геммология.*

Лит.: Дэна, *III1*, 177; М, *III2*, 197.

ОНОРАТОИТ — $Sb_8O_{11}Cl_2$, трикл. Am. Min., *54*, 1219; Min. Mag., *36*, 1037; ЗВМО, *98*, 324.

ОНОФРИТ = *Метациннабарит.* М., *I*, 205.

ОПАЛ — $SiO_2 \cdot nH_2O$, аморф. См. также: *Аутигенные минералы; Биогенные минералы; Геммология; Диагенетические минералы; Классификация минералов: принципы; Минералогия почв; Минералы беспозвоночных и растений; Минералы оптически одноосные и двуосные. Опал.*

ОРДОНЬЕЗИТ — $ZnSb_2O_6$, тетр. Am. Min., *40*, 64; М, *III3*, 240.

ОРЕГОНИТ — Ni_2FeAs_2, гекс. Am. Min., *45*, 1130; ЗВМО, *90*, 438. См. также: *Наименование минералов.*

ОРИЕНТИТ — $Ca_2Mn_2[Si_3O_{10}](OH)_2 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *43*, 381; Min. Mag., *43*, 325; М, *III1*, 222.

ОРИЦИТ = *Эпистильбит.* Am. Min., *57*, 592.

ОРСЕЛИТ — $Ni_{5-x}As_2$, гекс. Am. Min., *45*, 753; М, *I*, 114.

ОРТИТ = *Алланит.* Min. Mag., *43*, 1053; М, *III1*, 750.

ОРТОАНТИГОРИТ (гр. *каолинита — серпентина*) — $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, ромб.

ОРТОБРАННЕРИТ — $U_2Ti_4O_{12}(OH)_2$, ромб. Am. Min., *64*, 656; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *110*, 222.

ОРТОКЛАЗ. Алюмосиликат калия. Название дано Брейтгауптом в 1823 г. от греч. ortho — прямой и klasis — трещина (за прямой угол между плоскостями спайности).

Состав. $KAlSi_3O_8$; K может замещаться Na, Ba или Rb, а Al — Fe^{3+}.

Свойства. Мон., *C2/m*. Кристаллы в форме призм, удлиненных параллельно оси *c* или *a*, или таблитчатые, параллельно (010); встречаются массивные, с довольно отчетливой спайностью, а также зернистые агрегаты. Спайность по двум направлениям — {001} и {010}. Двойникование обычно по карлсбадскому закону, сростки или прорастания. Тв. 5. Пл. 2,56. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, бледно-желтый, красноватый или серый. Обычно содержит пертитовые вростки *альбита.* Полиморфен с *микроклином* и *санидином.*

Распространение. Широко распространенный породообразующий минерал и важный компонент щелочных и кислых магматических пород, где развит в виде округлых кристаллов, окаймленных *плагиоклазом* (структура рапакиви). Как продукт метасоматических изменений присутствует в виде порфиробластов в кристаллических сланцах и гнейсах вокруг гранитов. Известен как метаморфический минерал умеренной — высокой ступени метаморфизма, встречается в качестве аутигенного минерала, нарастающего на зерна *ортоклаза* и *микроклина* в осадочных породах, а также в виде обломочных выделений в аркозовых песчаниках.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Двойникование; Жильные минералы; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Полевые шпаты; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Термометрия геологическая; Шкала твердости Мооса; Щелочные полевые шпаты.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 14.

ОРТОПИНАКИОЛИТ — $(Mg, Mn^{2+})_2Mn^{3+}(BO_3)O_2$, ромб. Am. Min., *46*, 768; Can. Min., *16*, 475; ЗВМО, *91*, 194.

ОРТОФЕРРОСИЛИТ (гр. *пироксенов*) — $(Fe^{2+}, Mg)_2 \cdot Si_2O_6$, ромб. ДХЗ, *2*, 16. См. также: *Классификация минералов: принципы; Минералогия мантии. Ортопироксены.*

ОРТОХРИЗОТИЛ (гр. *каолинита—серпентина*) — $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, ромб. ДХЗ, *3*, 202; Can. Min., *17*, 679.

ОРТОШАМОЗИТ (гр. *хлорита*) — $(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+})_5 \cdot Al(Si_3AlO_{10})(O, OH)_8$, ромб. ЗВМО, *89*, 76.

ОРТОЭРИКССОНИТ — $BaMn_2(Fe^{3+}O)(Si_2O_7)(OH)$, ромб. Am. Min., *56*, 2157; М, *III1*, 659.

ОРФЕИТ — $H_6Pb_{10}Al_{20}(PO_4)_{12}(SO_4)_5(OH)_4 \cdot 11H_2O$, триг. (?). Am. Min., *61*, 176; ЗВМО, *102*, 451.

ОСАРИЗАВАИТ — $PbCuAl_2(SO_4)_2(OH)_6$, триг. Am. Min., *65*, 1287; Min. Abst., *28*, 324; ЗВМО, *92*, 205.

ОСАРСИТ — (Os, Ru)AsS, мон. Am. Min., *57*, 1029; ЗВМО, *102*, 441.

ОСБОРНИТ — TiN, куб. М, *I*, 121. См. также: *Минералы метеоритов; Самородные элементы и сплавы.*

ОСМИЙ — (Os, Ir), гекс. Am. Min., *49*, 818; Min. Mag., *33*, 712; М, *I*, 53. См. также: *Самородные элементы и сплавы.*

ОСМИРИД — (Ir, Os), куб. Am. Min., *49*, 818; Min. Mag., *33*, 818; M, *1*, 47. См. также: *Самородные элементы и сплавы.*

ОСТЕРБОШИТ — $(Pd, Cu)_7Se_5$, ромб. Am. Min., *57*, 1553.

ОСУМИЛИТ. Водный алюмосиликат калия, натрия, магния и железа. Название дано по месту находки в провинции Осуми (старое название) в Японии.

Состав. $2[(K, Na)(Fe^{2+}, Mg)_2(Al, Fe)_3(Si, Al)_{12}O_{30}\cdot H_2O]$; если $Mg > Fe^{2+}$, то минерал называется *магний-осумилитом.*

Свойства. Гекс., *P6/mcc*. Короткопризматические или таблитчатые кристаллы. Пл. 2,64. Блеск стеклянный. Цвет от синего до черного.

Распространение. Встречается в жеодах в кислых вулканических породах в ассоциации с высокотемпературными минералами.

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *III/2*, 150.

ОСУМИЛИТА ГРУППА — *браннокит, дарапиозит, магний-осумилит, меррихьюит, миларит, осумилит, рёддерит, согдианит, сугилит, эйфелит, эмелеусит, ягиит.*

ОТАВИТ (гр. *кальцита*) — $CdCO_3$, триг. Дэна, *II/1* 220.

ОТЕМАНИТ — Sn_2S_3, ромб. Am. Min., *51*, 1551; ЗВМО *95*, 309.

ОТЕНИТ. Водный фосфат кальция и урана. Название дано Бруком и Миллером в 1852 г. по местности Отен (Франция).

Состав. $2[Ca(UO_2)_2(PO_4)_2\cdot 10\div 12H_2O]$.

Свойства. Тетр. Может быть в листоватых или чешуйчатых агрегатах. Тв. 2—2,5. Пл. 3,1—3,2. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Флюоресцирует в ультрафиолетовом свете. Цвет желтый до бледно-зеленого.

Распространение. Вторичный минерал, образующийся при окислении или гидротермальном изменении *уранинита* или других урановых минералов. Найден в Отене (Франция), в провинции Шаба (Заир), в районе Маунт-Пойнтер (Южная Австралия), вблизи Сабугаля (Португалия), в Спрус-Пайне (штат Северная Каролина) и вблизи Спокейна (штат Вашингтон, США).

Применение. Руда урана.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Отенита (торбернита), метаотенита (метаторбернита) группы.*

Лит.: Дэна, *III2*, 424.

ОТЕНИТА ГРУППА — *калерит, натроотенит, новачекит, отенит, сабугалит, салеит, торбернит, трёгерит, ураноспинит, ураноцирцит, фритчеит, хейнричит* и *цейнерит.*

ОТТРЕЛИТ — $(Mn, Fe, Mg)Al_4Si_2O_{10}(OH)_4$, мон. и трикл. Min. Abst., *30*, 285; M, *III/1*, 489.

ОТУЭЙИТ — $(Ni, Mg)_2(OH)_2(CO_3)\cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 999; Min. Abst., *29*, 201; ЗВМО, *109*, 69.

ОФФРЕТИТ (гр. *цеолитов*) — $(K, Ca)_3(Al_5Si_{13}O_{36})\cdot 14H_2O$, гекс. Am. Min., *54*, 875; Nature, *214*, 1005. См. также: *Наименование минералов.*

ОХРА — тонкозернистые и пылевидные оксиды и гидроксиды железа, бурого, желтого и красного цвета.

ОХУЭЛАИТ — $ZnFe_2^{3+}(AsO_4)_2(OH)_2\cdot 4H_2O$, мон. Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *112*, 73.

П

ПАБСТИТ — $Ba(Sn, Ti)Si_3O_9$, гекс. Am. Min., *50*, 1164; M, *III/2*, 20.

ПАВЛИНЬЯ РУДА = *Борнит.*

ПАВОНИТ — $(Ag, Cu)(Bi, Pb)_3S_5$, мон. Am. Min., *39*, 409; M, *I*, 380.

ПАЙГЕИТ = *Вонсенит.*

ПАКСИТ — Cu_2As_3, ромб. Am. Min., *47*, 1484; ЗВМО, *92*, 556.

ПАЛАГОНИТ — девитрифицированное базальтовое стекло.

ПАЛЕРМОИТ — $(Li, Na)_2(Sr, Ca)Al_4(PO_4)_4(OH)_4$, ромб. Am. Min., *50*, 777; *60*, 460. См. также: *Минералы пегматитов.*

ПАЛЛАДИЙ — Pd, куб. M, *I*, 46. См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Самородные элементы и сплавы.*

ПАЛЛАДОАРСЕНИД — Pd_2As, мон. Am. Min., *60*, 162; ЗВМО, *103*, 616.

ПАЛЛАДОБИСМУТАРСЕНИД — $Pd_2As_{0,8}Bi_{0,2}$, ромб. Can. Min., *14*, 410; Min. Abst., *29*, 84; ЗВМО, *107*, 327.

ПАЛЛАДСЕИТ — $Pd_{17}Se_{15}$, куб. Am. Min., *62*, 1059; Min. Mag., *41*, 123; ЗВМО, *109*, 64.

ПАЛЛИТ — железистая разновидность *миллисита.* Am. Min., *45*, 256; ЗВМО, *90*, 443.

ПАЛЫГОРСКИТ. Это название относится и к группе волокнистых глинистых минералов (непрерывный ряд *аттапульгит — сепиолит*) и к специфическому минералу — близкому аналогу *сепиолита*, который отличается от него замещением небольшого количества магния алюминием.

Состав. $(OH_2)_4(OH)_2(Mg, Al)_5(Si, Al)_8O_{20} \cdot 4H_2O$.

Свойства. Мон. и ромб. Пл. 2,20—2,36. По многим физическим свойствам близок к *сепиолиту.* Оптически отрицательный, двуосный; $n = 1{,}500 \div 1{,}555$, $2V$ широко варьирует; $n_p - n_y = 0{,}025 \div 0{,}035$. Удлинение параллельно оси *z*.

Распространение. Важный компонент пустынных почв.

Э. БУИ

См. также: *Глины, минералы глин; Диагенетические минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 227.

ПАЛЬМЬЕРИТ — $(K, Na)_2Pb(SO_4)_2$, трир. Дэна, *III/1*, 477.

ПАНАБАЗ = *Тетраэдрит.*

ПАНДАИТ = *Бариопирохлор.*

ПАНДЕРМИТ = *Прайсеит.*

ПАНЕТИТ — $(Na, Ca, K)_2(Mg, Fe, Mn)_2(PO_4)_2$, мон. Am. Min., *53*, 509; GCA, *31*, 1711; ЗВМО, *97*, 73. См. также: *Минералы метеоритов.*

ПАОЛОВИТ — Pd_2Sn, ромб. Am. Min., *59*, 1331; ЗВМО, *93*, 612.

ПАПАГОИТ — $CaCuAlSi_2O_6(OH)_3$, мон. Am. Min., *45*, 599; M, *III/2*, 74.

ПАРААЛЮМОГИДРОКАЛЬЦИТ — $CaAl_2(CO_3)_2 \cdot (OH)_4 \cdot 6H_2O$. Am. Min., *63*, 794; ЗВМО, *109*, 68.

ПАРАБУТЛЕРИТ — $Fe^{3+}(SO_4)(OH) \cdot 2H_2O$, ромб. Дэна, *II/1*, 719; Am. Min., *61*, 398.

ПАРАВИТЧИТ — $Sr_2B_{11}O_{16}(OH)_5 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *45*, 1221; ЗВМО, *90*, 98.

ПАРАВОКСИТ — $Fe^{2+}_2(H_2O)_4[Al_4(OH)_4(H_2O)_4(PO_4)_4] \cdot 4H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 409; Am. Min., *47*, 1.

ПАРАВОЛЛАСТОНИТ — $CaSiO_3$, мон. ДХЗ, *2*, 183, 188.

ПАРАГОНИТ. Гидроксилалюмосиликат натрия, гр. *слюд.* Название происходит от греческого «ввести в заблуждение» (paragon), поскольку первоначально этот минерал был принят за *тальк.*

Состав. $NaAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$; имеет место частичное замещение натрия калием.

Свойства. Мон., *C2/c* или *Cc.* Массивные тонкозернистые, чешуйчатые агрегаты. Тв. 2,5. Пл. 2,85. Спайность совершенная по {001}. Бесцветный до бледно-желтого. Обычно его путают с *мусковитом.*

Распространение. Встречается в филлитах, кристаллических сланцах и гнейсах, в кварцевых жилах и в тонкозернистых осадочных породах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 42.

ПАРАГОПЕИТ — $Zn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 124.

ПАРАГУАНАХУАТИТ — $Bi_2(Se, S)_3$, трир. Am. Min., *34*, 619; M, *I*, 545.

ПАРАДАМИТ — $Zn_2(AsO_4)(OH)$, трир. Am. Min., *65*, 353; ЗВМО, *87*, 82.

ПАРАДЖЕМСОНИТ — $Pb_4FeSb_6S_{14}$, ромб. Am. Min., *34*, 133; M, *I*, 443.

ПАРАДОКРАЗИТ — $Sb_2(Sb, As)_2$, мон. Am. Min., *56*, 1127; ЗВМО, *101*, 276.

ПАРАКЕЛДЫШИТ — $Na_2ZrSi_2O_7$, трикл. Am. Min., *64*, 656; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *110*, 230.

ПАРАКОКИМБИТ — $Fe_2^{3+}(SO_4)_3 \cdot 9H_2O$, триг. Am. Min., *56*, 1567; Дэна, *II/1*, 630. См. также: *Синтаксия*.

ПАРАКОСТИБИТ — CoSbS, ромб. Am. Min., *56*, 631; Can. Min., *18*, 165; ЗВМО, *100*, 617.

ПАРАКХИНИТ — $Cu_3PbTeO_4(OH)_6$, гекс. Am. Min., *63*, 1016; Min. Abst., *30*, 170; ЗВМО, *110*, 228.

ПАРАЛАУРИОНИТ — PbClOH, мон. М, *II/1*, 189.

ПАРАЛЬСТОНИТ — $(Ba, Sr)Ca(CO_3)_2$, триг. Min. Abst., *31*, 356; Am. Min., *66*, 219; ЗВМО, *111*, 231.

ПАРАМЕЛАКОНИТ — $Cu_2^{+}Cu_2^{2+}O_3$, тетр. Am. Min., *63*, 180; М, *II/2*, 45.

ПАРАМОНТРОЗЕИТ — VO_2, ромб. Am. Min., *40*, 861; ЗВМО, *86*, 375.

ПАРАНАТРОЛИТ — $Na_2Al_2Si_3O_{10} \cdot 3H_2O$, псевдоромб. Can. Min., *18*, 85; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *111*, 706.

ПАРАПЬЕРРОТИТ — $TlSb_5S_8$, мон. Am. Min., *61*, 504; ЗВМО, *106*, 72.

ПАРАРАММЕЛЬСБЕРГИТ — $NiAs_2$, ромб. М, *I*, 148. См. также: *Рудная микроскопия*.

ПАРАРЕАЛЬГАР — AsS, мон. Can. Min., *18*, 525; ЗВМО, *111*, 689.

ПАРАСИМПЛЕЗИТ — $Fe_3^{3+}(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *40*, 368; ЗВМО, *84*, 344.

ПАРАСПЁРРИТ — $Ca_5(SiO_4)_2CO_3$, мон. Am. Min., *62*, 1003; Min. Abst., *29*, 201; ЗВМО, *110*, 231.

ПАРАТАКАМИТ — $Cu_2(OH)_3Cl$, триг. Min. Abst., *27*, 24; Min. Mag., *43*, 547; М, *II/1*, 230.

ПАРАТЕЛЛУРИТ — TeO_2, тетр. Am. Min., *45*, 1272; ЗВМО, 91, 189.

ПАРАХИЛЬГАРДИТ — $Ca_2B_5ClO_8(OH)_2$, трикл.

ПАРАХРИЗОТИЛ (гр. *каолинита — серпентина*) — $Mg_3Si_2O_5(OH)_4$, ромб. ДХЗ, *3*, 202; Can. Min., *17*, 693.

ПАРАЦЕЛЬЗИАН (гр. *полевых шпатов*) — $BaAl_2Si_2O_8$, мон. ДХЗ, *4*, 193; Min. Abst., *28*, 139.

ПАРАШАХНЕРИТ — Ag_3Hg_2, ромб. Am. Min., *58*, 347; ЗВМО, *102*, 437.

ПАРАШЁПИТ — $UO_3 \cdot 2H_2O$ (?), ромб. Am. Min., *45*, 1026; М, *II/3*, 552.

ПАРВЕЛИТ — $(Mn, Mg)_5Sb(As, Si)_2O_{12}$, мон. Am. Min., *55*, 323; ЗВМО, *99*, 83.

ПАРГАСИТ. Гидроксилалюмосиликат натрия, кальция и магния, гр. *амфиболов*. Название дано по месту нахождения в районе Паргаса (Финляндия).

Состав. $NaCa_2Mg_4AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$; Mg замещается Fe^{2+} с переходом в *ферропаргасит*, тетраэдрический Al замещается Si с переходом в *роговую обманку*, а октаэдрический Al замещается Fe^{3+}.

Свойства. Мон., *C2/m*. Кристаллы призматические, обычно сдвойникованные. Спайность по призме под углом 56°. Тв. 5—6. Пл. 3,1. Блеск стеклянный. Цвет коричневый, голубовато-зеленый или серо-черный.

Распространение. Встречается в основном в загрязненных доломитовых известняках; обычно образуется при метасоматозе и региональном метаморфизме скарнов.

К. ФРЕЙ

См. также: *Амфиболы; Минералогия мантии; Минералы оптически одноосные и двуосные*.

Лит.: М, *III/3*, 138.

ПАРИЗИТ. Фторкарбонат кальция и редкоземельных цериевых элементов. Назван в 1845 г. в честь Х. Париза — владельца рудника (Мусо, Колумбия), в котором был обнаружен минерал.

Состав. $6[(Ce, La)_2Ca(CO_3)_3F_2]$.

Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Тонкие призматические кристаллы. Отчетливая спайность или отдельность в одном направлении. Тв. 4,5. Пл. 4,36. Блеск стеклянный до смолистого или перламутрового. Цвет желтовато-коричневатый.

Распространение. Встречается в жилах и полостях, а также в пегматитах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Синтаксия*.

Лит.: Дэна, *II/1*, 336.

ПАРКЕРИТ — $Ni_3(Bi, Pb)_2S_2$, мон. Am. Min., *58*, 435; М, *I*, 449.

ПАРНОИТ — $Cu_9(AsO_4)_2(SO_4)(OH)_{10} \cdot 7H_2O$, ромб. Am. Min., *63*, 704; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *110*, 228.

ПАРСЕТТЕНСИТ — $KMn_{10}Si_{12}O_{30}(OH)_{12}$, гекс. Phillips and Griffen, 444; ДХЗ, *3*, 226.

ПАРСОНСИТ — $Pb_2(UO_2)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *35*, 245; USGS Bull., *1064*, 233; Дэна, *II/2*, 339.

ПАРТЕИТ — $CaAl_2Si_2O_8 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 1068; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *111*, 241.

ПАРТЦИТ — $Cu_2Sb_2(O, OH)_7$ (?), куб. Am. Min., *39*, 407; Min. Mag., *30*, 100; М, *II/3*, 144.

ПАСКОИТ — $CaV_{10}O_{28} \cdot 17H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 507.

ПАТЕРНОИТ = *Калиборит*. Am. Min., *50*, 1079.

ПАТРОНИТ — VS_4 (?), мон. М, *I*, 293.

ПАУЛИНГИТ (*ПОЛИНГИТ*). Сложный водный алюмосиликат кальция, натрия, калия и бария, гр. *цеолитов*. Название дано Кэмом и Оуком в 1960 г. в честь профессора Лайнуса Полинга.

Состав. $(K_2, Na_2, Ca, Ba)_{76}[Al_{152}Si_{525}O_{1354}] \cdot 700H_2O$.

Свойства. Куб., *Im3m*; $a = 35{,}10$ Å. Тв. 5. Блеск стеклянный. Бесцветный. Прозрачный. Кристаллы имеют форму ромбододекаэдров. Спайность отсутствует. Оптически изотропный; $n = 1{,}473$.

Распространение. Встречается в пустотах базальтов в ассоциации с *эрионитом*, *гейландитом*, *филлипситом*, *кальцитом* и *пиритом* в Колумбия-Ривер (штат Вашингтон, США).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты*.

Лит.: ЗВМО, *90*, 113.

ПАУЛМУРЕИТ — $Pb_2As_2O_5$ мон. Am. Min., *64*, 352; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *111*, 238.

ПАХНОЛИТ — $NaCaAlF_6 \cdot H_2O$, мон. М, *III1*, 91.

ПЕЙНИТ — $CaAl_9ZrO_{15}(BO_3)$, гекс. Am. Min., *61*, 88; Min. Mag., *42*, 518; М, *III1*, 534.

ПЕКОИТ — $CuPbBi_{11}S_{18}$, ромб. Am. Min., *61*, 151; Can. Min., *14*, 322; ЗВМО, *107*, 329.

ПЕКОРАИТ (гр. *каолинита — серпентина*) — $Ni_3Si_2O_5(OH)_4$, мон. Am. Min., *54*, 1740; Science, *165*, 59; ЗВМО, *100*, 90.

ПЕКТОЛИТ. Гидроксилсиликат натрия и кальция. Название дано Кобеллем в 1828 г. от греч. pectos — плотный (по ассоциации с формой агрегатов).

Состав. $NaCa_2Si_3O_8(OH)$.

Свойства. Трикл., $P\bar{1}$ (изредка мон.). Обычно в виде кристаллических агрегатов, часто радиально-лучистых волокон. Бывает массивным. Тв. 5. Пл. 2,7—2,8. Блеск стеклянный до шелковистого. Бесцветный, белый или серый.

Распространение. Встречается как вторичный минерал в полостях базальтов совместно с *цеолитами*, *кальцитом* и *пренитом*, а также в богатых известью метаморфических породах.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Пироксеноиды*; *Породообразующие минералы*.

Лит.: М, *III2*, 510.

ПЕЛЛИИТ — $Ba_2Ca(Fe^{2+}, Mg)_2Si_6O_{17}$, ромб. Am. Min., *61*, 67; Can. Min., *11*, 444; ЗВМО, *102*, 453.

ПЕНДЛТОНИТ = *Карпатит* Am. Min., *54*, 329.

ПЕНИКИСИТ — $Ba(Mg, Fe)_2Al_2(PO_4)_2(OH)_2$, трикл. Am. Min., *64*, 656; Can. Min., *15*, 393; ЗВМО, *109*, 215.

ПЕНКВИЛКСИТ — $Na_4Ti_2Si_8O_{22} \cdot 5H_2O$, мон. или ромб. Am. Min., *60*, 340; М, *III3*, 360.

ПЕННАНТИТ (гр. *хлорита*) — $(Mn, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$, мон. ДХЗ, *3*, 161.

ПЕННИН — разновидность *клинохлора*.

ПЕНРОЗЕИТ (гр. *пирита*) — $(Ni, Co, Cu)Se_2$, куб. Am. Min., *35*, 337; Дэна, *II1*, 349.

ПЕНТАГИДРИТ — $MgSO_4 \cdot 5H_2O$, трикл. Дэна, *II1*, 582. См. также: *Минеральные соли*.

ПЕНТАГИДРОБОРИТ — $CaB_2O(OH)_6 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *47*, 1482.

ПЕНТАГОНИТ — $Ca(VO)Si_4O_{10} \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *58*, 405; ЗВМО, *103*, 365.

ПЕНТЛАНДИТ. Сульфид железа и никеля. Название дано Дюффренуа в 1856 г. в честь Дж. Пентланда, впервые описавшего минерал.

Состав. $(Fe, Ni)_9S_8$; отношение Fe/Ni обычно близко к 1; может содержать небольшое количество Co.

Свойства. Куб., *Fm3m*. Зернистые или массивные агрегаты. Тв. 3,5—4. Пл. 4,6—5,0. Хрупкий. Блеск металлический. Непрозрачный. Цвет желто-розовый. Черта зеленовато-черная.

Распространение. Основной источник руды никеля, месторождение Садбери (Онтарио, Канада). Известен также в Бушвелде (ЮАР); в США — на юго-востоке Аляски и в округе Кларк (штат Невада). Встречается в ассоциации с *пирротином* в изверженных породах основного состава.

К. ФРЕЙ

См. также: *Алмаз*; *Минералы метеоритов*; *Нерудные и рудные полезные ископаемые*; *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*; *Рудная микроскопия*; *Рудные минералы*; *Термометрия геологическая*.

Лит.: М, *I*, 180.

ПЕНФИЛЬДИТ — $Pb_2Cl_3(OH)$, гекс. М, *II1*, 238.

ПЕРЕТАИТ — $CaSb_4O_6(OH)_2(SO_4)_2 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 936; ЗВМО, *111*, 696.

ПЕРИДОТ — зеленая ювелирная разновидность *форстерита*. См. также: *Геммология*; *Жад*.

ПЕРИКЛАЗ. Оксид магния. Название происходит от греческих слов, буквально означающих «повсюду трещина» (за совершенную спайность по кубу).

Состав. MgO; Mg может замещаться Fe, Zn, Mn и Ni.

Свойства. Куб., *Fm3m*. Структура *галита*. Кристаллы октаэдрические или кубические, встречаются также неправильной формы зерна. Совершенная спайность по {100}. Тв. 2,5. Пл. 3,56—3,68, $n = 1{,}735$. Бесцветный до желтоватого или зеленого.

Распространение. Образуется при метаморфизме доломитов и магнезиальных известняков (появляется раньше *монтичеллита*, но после *волластонита*). Изменяется до *брусита*, *серпентина* или *гидромагневита*.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Классификация минералов: принципы*; *Минералогия мантии*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*; *Породообразующие минералы*; *Свойства минералов*; *Синтетические минералы*.

Лит.: Дэна, *II2*, 18.

ПЕРИСТЕРИТ — разновидность *альбита*.

ПЕРИТ — $PbBiO_2Cl$, ромб. Am. Min., *46*, 765; Min. Mag., *40*, 537; М, *III1*, 244.

ПЕРЛИТ — жемчужное вулканическое стекло.

ПЕРЛОВИТ — $Ba(Mn, Fe)_2Fe_2^{3+}(OH)_3(PO_4)_3$, мон. Am. Min., *62*, 1059; Min. Rec., *8*, 112; ЗВМО, *109*, 73.

ПЕРМИНЖАТИТ — Cu_3SbSe_4, тетр. Am. Min., *57*, 1554; ЗВМО, *101*, 279.

ПЕРОВСКИТ. Титанат кальция. Назван в честь русского графа Л. А. Перовского.

Состав. $CaTiO_3$; Ca замещается редкими землями, а Ti — Nb и Ta с образованием следующих минералов: $CeTiO_3$ — *кнопит*, $(Ca, Na)(Ti, Nb)O_3$ — дизаналит с содержанием Nb до 18 %; $(Ce, Na)(Ti, Nb)O_3$ — *лопарит*. В состав минерала может входить некоторое количество Zn и Fe^{2+}. Синтетический $BaTiO_3$ используется в полупроводниковой технике.

Свойства. Ромб., *Pnma* (псевдокуб.); Ti занимает октаэдрическую позицию по вершинам деформированного куба; Ca располагается в центре кристалла (координационное число 12). Образует кристаллы кубической формы или октаэдрические с плохой спайностью по кубу. Тв. 5,5. Пл. 3,98—4,26. Бесцветный до темно-коричневого. $n = 2{,}30 \Rightarrow 2{,}38$. Рельеф высокий. Слабое двупреломление.

Распространение. Встречается как акцессорный минерал в породах основного и ультраосновного состава в ас-

социации с *мелилитом*, *лейцитом* и *нефелином*, а также в контактово-метаморфизованных известняках (Ce, Nb-разновидности) совместно с *ларнитом*, *волластонитом* и *шпинелью*.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералогия Луны*; *Минералогия мантии*; *Минералы метеоритов*; *Огнеупорные* (*тугоплавкие*) *минералы*; *Породообразующие минералы*.
Лит.: М, *III/1*, 779.

ПЕРРИИТ — $(Ni, Fe)_5(Si, P)_2$. Am. Min., *56*, 1123; Min. Mag., *37*, 905; ЗВМО, *97*, 64. См. также: *Минералы метеоритов*.

ПЕРРЬЕРИТ — $(Ca, TR, Th)_4(Mg, Fe)_2(Ti, Fe^{3+})_2 \cdot Si_4O_{22}$, мон. Am. Min., *51*, 1394; *63*, 499; М, *III/1*, 779.

ПЕРТИТ — *щелочной полевой шпат* с прорастаниями. См. также: *Минералы пегматитов*; *Щелочные полевые шпаты*.

ПЕРХАМИТ — $3CaO \cdot 3{,}5Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 18H_2O$, гекс. Min. Abst., *29*, 84; ЗВМО, *110*, 238.

ПЕРЦИЛИТ — $PbCuCl_3(OH)_2$, куб. Min. Rec., *5*, 280; М, *III/1*, 199.

ПЕТАЛИТ. Алюмосиликат лития. Название дано д'Андруа в 1840 г. от греч. petalon — лист (за листоватую отдельность по спайности).
Состав. $LiAlSi_4O_{10}$; небольшое количество Li может замещаться Na, K или Ca.
Свойства. Мон., *Pa*. Обычно массивный, листоватый. Тв. 6—6,5. Пл. 2,4. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный, серый, белый, розовый или зеленый.
Распространение. Встречается в гранитных пегматитах совместно с другими литиевыми минералами. Известны находки в Таммеле и Сомеро (Финляндия), Варутреске (Швеция), Карибибе (Намибия), Лондондерри (Западная Австралия) и Нагатаре (Япония).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы пегматитов*.
Лит.: ДХЗ, *2*, 106.

ПЕТАРАСИТ — $Na_5Zr_2Si_6O_{18}(Cl, OH) \cdot 2H_2O$, мон. Can. Min., *18*, 497; ЗВМО, *111*, 704.

ПЕТРОВИЦИТ — $Cu_3HgPbBiSe_6$, ромб. Am. Min., *52*, 594; Bull. Soc. fr., *99*, 310; ЗВМО, *107*, 328.

ПЕТЦИТ. Теллурид серебра и золота. Название дано в 1845 г. в честь В. Петца, описавшего минерал.
Состав. Ag_3AuTe_2; Ag 41,71, Au 25,42, Te 32,87 вес. %.
Свойства. Куб., $I4_132$. Массивный или зернистый до плотных агрегатов. Спайность по кубу. Тв. 2,5—3. Пл. 8,7—9,0. Блеск металлический. Цвет от серо-стального до железисто-черного.
Распространение. Встречается в жильных месторождениях совместно с другими теллуридами.

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *I*, 590.

ПЕТШИКИТ — $U^{4+}Fe^{2+}(Nb, Ta)_2O_8$, гекс. Am. Min., *63*, 941; Min. Mag., *43*, 1065; ЗВМО, *110*, 222.

ПИАНЛИЛИТ — $Al_2Si_2O_6(OH)_2$. Am. Min., *65*, 1068.

ПИЖОНИТ. Сложный силикат кальция, магния и двухвалентного железа, гр. *пироксенов*. Название дано А. Винчеллом по месту находки в районе Пиджон-Пойнт (штат Миннесота, США). Состав промежуточный между *клиноэнстатитом* и *диопсидом*.
Состав. $4[(Mg, Fe^{2+}, Ca)(Mg, Fe^{2+})Si_2O_6]$.
Свойства. Мон., $P2_1/c$. Короткопризматические кристаллы, микрофенокристаллы или оторочки вокруг *оливина*. Спайность по призме {110} под почти прямыми углами. Тв. 6. Пл. 3,3—3,4. Цвет зеленовато-коричневый, коричневый или черный.
Распространение. Образуется при быстром охлаждении андезитовых и дацитовых лав и мелких габброидных интрузий; в последних обычно превращен в *ортопироксен*, как, например, в случае метеорита Мур-Ко (штат Северная Каролина, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Клинопироксены*; *Минералы метеоритов*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Ортопироксены*; *Пироксены*; *Скелетные кристаллы*.
Лит.: М, *III/2*, 270.

ПИЗАНИТ — Cu-*мелантерит*. Дэна, *II/1*, 592.

ПИККЕРИНГИТ (МАГНЕЗИАЛЬНЫЕ КВАСЦЫ). Водный сульфат магния и алюминия, гр. *галотрихита*. Название дано в 1844 г. в честь Джона Пиккеринга.
Состав. $4[MgAl_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O]$; Mg замещается Fe^{2+} ($Fe > Mg$ — *галотрихит*) или Mn^{2+} с переходом в *апджонит*.
Свойства. Мон., *P*2. Волокнистые массивные агрегаты. Тв. 1,5. Пл. 1,8. Блеск стеклянный. Белый или бесцветный. Вяжущий вкус.
Распространение. Продукт выветривания пиритсодержащих глиноземистых пород, встречается чаще всего в расщелинах и в рудничных выработках. Распространен в аридных областях.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 617.

ПИКОПОЛИТ — $TlFe_2S_3$, ромб. Am. Min., *57*, 1909.

ПИКОТИТ — хромсодержащая *шпинель*. ЗВМО, *100*, 616.

ПИКРОЛИТ — асбестовидный *антигорит*.

ПИКРОМЕРИТ — $K_2Mg(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 535.

ПИКРОФАРМАКОЛИТ — $Ca_4Mg(H_2O)_7(AsO_3OH)_2 \cdot (AsO_4)_2 \cdot 4H_2O$, триг. Am. Min., *61*, 326; *66*, 385; Дэна, *II/2*, 133.

ПИКРОХРОМИТ = *Магнезиохромит*.

ПИМЕЛИТ (гр. *смектитов*) — $(Ni, Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 615.

ПИНАКИОЛИТ — $(Mg, Mn^{2+})_2Mn^{3+}BO_5$, мон. Am. Min., *59*, 985; Can. Min., *16*, 475; Дэна, *II/1*, 384.

ПИННОИТ — $MgB_2O_4 \cdot 3H_2O$, тетр. Дэна, *II/1*, 396.

ПИНТАДОИТ — $Ca_2V_2O_7 \cdot 9H_2O$. Дэна, *II/2*, 505.

ПИНЧИТ — $Hg_5O_4Cl_2$, ромб. Am. Min., *61*, 340; Can. Min., *12*, 417; ЗВМО, *104*, 608.

ПИРАЛЬСПИТ — *ПИРоп* — *АЛЬмандин* — *СПессартин*.

ПИРАРГИРИТ. Сульфосоль серебра. Название дано Глокером в 1831 г. за цвет и состав минерала и происходит от греч. слов pyr — огонь и argyros — серебро.

Состав. Ag_3SbS_3; Ag 59,7, Sb 22,5, S 17,8 вес. %.
Свойства. Триг., *R3c*. Призматические или ромбоэдрические кристаллы. Обычно проявляется двойникование. Встречаются также массивные плотные агрегаты. Спайность по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}. Тв. 2,5. Пл. 5,85. Блеск алмазный. Полупрозрачный. Цвет густо-красный. Черта пурпурных оттенков.
Распространение. Жильный минерал первичного или вторичного обогащения. Распространен шире, чем *пруститит*, с которым он ассоциирует. Известны находки в Саксонии (ГДР), Колкечако (Боливия), Гуанохуато (Мексика), Кобальте (Онтарио, Канада), Комсток-Лоуд (штат Невада, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 325.

ПИРИБОЛ — ПИРоксены + амфиБОЛы. Am. Min., *63*, 239.

ПИРИТ. Сульфид железа. Название дано в 50 г. н. э. и происходит от греч. руг — огонь (за то, что при ударе стальным предметом возникают яркие искры).
Состав. FeS_2; Fe 44,6, S 54,3 вес. %; может содержать Ni или Co. Между *пиритом* и *бравоитом* (Ni, Fe)S_2 может существовать непрерывный ряд твердых растворов.
Свойства. Куб., *Pa*3 (кроме того, трикл., псевдокуб.). Кристаллы чаще всего кубические, обычно со штриховкой на гранях; встречаются пентагондодекаэдрические и октаэдрические кристаллы; образует прорастания с *марказитом* или нарастания на нем. Тв. 6—6,5. Пл. 5,02. Хрупкий. Блеск металлический, сильный. Цвет бледный латунно-желтый. Легко окисляется до оксидов железа, обычно до лимонита.
Распространение. Самый распространенный и наиболее типичный сульфидный минерал. Встречается в виде первичного минерала магматической сегрегации, а также как акцессорный минерал в изверженных породах, в контактово-метаморфических и жильных месторождениях. *Пирит* как первичный и вторичный минерал характерен для осадочных пород.
Применение. Является источником серы. Породы, содержащие *пирит*, непригодны для строительства, поскольку пирит легко окисляется, что ведет к разрушению вмещающих его пород и их окрашиванию оксидом железа.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Алунита, бёдантита, крандаллита группы; Аутигенные минералы; Габитус кристаллов; Галотрихита группа; Железная шляпа; Жильные минералы. Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы метеоритов; Минералы пегматитов; Минеральные месторождения: классификация; Минеральные пигменты и наполнители; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Термометрия геологическая.*
Лит.: М, *I*, 289.

ПИРИТА ГРУППА — *аурострибит, бравоит, вазсит, виллиманинит, гауерит, геверсит, инсизваит, каттьерит, крутаит, лаурит, майченерит, маланит, масловит, пенрозеит, пирит, сперрилит, тестибиопалладит, трогталит, фукучилит, эрликманит.*

ПИРОАУРИТ. Водный гидроксилкарбонат магния и трехвалентного железа.
Состав. $Mg_6Fe^3_2{}^+(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$.
Свойства. Ромб., $R\bar{3}m$. Базальные пластинки с совершенной спайностью по {0001}. Цвет коричневый до белого. Полиморфен с *шёгренитом*. Изоструктурен с *гидроталькитом* и *стихтитом*.
Распространение. Встречается в жилах в районе Лонгбана (Швеция).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 477.

ПИРОБЕЛОНИТ — $PbMn(VO_4)(OH)$, ромб. Can. Min., *10*, 117; Min. Mag., *41*, 85; Дэна, *II/2*, 223.

ПИРОКСЕНОВ ГРУППА — *авгит, акмит, бронзит, геденбергит, гиперстен, диопсид, жадеит, йохансенит, каноит, клиногиперстен, клиноферросилит, клиноэнстатит, омфацит, ортоферросилит, пижонит, сподумен, эгирин, эгирин-авгит, юриит.*

ПИРОКСМАНГИТ — $MnSiO_3$, трикл. М, *III/2*, 585. См. также: *Породообразующие минералы.*

ПИРОКСФЕРРОИТ — $(Fe^{2+}, Ca)SiO_3$, трикл. Am. Min., *55*, 2137; М, *III/2*, 592. См. также: *Минералогия Луны.*

ПИРОЛЮЗИТ. Оксид марганца.
Состав. MnO_2.
Свойства. Тетр., *P4/mnm*. Структура *рутила*. Обычно массивный или порошковидный. Блеск металлический. Цвет серо-стальной. Черта черная.
Распространение. Важная руда марганца. Найден в Вестфалии (ФРГ), Хилсборо (Канада) и Бэйтсвилле (штат Арканзас, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы; Минералогия почв; Нерудные и рудные полевные ископаемые; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Скелетные кристаллы.*
Лит.: М, *II/2*, 243.

ПИРОМОРФИТ. Хлорфосфат свинца, гр. *апатита*. Название дано Гаусманном в 1813 г. от греч. руг — огонь и morpha — форма (вследствие того, что шарик расплава при охлаждении принимает кристаллическую форму).
Состав. $Pb_5Cl(PO_4)_3$; Pb может замещаться Ca и Fe, а PO_4 — AsO_4 ($AsO_4 > PO_4$ — *миметевит*).
Свойства. Гекс., $C6_3/m$. Призматические, бочонковидные или скелетные кристаллы, а также шаровидные, почковидные или гроздевидные агрегаты. Тв. 3,5—4. Пл. 6,0—7,0. Блеск смолистый до полуалмазного. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет желтый, оранжевый, зеленый, коричневатый или красноватый.
Распространение. Встречается как вторичный минерал в зонах окисления рудных свинцовых жил, где ассоциирует с *церусситом, смитсонитом, гемиморфитом, англевитом, пиритом, ванадинитом, вульфенитом* и *моттрамитом*. Известны находки в Коррезе (Франция), Рейнланде (ФРГ), Саксонии (ГДР), Пршибраме (Чехословакия), Корнуолле и Камберленде (Англия), Березове (СССР), Новом Южном Уэльсе (Австралия), рудниках Намибии, штатах Сакатекас и Дуранго (Мексика), Стил-Майнинге (Британская Колумбия, Канада), в США — в районе Кер-д'Аллен (штат Айдахо) и в округе Гила (штат Аризона).

К. ФРЕЙ

См. также: *Апатита группа; Скелетные кристаллы.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 310.

ПИРОП. Силикат магния и алюминия, гр. *гранатов*. Название дано за огненно-красный цвет от греч. руг — огонь.
Состав. $8[Mg_3Al_2Si_3O_{12}]$; Mg может замещаться Fe^{2+} с переходом в *альмандин*; при замещении магния марганцем образуется *спессартин*, а алюминия Cr^{3+} — *кнорринг-ит*.

Свойства. Куб., *Ia3d*. Кристаллы имеют форму додекаэдров, встречается в виде отдельных индивидов или совокупности кристаллов, а также зернистых и массивных агрегатов. Тв. 6,5—7,5. Пл. 3,5. Блеск стеклянный. Цвет от темно-красного до черного.

Распространение. Встречается в ультраосновных породах, эклогитах, а также в россыпных месторождениях.

Применение. Драгоценный камень. Используется в качестве абразива.

К. ФРЕЙ

См. также: *Абразивные материалы; Геммология; Гранаты; Минералогия мантии; Минералы оптически одноосные и двуосные; Россыпные месторождения.*

Лит.: M, *III/1*, 34.

ПИРОСМАЛИТ — $(Fe^{2+}, Mn)_8Si_6O_{15}(OH, Cl)_{10}$, триг. Winchell, *II*, 359.

ПИРОСТИЛЬПНИТ — Ag_3SbS_3, мон. M, *I*, 330.

ПИРОФАНИТ. Оксид марганца и титана.

Состав. $MnTiO_3$. Крайний член непрерывного ряда твердых растворов, структура ильменитового типа.

Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Цвет густой кроваво-красный. Черта коричневато-желтая.

Распространение. Встречается в рудных месторождениях Швеции.

Д. СПЕЙДЕЛ

ПИРОФИЛЛИТ. Гидроксилалюмосиликат, обнаруживающий заметное внешнее сходство с *тальком*. Название происходит от греч. pyr — огонь и phyllon — лист. Твердость несколько выше, чем у *талька*.

Состав. $Al_4(Si_8O_{20})(OH)_4$. При очищении от посторонних минеральных примесей становится достаточно чистым.

Свойства. Мон., *C2/c*. Встречается в виде листоватых, радиально-лучистых тонкопластинчатых, зернистых и плотных агрегатов, при этом последние разновидности иногда сланцеватые. Тв. 1—2. Пл. 2,65—2,90.

Спайность по {001} совершенная. Листочки имеют перламутровый блеск, а сплошные агрегаты — тусклый до сверкающего. Цвет белый, желтый, бледно-голубой, сероватый, коричневатый до яблочно-зеленого. Жирный на ощупь. Оптически отрицателен; $2V = 53 \div 62°$; $n_p = 1{,}534$, $n_m = 1{,}586 \div 1{,}589$, $n_g = 1{,}596 \div 1{,}601$, $n_g - n_p \approx 0{,}050$. Плеохроирует. Поглощение выше в направлении колебаний — в плоскости (001). В шлифах бесцветный.

Распространение. Встречается в рассланцованных породах, гидротермальных жилах совместно с *кварцем* и *слюдами*.

Применение. Используется для карандашных грифелей, в качестве термо- и электроизоляторов, в смазочных маслах, как наполнитель для бумаги и резины, для транспортировки инсектицидов.

Э. БУИ

См. также: *Глины, минералы глин; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Минеральные ресурсы; Псевдоморфизм; Породообразующие минералы; Слоистые силикаты; Фрагментарность кристаллических решеток.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 138.

ПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(Na, Ca)_2(Nb, Ta, Ti)_2O_6(O, OH, F)$, куб. Am. Min., *62*, 403; M, *II/3*, 18.

ПИРОХЛОРА ГРУППА — подгруппа *пирохлора: пирохлор, калипирохлор, барипирохлор, иттропирохлор, цериопирохлор, плюмбопирохлор, ураннирохлор;* подгруппа *микролита: микролит, станномикролит, бариомикролит, плюмбомикролит, висмутомикролит, ураномикролит;* подгруппа *бетафита: иттробетафит, плюмбобетафит, бетафит.*

ПИРОХРОИТ. Гидроксил марганца.

Состав. $Mn(OH)_2$.

Свойства. Триг., $C\bar{3}m$. Структура *брусита*. Бесцветный до желтого или коричневого.

Распространение. Гидротермальный минерал. Найден в районе Франклина (штат Нью-Йорк, США).

Лит.: M, *II/3*, 494.

ПИРРОАРСЕНИТ = *Берцелиит*. Am. Min., *58*, 562.

ПИРРОТИН. Сульфид железа. Название дано Брейтгауптом в 1835 г. от греч. pyrros — красноватый.

Состав. FeS; почти всегда наблюдается дефицит Fe; небольшое количество Fe может замещаться Ni, Co, Mn и Cu, хотя большая часть Ni связана с ориентированными вростками *пентландита*. *Троилит* представляет собой стехиометрическую разновидность FeS метеоритного происхождения.

Свойства. Мон. и гекс. Редко в виде таблитчатых кристаллов, обычны массивные зернистые или тонкопластинчатые агрегаты. Тв. 3,5—4,5. Пл. 4,58—4,65. Блеск металлический. Цвет бронзовый, желтый, темно-коричневый, иногда проявляется побежалость. Магнитные свойства изменчивы.

Распространение. В изверженных породах основного состава в ассоциации с *пентландитом*, *халькопиритом* и другими сульфидами. Представлен в контактово-метаморфических месторождениях, в высокотемпературных жилах, в гранитных пегматитах и изредка в осадочных породах. Известны находки в Румынии, в Трепче (Югославия), Бушвелде (ЮАР), Маунт-Айзе (Квинсленд, Австралия), в штате Минас-Жерайс (Бразилия), в Лайагуа (Боливия), Сент-Стивене, Нью-Брусвике и Садбери (Канада), в округе Камберленд (штат Мэн, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Алмаз; Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Породообразующие минералы; Рудные минералы; Термолюминесценция; Термометрия геологическая.*

Лит.: M, *I*, 219.

ПИРСЕИТ — $Ag_{16}As_2S_{11}$, мон. M, *I*, 464. См. также: *Рудная микроскопия.*

ПИРССОНИТ — $Na_2Ca(Co_3)_2 \cdot 2H_2O$, ромб. Дэна, *II/1*, 278. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*

ПИСТАЦИТ = *Эпидот*.

ПИТТИЦИТ — гидроарсенат и сульфат трехвалентного железа. Дэна, *II/2*, 459.

ПЛАВИКОВЫЙ ШПАТ = *Флюорит*.

ПЛАГИОКЛАЗЫ — непрерывный ряд твердых растворов: *альбит, олигоклаз, андезин, лабрадор, битовнит, анортит* (гр. *полевых шпатов*).

См. также: *Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Плагиоклазы; Показатель преломления; Породообразующие минералы; Термолюминесценция.*

ПЛАГИОНИТ (гр. *плагионита*) — $Pb_5Sb_8S_{17}$, мон. Am. Min., *59*, 1127; Min. Mag., *37*, 442; М, *I*, 497.

ПЛАГИОНИТА ГРУППА — *фюлеппит, плагионит, гетероморфит* и *семсейит.*

ПЛАЗМА — зеленая разновидность халцедона.

ПЛАНШЕИТ — $Cu_8Si_8O_{22}(OH)_4 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 491; Science, *154*, 506; М, *III3*, 304.

ПЛАТАРСИТ — $Pt(As, S)_2$, куб. Am. Min., *64*, 657; Can. Min., *15*, 385; ЗВМО, *109*, 64.

ПЛАТИНА. Самородный металл. Название дано д' Юллоа в 1748 г. от исп. platina (уменьшительному от plata — серебро).

Состав. 4[Pt]; в разных количествах присутствуют Pd, Ir, Fe и Ni.

Свойства. Куб., *Fm3m.* Обычно встречается в виде мелких чешуек или зерен. Тв. 4—4,5. Пл. 21,45 (в чистом виде), у природных сплавов 14—19. Ковкая. Цвет от сального до темно-серого. Блеск металлический. Растворяется только в нагретой «царской водке». Магнитные свойства определяются содержанием железа.

Распространение. Встречается в ультраосновных породах, например в дунитах, а также в кварцевых жилах, в черных песках и россыпных месторождениях. Известны находки в следующих районах: Пинто-Ривер (Колумбия), Ивало (Финляндия), р. Рейн (ФРГ), реки Такака и Гордж (Новая Зеландия). Найдена в золотоносных песках в Квебеке и Британской Колумбии (Канада) и в россыпных месторождениях в Сьерра-Неваде (штат Калифорния, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Нерудные и рудные полевные ископаемые; Россыпные месторождения; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Самородные элементы и сплавы.*

Лит.: М, *I*, 49.

ПЛАТИНИСТЫЙ ИРИДИЙ — (Ir, Pt), куб. М, *I*, 48.

ПЛАТИНИТ — $PbBi_2(Se, S)_3$, триг. М, *I*, 558.

ПЛАТТНЕРИТ. Оксид свинца. Название дано в честь профессора К. Ф. Платтнера из Фрейберга.

Состав. PbO_2.

Свойства. Тетр., *P4/mnm.* Структура *рутила.* Обычно массивные агрегаты. Цвет железисто-черный. Черта коричневая.

Распространение. Встречается в свинцовых рудниках США (штат Айдахо) и в Шотландии.

ПЛЕЙФЕРИТ — $Pb_{16}Sb_{18}S_{43}$, мон. Am. Min., *53*, 1424; Can. Min., *9*, 191; ЗВМО, *98*, 383.

ПЛЕОНАСТ — железистая *шпинель.* М, *III3*, 30.

ПЛЕОНЕКТИТ = *Гедифан.* Am. Min., *58*, 562; ЗВМО, *103*, 366.

ПЛЕССИТ — прорастания *камасита* и *тэнита.* См. также: Фигуры *Видманштеттена.*

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *III2*, 282.

ПЛОМБЬЕРИТ — $Ca_5H_2Si_6O_{18} \cdot 6H_2O$ (?), ромб. Am. Min., *39*, 1038; М, *III3*, 327.

ПЛЮМАЛСИТ — $Pb_4Al_2Si_7O_{21}$ (?), ромб. Am. Min., *53*, 349; ЗВМО, *97*, 620.

ПЛЮМБАГО = *Графит.*

ПЛЮМБОБЕТАФИТ (гр. *пирохлора*) — $Pb_2Ti_2O_6 \cdot (OH)$, куб. Am. Min., *62*, 405; ЗВМО, *100*, 83.

ПЛЮМБОГУММИТ (гр. *крандаллита*) — $PbAl_3 \cdot (PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$, триг. Дэна, *II2*, 241.

ПЛЮМБОМИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — $Pb_2(Ta, Nb)_2O_6(OH)$, куб. Am. Min., *62*, 405; М, *III3*, 168.

ПЛЮМБОПАЛЛАДИНИТ — Pd_3Pb_2, гекс. Am. Min., *56*, 1121; ЗВМО, *100*, 614.

ПЛЮМБОПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(Pb, Y, U, Ca)_{2-x}\ Nb_2O_6(OH)$, куб. Am. Min., *55*, 1068; *62*, 405; ЗВМО, *97*, 69.

ПЛЮМБОФЕРРИТ — $PbFe_4O_7$, трир. М, *III3*, 192.

ПЛЮМБОЯРОЗИТ (гр. *алунита*) — $PbFe^{3+}_6(SO_4)_4 \cdot (OH)_{12}$, триг. Дэна, *III1*, 670.

ПОВЕЛЛИТ. Молибдат кальция, гр. *шеелита.* Название дано в 1891 г. в честь американского геолога Дж. Пауэлла.

Состав. 4[$CaMoO_4$]; Mo замещается W с образованием *шеелита.*

Свойства. Тетр., $I4_1/a$. Дипирамидальные или таблитчатые кристаллы, а также массивные, листоватые агрегаты или инкрустации. Тв. 3,5. Пл. 4,2. Блеск обычно жирный или перламутровый. Цвет желтый, коричневый, синий или черный.

Распространение. Вторичный минерал, часто образующийся за счет окисления *молибденита.*

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II2*, 536.

ПОЗНЯКИТ — $Cu_4(SO_4)(OH)_6 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *52*, 1582; ЗВМО, *97*, 72.

ПОИТ — $Fe^{3+}_2(TeO_3)_2(SO_4) \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *53* 1075; ЗВМО, *98*, 326.

ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ГРУППА — *альбит, андезин, анортит, анортоклаз, бадингтонит, банальсит, битовнит, гиалофан, лабрадор, микроклин, олигоклаз, ортоклаз, парацельзиан, риджерджнерит, слаусонит* и *цельзиан.* См. также: *Выращивание кристаллов; Диагенетические минералы; Минералогия почв; Минералы пегматитов; Минералы и самородные металлы черных песков; Плагиоклазы; Полевые шпаты; Щелочные полевые шпаты.*

ПОЛИАНИТ = *Пиролюзит.*

ПОЛИБАЗИТ. Сульфосоль серебра. Название дано Роузом в 1829 г. от греч. poly — много и basis — основание (из-за присутствия в его составе многих оснований металлов).

Состав. $(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$.

Свойства. Мон., *C2/m.* Псевдогексагональные таблитчатые кристаллы, а также массивные агрегаты. Спайность по {001} несовершенная. Блеск металлический. Цвет серо-стальной до железисто-черного. Черта черная.

Распространение. Встречается в низкотемпературных жилах совместно с другими сульфосолями Ag и Pb, разнообразными сульфидами, карбонатами и *кварцем.* Известны находки в Яхимове и Пршибраме (Чехословакия),

Фрейберге (ГДР), а также в районах серебряных месторождений Чили, Перу и Мексики. В США — в жилах с серебром (штаты Аризона, Колорадо, Айдахо, Монтана и Невада).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *I*, 466.

ПОЛИГАЛИТ. Водный сульфат калия, кальция и магния. Название дано в 1818 г. Штромейером как производное от греч. poly — много и hals — соль (указывает на присутствие нескольких ионов).

Состав. $K_2Ca_2Mg(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$.

Свойства. Трикл. Обычно в виде зернистых, волокнистых или листоватых агрегатов. Полисинтетические двойники. Тв. 3,5. Пл. 2,78. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет белый до серого, при наличии тонких включений *гематита* — розовый или красный. Вкус горький.

Распространение. Встречается в виде зерен или прослоев в месторождениях солей в Верхней Австрии, в Лотарингии (Франция), в Западном Казахстане (СССР) и в районах месторождений калийных солей в США (штаты Техас и Нью-Мексико), а также в продуктах вулканической деятельности (вулкан Везувий, Италия).

К. ФРЕЙ

ПОЛИДИМИТ (гр. *линнеита*) — $NiNi_2S_4$, куб. Am. Min., *43*, 733; М, *I*, 249. См. также: *Термометрия геологическая.*

ПОЛИКРАЗ — (Y, Ca, Ce, U, Th)(Ti, Nb, Ta)$_2O_6$, ромб. Can. Min., *14*, 111; М, *II/3*, 354.

ПОЛИЛИТИОНИТ (гр. *слюд*) — $KLi_2AlSi_4O_{10}(F, OH)_2$, мон. ДХЗ, *3*, 104. См. также: *Слоистые силикаты.*

ПОЛИМИГНИТ — (TR, Ca, Zr)(Ta, Nb, Ti)O_4, ромб. М, *II/3*, 188.

ПОЛКОВИЦИТ — (Fe, Pb)$_3$(Ge, Fe)S_4, куб. Am. Min., *66*, 437.

ПОЛЛУЦИТ — $(Cs, Na)_2Al_2Si_4O_{12} \cdot H_2O$, куб. Am. Min., 52, 1515; ДХЗ, *4*, 304, 306, 373.

ПОЛХЕМУСИТ — (Zn, Hg)S, тетр. Am. Min., *63*, 1153; Min. Mag., *43*, 1066; ЗВМО, *110*, 215.

ПОЛЯРИТ — Pd(Pb, Bi), ромб. Am. Min., *55*, 1810; ЗВМО, *110*, 78.

ПОРТЛАНДИТ. Гидроксид кальция. Название дано Тилли в 1933 г. по его находке в портландцементе.

Состав. $Ca(OH)_2$.

Свойства. Триг., $C\bar{3}m$. Структура *брусита.* Блеск перламутровый. Изменяется с образованием *кальцита.*

Распространение. Известны находки в Ирландии.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералогия портландцемента.*

Лит.: М, *II/3*, 492.

ПОТАРИТ — PdHg, тетр. Am. Min., *45*, 1093; М, *I*, 104.

ПОУБАИТ — $PbBi_2(Se, Te, S)_4$, триг. Am. Min., *63*, 1283; Min. Abst., *29*, 342; ЗВМО, *110*, 217.

ПРАЗ — зеленая разновидность халцедона.

ПРАЙДЕРИТ — (K, Ba)(Ti, Fe)$_8O_{16}$, тетр. Am. Min., *36*, 793; Min. Mag., *29*, 496; М, *II/3*, 215.

ПРАЙСВЕРКИТ — $Na, Mg_2Al[(OH)_2(Al_2Si_2O_{10})]$, мон. Am. Min., *65*, 1134.

ПРАЙСЕИТ — $Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$, трикл. Дэна, *II/1*, 404. См. также: *Минеральные соли.*

ПРЕНИТ. Гидроксилалюмосиликат кальция. Название дано Вернером в 1790 г. в честь полковника фон Прена, впервые обнаружившего этот минерал на м. Доброй Надежды.

Состав. $Ca_2[Al_2Si_3O_{10}](OH)_2$; SiO_2 43,6, Al_2O_3 24,8, CaO 27,2, H_2O 4,4 вес. %. Al может замещаться Fe, небольшие количества Si замещаются Al. Потеря гидратной воды происходит ступенчато, и ее максимум достигает 9,9 %. Дегидратация слабая. Под действием HCl медленно превращается в гель.

Свойства. Ромб., *P2cm*; $a = 4{,}61$ Å, $b = 5{,}47$ Å, $c = 18{,}48$ Å. Тв. 6—6,5. Пл. 2,90—2,95. Блеск стеклянный до слабоперламутрового. Полупрозрачный, просвечивающий. Встречается в форме таблитчатых кристаллов, бочонковидных или шаровидных агрегатов. Спайность хорошая по {001}, несовершенная по {110}. Двойникование тонкопластинчатое; $n_p = 1{,}611 \div 1{,}632$, $n_m = 1{,}615 \div 1{,}642$, $n_g = 1{,}632 \div 1{,}665$; двупреломление 0,022—0,035; $2V = 65 \div 69°$, оптически положительный; плоскость оптических осей (010); $Np = x$, $Nm = y$, $Ng = z$; дисперсия $r > v$. Иногда проявляет структуру «песочных часов».

Распространение. Обычно встречается как вторичный или гидротермальный минерал в жилах, полостях и миндалинах в вулканических породах основного состава, часто в ассоциации с *цеолитами;* в жилах в гранитах, монцонитах и диоритах в виде псевдоморфоз по *ломонтиту, аксиниту* и *клиноцоизиту;* в контактово-метаморфизованных известняках и мраморах; в пумпеллиитовой и (или) пренитовой зонах слабометаморфизованных граувакк и туфовых пород основного состава.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Жильные минералы; Минералы оптически одноосные и двуосные; Наименование минералов; Породообразующие минералы.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 307—311.

ПРЕОБРАЖЕНСКИТ — $Mg_3B_{11}O_{15}(OH)_9$, ромб. Am. Min., *55*, 1071; ЗВМО, *89*, 78.

ПРЖЕВАЛЬСКИТ — $Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *43*, 381; ЗВМО, *87*, 81. См. также: *Наименование минералов.*

ПРИОРИТ = *Иттротанталит.* Am. Min., *51*, 152; М. *II/3*, 371. См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков.*

ПРОБЕРТИТ — $NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *44*, 712; Дэна, *II/1*, 406.

ПРОЗОПИТ — $CaAl_2(F, OH)_8$, мон. Min. Abst., *28*, 157.

ПРОСПЕРИТ — $HCaZn_2(AsO_4)_2(OH)$, мон. Am. Min., *65*, 208; Can. Min., *17*, 87; ЗВМО, *111*, 237.

ПРОУДИТ — $CuPb_{7,5}Bi_{9,3}(S, Se)_{22}$, мон. Am. Min., *61*, 839; ЗВМО, *107*, 329.

ПРОХЛОРИТ = *Рипидолит.*

ПРУСТИТ. Сульфосоль серебра. Название дано Бёданом в 1832 г. в честь французского химика Ж. Пруста (1755—1826).

Состав. Ag_3AsS_3; Ag 65,4, As 15,2, S 19,4 вес. %.

Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Встречается в виде призматических кристаллов, чаще массивных плотных агрегатов, вкрапленных зерен. Спайность по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}. Тв. 2—2,5. Пл. 5,57. Хрупкий. Блеск алмазный. Полупрозрачный. Цвет рубиново-красный. Черта красная.

Распространение. Низкотемпературный или жильный минерал зоны вторичного обогащения, встречается в ассоциации с *пираргиритом* и другими минералами серебра. Известны находки в Яхимове (Чехословакия), в Саксонии (ГДР) и в Чанарсило (Чили); в США — в районах месторождений серебра в горных западных штатах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 322.

ПСЕВДОБОЛЕИТ — $Pb_5Cu_4Cl_{10}(OH)_9 \cdot 2H_2O$, тетр. Min. Mag., *44*, 101; М, *III1*, 201.

ПСЕВДОБРУКИТ. Сложный оксид железа и титана. Первоначально полагали, что он аналогичен *брукиту*.

Состав. Fe_2TiO_5.

Свойства. Ромб., *Cmcm*. Кристаллы уплощены по {100}. Спайность по {010}. Цвет темно-коричневый до черного в массивных агрегатах.

Распространение. Найден в пустотах магматических пород на Везувии (Италия) и в Кратер-Лейк (штат Калифорния, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы.*

ПСЕВДОВОЛЛАСТОНИТ = *Цикловолластонит*. Am. Min., *58*, 560; М, *III2*, 37. См. также: *Минералогия портландцемента.*

ПСЕВДОКОТУННИТ — K_2PbCl_4 (?), ромб. М, *III1*, 262.

ПСЕВДОЛАУЭИТ — $Mn^{2+}Fe_2^{3+}(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 1312; ЗВМО, *86*, 119. См. также: *Минералы пегматитов.*

ПСЕВДОМАЛАХИТ — $Cu_5(PO_4)_2(OH)_4 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *66*, 176; Дэна, *II2*, 204.

ПСЕВДООТЕНИТ — $(H_3O)_4Ca_2(UO_2)_2(PO_4)_4 \cdot 5H_2O$ (?), тетр. (?). Am. Min., *50*, 1505; ЗВМО, *94*, 679.

ПСИЛОМЕЛАН = вад (черная охра), массивные оксиды марганца. Science, *212*, 1024; М, *II3*, 223. См. также: *Аутигенные минералы; Метод паяльной трубки; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

ПТИЛОЛИТ = *Морденит*. Am. Min., *43*, 1224.

ПУАТВЕНИТ — $(Cu, Fe, Zn)SO_4 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 263; Can. Min., *8*, 109; ЗВМО, *94*, 676.

ПУМПЕЛЛИИТ — $Ca_2MgAl_2(SiO_4)(Si_2O_7)(OH)_2 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 176; М, *III1*, 769.

ПУРПУРИТ — $Mn^{3+}PO_4$, ромб. Дэна, *II2*, 56. См. также: *Минералы пегматитов.*

ПУТОРАНИТ — $Cu_{16-18}(Fe, Ni)_{18-19}S_{32}$, куб. Min. Mag., *43*, 1066; ЗВМО, *III*, 690.

ПУХЕРИТ — $BiVO_4$, ромб. Am. Min., *37*, 423; Дэна, *II2*, 501.

ПЬЕМОНТИТ. Сложный силикат кальция, алюминия, железа и марганца, гр. *эпидота*. Название дано Кенготтом в 1853 г. по месту находки в Пьемонте (Италия).

Состав. $Ca_2(Mn^{3+}, Al, Fe)_3OH(Si_2O_7)(SiO_4)O$.

Свойства. Мон., $P2_1/m$. Призматические кристаллы, массивные агрегаты. Спайность базальная по {001}. Излом неровный. Тв. 6,5. Пл. 3,45. Блеск от стеклянного до перламутрового. Цвет от красноватого до черного, фиолетово-красного. Черта красноватая. Сильно плеохроирует: *Np* — желтый, *Nm* — аметистовый, *Ng* — красный.

Распространение. Обычно встречается в кристаллических сланцах и слабометаморфизованных породах. Разновидности, богатые марганцем, приурочены к метасоматическим месторождениям марганца (например, Сан-Марчелло, Пьемонт, Италия).

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *III1*, 744.

ПЬЕРРОИТ — $Tl_2(Sb, As)_{10}S_{17}$, ромб. Am. Min., *57*, 1909; ЗВМО, *100*, 81.

Р

РАББИТТИТ — $Ca_3Mg_3(UO_2)_2(CO_3)_6(OH)_4 \cdot 18H_2O$, мон. Am. Min., *40*, 201; ЗВМО, *84*, 343.

РАБДОФАН — $(TR)PO_4 \cdot H_2O$, гекс. Дэна, *II/2*, 173; Am. Min., *65*, 1065.

РАГИНИТ — $TlFeS_2$, ромб. Am. Min., *54*, 1495, 1741; ЗВМО, *99*, 114.

РАДЖИТ — $CuTe^{4+}_2O_5$, мон. Am. Min., *64*, 1331; Min. Mag., *43*, 91; ЗВМО, *111*, 134.

РАИТ — $Na_4Mn_3Si_8(O, OH)_{24} \cdot 9H_2O$ (?), ромб. Am. Min., *58*, 1113; ЗВМО, *103*, 94.

РАКЛИДЖИТ — $(Bi, Pb)_3Te_4$, триг. Am. Min., *63*, 599; Min. Abst., *28*, 449; ЗВМО, *107*, 93.

РАЛЬСТОНИТ — $Na_xMg_xAl_{2-x}(F, OH)_6 \cdot H_2O$, куб. Am. Min., *50*, 1851; М, *II/2*, 55.

РАМДОРИТ — $PbAgSb_3S_6$, ромб. Am. Min., *39*, 161; *60*, 621; М, *I*, 394.

РАММЕЛЬСБЕРГИТ. Арсенид никеля. Название дано Дэна в 1854 г. в честь немецкого химика и минералога К. Ф. Раммельсберга (1813—1899).
Состав. $2[NiAs_2]$; Ni 28,15, As 71,85 вес. %.
Свойства. Ромб., *Pnnm*. Кристаллы встречаются редко, обычно массивные, призматически-зернистые, иногда волокнистые агрегаты. Излом неровный. Тв. 5,5—6. Пл. 7,1. Блеск металлический. Цвет белого олова с красноватым оттенком. Черта серовато-черная. Легко превращается в *аннабергит*.
Распространение. Встречается в жильных месторождениях совместно с другими минералами никеля и кобальта. Часто образует ассоциации с *лёллингитом*, *смальтитом*, *никелином*, *арсенопиритом*, *кобальтином* и *саффлоритом*. Широко известны находки в Шнееберге (ГДР), Лёллинг-Хюттенберге (Австрия), Вале (Швейцария), на руднике Эльдорадо (оз. Большое Медвежье, Северо-Западные территории, Канада).
Применение. Второстепенный источник никеля и мышьяка.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Рудная микроскопия*.
Лит.: М, *I*, 145.

РАМОИТ — $K_2CaU_6O_{20} \cdot 9H_2O$, мон. Am. Min., *58*, 805; Min. Mag., *38*, 781; ЗВМО, *102*, 446.

РАМСДЕЛЛИТ — MnO_2, ромб. Am. Min., *47*, 47; Science, *212*, 1024; М, *II/2*, 307.

РАНКАМАИТ — $(Na, K, Pb, Li)_3(Ta, Nb, Al)_{11}(O, OH)_{30}$, ромб. Am. Min., *55*, 1814; ЗВМО, *100*, 83.

РАНКВИЛИТ = *Хейвиит*. Am. Min., *45*, 1078.

РАНКИНИТ — $Ca_3Si_2O_7$, мон. Min. Abst., *30*, 216, 285; RRW, 509; М, *III/1*, 594. См. также: *Минералогия портландцемента*; *Породообразующие минералы*.

РАНСОМИТ — $CuFe^{3+}_2(SO_4)_4 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *55*, 729; Дэна, *II/1*, 614.

РАНСЬЕИТ — $(Ca, Mn^{2+})Mn^{4+}_4O_9 \cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *54*, 1741; *63*, 762; М, *II/3*, 229.

РАНУНКУЛИТ — $AlH(UO_2)(PO_4)(OH)_3 \cdot 4H_2O$, мон. Min. Mag., *43*, 321; Min. Rec., *11*, 112; ЗВМО, *111*, 236.

РАСВУМИТ — KFe_2S_3, ромб. Am. Min., *64*, 776; *65*, 477; ЗВМО, *100*, 615.

РАСПИТ — $PbWO_4$, мон. Дэна, *II/2*, 548.

РАТИТ — $(Pb, Tl)_3As_5S_{10}$, мон.

РАТИТ-II = *Ливейнгит*. Am. Min., *54*, 1498; М, *I*, 492.

РАУВИТ — $Ca(UO_2)_2V_{10}O_{28} \cdot 26H_2O$, USGS Bull., *1064*, 263.

РАУЕНТАЛИТ — $Ca_3(AsO_4)_2 \cdot 10H_2O$, мон. или трикл. Am. Min., *50*, 805; ЗВМО, *94*, 677.

РЕАЛЬГАР. Сульфид мышьяка. Название дано Валериусом в 1747 г. как производное от араб. Raj al ghar — шахтная пыль или «рудный порох».
Состав. AsS; As 70,0, S 30,0 вес. %.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Встречается в виде короткопризматических кристаллов со штриховкой вдоль удлинения, обычно в виде грубо- до тонкозернистых агрегатов, иногда корок. Тв. 1,5—2. Пл. 3,56. Блеск смолистый до жирного. Свежие образцы прозрачны. Цвет красный. Черта оранжевая.
Распространение. Встречается в Pb — Ag — Au-рудных жилах в ассоциации с *аурипигментом*, *стибнитом* (*антимонитом*) и некоторыми минералами мышьяка, а также как продукт вулканической сублимации и выделения из горячих источников. Известны находки в Биннатале (Швейцария), в Трансильвании (Румыния), в Матре (о. Корсика), в округе Керн (штат Калифорния) и округе Гумбольдт (штат Невада, США).
Применение. Ранее использовался в пиротехнике для получения ярко-белого света, а также как пигмент.

К. ФРЕЙ

См. также: *Метод паяльной трубки*; *Рудная микроскопия*.
Лит.: М, *I*, 241.

РЁБЛИНГИТ — $Pb_2Ca_7Si_6O_{14}(OH)_{10}(SO_4)_2$, мон. Am. Min., *51*, 504; М, *III/1*, 370.

РЁДДЕРИТ (гр. *осумилита*) — $(Na, K)_2(Mg, Fe)_5 \cdot Si_{12}O_{30}$, гекс. Am. Min., *51*, 949; М, *III/2*, 140. См. также: *Минералы метеоритов*.

РЕДДИНГИТ — $Mn^{2+}_3(H_2O)_3(PO_4)_2$, ромб. Am. Min. *43*, 789; Дэна, *II/2*, 117.

РЕДИНГТОНИТ (гр. *галотрихита*) — $(Fe, Mg, Ni) \cdot (Cr, Al)_2(SO_4)_4 \cdot 22H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 625.

РЕДЛЕДЖЕИТ — $Mg_4Cr_8Ti_{23}Si_2O_{61}(OH)_4$ (?), тетр. Am. Min., *46*, 1201; М, *II/3*, 216.

РЕЙЕРИТ — $(Na, K)_4Ca_{14}(Si, Al)_{24}O_{60}(OH)_8 \cdot 5H_2O$, триг. Am. Min., *58*, 517.

РЕЙКЕБУРИТ = *Бариомикролит*. Am. Min., *62*, 407; M, *III3*, 168.

РЕЙНЕРИТ — $Zn_3(AsO_3)_2$, ромб. Am. Min., *62*, 1129; ЗВМО, *88*, 315.

РЕКТОРИТ = *Бейделлит*. См. также: *Глины, минералы глин.*

РЁМЕРИТ. Водный сульфат окисного и закисного железа. Название дано в 1858 г. в честь немецкого геолога Фридриха Альфреда Рёмера.

Состав. $Fe^{2+}Fe^{3+}_2(SO_4)_4 \cdot 14H_2O$.

Свойства. Трикл., *P1*. Таблитчатые кристаллы, а также зернистые и массивные агрегаты. Одна совершенная спайность. Тв. 3—3,5. Пл. 2,2. Цвет желтый до ржаво-красного. Остро-соленый на вкус.

Распространение. Встречается совместно с другими сульфатами железа как продукт окисления *пирита*.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *III1*, 615.

РЕНАРДИТ — $Pb(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 7H_2O$, ромб. USGS Bull., 1064, 227; Дэна, *III2*, 356.

РЕНИЙ — Re, гекс. Am. Min., *63*, 1283; Min. Mag., *43*, 1066; ЗВМО, *110*, 93.

РЁНИТ — $Ca_2(Mg, Ti, Al, Fe)_6(Si, Al)_6O_{20}$, трикл. Am. Min., *55*, 864; M, *III2*, 570. См. также: *Минералы метеоритов.*

РЕНТГЕНИТ — $Ca_2(TR)_3(CO_3)_5F_5$, триг. Am. Min., *38*, 868, 932. См. также: *Синтаксия.*

РЕНЬЕРИТ — $Cu_3(Fe, Ge, Zn)(S, As)_4$, тетр. Am. Min., *38*, 794; Econ. Geol., *52*, 612; M, *I*, 347.

РЁССЛЕРИТ — $MgHAsO_4 \cdot 7H_2O$, мон. Дэна, *III2*, 99.

РЕТГЕРСИТ — $NiSO_4 \cdot 6H_2O$, тетр. Дэна, *III1*, 587.

РЁТЗЕФОРДИН — $(UO_2)CO_3$, ромб. Am. Min., *41*, 127; USGS Bull., *1064*, 104, 844; Дэна, *III1*, 327.

РЕТЦИАН — $Mn_2Y(AsO_4)(OH)_4$, ромб. Am. Min., *52*, 1603; Дэна, *III2*, 198.

РЕФИКИТ — $C_{20}H_{32}O_2$, ромб. Am. Min., *50*, 2110.

РЕЦБАНИИТ — $Pb_3Cu_2Bi_{10}S_{19}$, ромб. (?). M, *I*, 433.

РИБЕКИТ. Сложный гидроксилсиликат натрия и железа. Название дано Зауэром в 1888 г. в честь доктора Э. Рибека.

Состав. $2[Na_2Fe^{2+}_3Fe^{3+}_2Si_8O_{22}(OH)^-_2]$; Fe^{2+} замещается Mg с образованием *магневиорибекита*, OH замещается F.

Свойства. Мон., *C2/m*. Встречается в виде вкрапленных призматических кристаллов с продольной штриховкой на гранях. Спайность по призме {110} хорошая под углом 56°. Тв. 5. Пл. 3,02—3,42. Блеск стеклянный. Цвет темно-голубой до черного. Проявляет весьма интенсивный плеохроизм.

Распространение. Обычно встречается в виде асбестоподобных агрегатов, известных под названием крокидолита (голубой асбест), в метаморфических и изверженных породах, в частности в богатых натрием риолитах, гранитах и пегматитах. Важные находки отмечаются в Северной Норвегии, в Хамерсли (Западная Австралия) и в районе Лусаки (Замбия).

Применение. Псевдоморфоза кварца по крокидолиту известна как ювелирный камень «тигровый глаз».

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Амфиболы; Асбест; Геммология; Клинопироксены; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: M, *III3*, 224.

РИВАДАВИТ — $Na_6MgB_{24}O_{40} \cdot 22H_2O$, мон. Am. Min., *52*, 326; ЗВМО *97*, 71.

РИВЕРСАЙДИТ — $Ca_5Si_6O_{16}(OH)_2 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *39*, 1038; Min. Mag., *30*, 155; M, *III3*, 328.

РИВЕСИТ — $Ni^{II}_3Fe^{3+}_8(CO_3)(OH)_{16} \cdot 4H_2O$, триг. Am. Min., *52*, 1190; ЗВМО, *97*, 616.

РИДМЕРДЖНЕРИТ (гр. *полевых шпатов*) — $NaBSi_3O_8$, трикл. Am. Min., *50*, 1827; Min. Mag., *43*, 905; ЗВМО, *85*, 79. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Щелочные полевые шпаты.*

РИККАРДИТ — Cu_7Te_5, ромб. Min. Abst., *27*, 227; M, *I*, 564.

РИНГВУДИТ (гр. *шпинели*) — $(Mg, Fe)_2SiO_4$, куб. Am. Min., *54*, 1219; Nature, *221*, 943; M, *III1*, 13. См. также: *Минералы метеоритов.*

РИНЕРСОНИТ — $Ca(Ta, Nb)_2O_6$, ромб. Am. Min., *63*, 709; Min. Mag., *43*, 1006; ЗВМО, *110*, 173.

РИНКИТ, РИНКОЛИТ = *Мозандрит*. Am. Min., *43*, 795; M, *III1*, 821, 829.

РИННЕИТ — $K_2NaFe^{2+}Cl_6$, триг. M, *II1*, 213. См. также: *Минеральные соли.*

РИПИДОЛИТ (гр. *хлорита*) — $(Mg, Fe, Al)_6(Si, Al)_6 \cdot (Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$. ДХЗ, *3*, 165.

РИХТЕРИТ. Сложный гидроксилсиликат натрия, кальция, магния, железа, марганца и алюминия, гр. *амфиболов*. Название дано Брейтгауптом в 1865 г. в честь немецкого минералога Рихтера.

Состав. $Na_2Ca(Mg, Fe, Mn, Al)_5(Si_8O_{22})(OH, F)_2$.

Свойства. Мон., *C2/m*. Кристаллы удлиненные, волокнистые или асбестовидные. Спайность по призме (110). Тв. 5—6. Пл. 2,97—3,45. Цвет коричневый, желтый, коричневато-красный или палевый до темно-зеленого. Черта бесцветная, бледно-зеленая или желтая. Разная степень плеохроизма.

Распространение. Встречается в термально-метаморфизованных известняках, в скарнах и как гидротермальный минерал в изверженных породах щелочного состава. Богатые марганцем разновидности образуются в месторождениях марганцевых руд. Известны находки в Лонгбане (Швеция), Чикле (Индия), Сауке (Бирма), Западном Кимберли (Западная Австралия); в США — в районе Айрон-Хилл (штат Колорадо) и Лейцит-Хилс (штат Вайоминг).

К. ФРЕЙ

См. также: *Амфиболы; Изоморфизм; Минералы метеоритов.*

Лит.: M, *III3*, 188.

РИШЕЛЛИТ — $Ca_3Fe^{3+}_{10}(OH, F)_{12}(PO_4)_8 \cdot nH_2O$, аморф. Дэна, *III2*, 390; Am. Min., *55*, 135.

РИШЕТИТ — оксид Pb и U, мон. (?). USGS Bull., *1064*, 91; M, *III3*, 591.

РОБЕРТСИТ — $Ca_3Mn_4^{3+}(PO_4)_4(OH)_6 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 48; ЗВМО, *104*, 611.

РОБИНСОНИТ — $Pb_7Sb_{11}S_{25}$, трикл. Am. Min., *60*, 621; Min. Abst., *29*, 140; M, *I*, 505.

РОВЕИТ — $Ca_2Mn_2B_4O_7(OH)_6$, ромб. Am. Min., *59*, 60; Min. Abst., *27*, 338; Дэна, *III1*, 444.

РОГОВАЯ ОБМАНКА. Гидроксилалюмосиликат кальция, магния и железа, гр. *амфиболов*. Название дано в 1789 г. Вернером и происходит от древнегерманского слова, обозначающего любой темный минерал призматического габитуса (hornblend), встречающийся в рудах, но не содержащий рудного компонента.

Состав. $2[(Ca, Na)_{2-3}(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Al)_5(Si, Al)_8O_{22}(OH, F)_2]$; Ca обычно около 2, Si 6—7, но в большинстве твердых растворов наблюдаются вариации в содержании компонентов. Обычная *роговая обманка* варьирует по составу между крайними членами — *актинолит* $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_5Si_8O_{22}(OH)_2$, *эденит* $NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$, *гастингсит* $NaCa_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$, *чермакит* $Ca_2Mg_3(Al, Fe)_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$, паргасит $NaCa_2Mg_4AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2$ — и минералами с аналогичными «ферромолекулами».

Свойства. Мон., *C2/m*. Призматические кристаллы с гексагональным сечением. Минерал бывает также волокнистым, тонкозернистым или столбчатым. Тв. 5—6. Пл. 3,02—3,45, увеличивается с возрастанием содержания железа. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет от темно-зеленого до черного. Черта от белой до зеленовато-серой.

Распространение. Породообразующий минерал, встречающийся как в изверженных, так и в среднезернистых метаморфических породах, обычно как продукт изменения *пироксена*. Если *роговая обманка* является главной составной частью породы, последняя называется амфиболитом. Характерна для сиенитов, диоритов и пегматитов, поскольку может кристаллизоваться при повышенном давлении. Широкий диапазон парагенезисов в изверженных породах ведет к значительным вариациям состава *роговой обманки*. Находится в ассоциации с продуктами гидротермального изменения, в том числе с *кальцитом*, *хлоритом* и *эпидотом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Амфиболы*; *Выращивание кристаллов*; *Кристаллография морфологическая*; *Минералогия мантии*; *Минералогия почв*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Оптическая минералогия*; *Пластические деформации в минералах*; *Породообразующие минералы*.

РОДАЛКИЛАРИТ — $H_3Fe_2^{3+}(TeO_3)_4Cl$, трикл. Am. Min., *53*, 2104; ЗВМО, *98*, 326.

РОДЖЕРСИТ = *Вейншенкит*.

РОДЖИАНИТ — $NaCa_6Al_9Si_{13}O_{46} \cdot 20H_2O$, тетр. Am. Min., *55*, 322; ЗВМО, *99*, 83.

РОДЗИТ — $(Ca, Na_2, K_2)_8Si_{16}O_{40} \cdot 11H_2O$, ромб. Am. Min., *54*, 251; Min. Mag., *31*, 607; ЗВМО, *87*, 490.

РОДИЙ — (Rh, Pt), куб. Am. Min., *61*, 340; Can. Min., *12*, 399; ЗВМО, *106*, 69.

РОДИЦИТ — $CsAl_4Be_4B_{11}O_{25}(OH)_4$, куб. Am. Min., *51*, 533; Дэна, *III1*, 389. См. также: *Минералы пегматитов*.

РОДОНИТ. Силикат марганца. Название ввел в 1819 г. Яше как производное от греч. rhodon — розовый (за цвет минерала).

Состав. $MnSiO_3$; постоянно присутствует некоторое количество Ca, Fe, Mg или Zn.

Свойства. Трикл., $C\bar{1}$. Кристаллы редки, обычно встречается в виде тонкозернистых массивных агрегатов. Спайность по призме {110} под углом 92°. Тв. 5,5—6,5. Пл. 3,6—3,8. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Характерный розовый цвет до коричневато-красного.

Распространение. Встречается в метасоматических месторождениях марганца, в пегматитах, ассимилировавших руды марганца, а также как продукт контактово-метаморфического изменения родохрозита. Найден в Лонгбане (Швеция), Девоншире и Корнуолле (Великобритания), в Форно (Италия), Постмасбурге (ЮАР), Бхандаре (Индия), на о. Хонсю (Япония), в Брокен-Хилле (Новый Южный Уэльс, Австралия); в США — в округе Франклин (штат Нью-Джерси) и в округе Болмат (штат Нью-Йорк).

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология*; *Клинопироксены*; *Магнитные минералы*; *Породообразующие минералы*; *Топотаксия*.

Лит.: M, *III2*, 534.

РОДОСТАННИТ — $Cu_2FeSn_3S_8$, гекс. Am. Min., *54*, 1218; Min. Mag., *36*, 1045; ЗВМО, *99*, 72.

РОДОХРОЗИТ. Карбонат марганца, гр. *кальцита*. Название дано Гаусманном в 1813 г. за характерный яркорозовый цвет и происходит от греч. rhodochros — розово-окрашенный.

Состав. $MnCO_3$; Mn замещается Fe, Mg, Ca, Zn, Co и Cd.

Свойства. Триг., $R\bar{3}c$. Изредка встречается в виде ромбоэдрических кристаллов, обычно в виде массивных гроздевидных агрегатов или корок. Спайность по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$ совершенная. Твердость 3,5—4,0. Пл. 3,7. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет розовый, розово-красный или коричневый. Черта белая.

Распространение. Встречается в гидротермальных жилах совместно с другими карбонатами; как вторичный минерал — в остаточных марганцевых месторождениях и в пегматитах. Известны находки во Фрейберге (ГДР), Вестфалии и Рейланде (ФРГ), Капнике (Румыния), в Каламарке (Аргентина); в США — в горах Бьютт (штат Монтана) и в многочисленных жилах (штат Колорадо).

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы*; *Кальцита группа*; *Методы окрашивания минералов*; *Минералы пегматитов*; *Породообразующие минералы*; *Рудные минералы*.

Лит.: ДХЗ, *5*, 290.

РОДУСИТ = *Магнезиорибекит*. Am. Min., *63*, 1051.

РОЗАЗИТ. Гидроксилкарбонат меди и цинка. Назван в 1908 г. по местонахождению в районе рудника Розас (Сукис, Сардиния, Италия).

Состав. $4[(Cu, Zn)_2(CO_3)(OH)_2]$.

Свойства. Мон. Шаровидные агрегаты, окраска которых варьирует от зеленой до голубой. Тв. 4,5. Пл. 4,0—4,2.

Распространение. Встречается как вторичный минерал в зонах окисления Zn — Cu — Pb-месторождений.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *III1*, 299.

РОЗЕЛИТ — $Ca_2(Co, Mg)(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$, мон. и трикл. Дэна, *III2*, 113; Can. Min., 15, 36.

РОЗЕМАРИИТ — (Na, Ca, Mn)(Mn, Fe^{2+})(Fe, Mg)Al$\cdot(PO_4)_3$, мон. Am. Min., *65*, 811; Min. Mag., *43*, 227; ЗВМО, *111*, 698.

РОЗЕНБУШИТ — (Ca, Na)$_3$(Zr, Ti)Si_2O_8F, трикл. RRW, 526; Winchell *II*, 518; M, *IIII*, 838.

РОЗЕНХАНИТ — $Ca_3Si_3O_8(OH)_2$, трикл. Am. Min., *62*, 503; Min. Abst., *29*, 473; M, *III2*, 525.

РОЗИЦКИТ — γ-S, мон. RRW, 527; M, *I*, 98. См. также: *Аллотропия; Самородные элементы и сплавы.*

РОЗОВЫЙ КВАРЦ — розовые до красных разновидности *кварца.*

РОКБРИДЖЕИТ (гр. *фронделита*) — (Fe^{2+}, Mn)$Fe_4^{3+}\cdot(OH)_5(PO_4)_3$, ромб. Am. Min., *34*, 513; *55*, 135; Дэна, *II2*, 84.

РОКЕЗИТ — $CuInS_2$, тетр. Am. Min., *48*, 1178; Can. Min., *18*, 361; ЗВМО, *93*, 445.

РОКЮНИТ — $Fe^{2+}Cl_2\cdot2H_2O$, мон. Am. Min., *66*, 219; Min. Mag., *43*, 1066; ЗВМО, *111*, 692.

РОМАНЕШИТ — $BaMn^{2+}Mn_8^{4+}O_{16}(OH)_4$, мон. Science, *212*, 1024; M, *III3*, 223.

РОМАРКИТ — SnO, тетр. Am. Min., *57*, 1555; Can. Min., *10*, 916; ЗВМО, *101*, 280.

РОМБОКЛАЗ — $(H_3O)^+Fe^{3+}(SO_4)_2\cdot3H_2O$, ромб. Дэна, *III1*, 516; Can. Min., *17*, 63.

РОМЕИТ (гр. *стибиконита*) — (Ca, Fe, Mn, Na)$_2$(Sb, Ti)$_2O_6$(O, OH, F), куб. M, *III3*, 138.

РОППЕРИТ — цинксодержащий *тефроит.*

РОСКОЭЛИТ (гр. слюд) — K(V, Al, Mg)$_3$(AlSi$_3$)$O_{10}\cdot(OH)_2$, мон. ДХЗ, *3*, 23, 25, 31.

РОССИТ — $CaV_2O_6\cdot4H_2O$, трикл. Дэна, *III2*, 505.

РОСТИТ — $Al(SO_4)(OH)\cdot5H_2O$, ромб. Am. Min., *64*, 1331; Min. Mag., *43*, 1066; ЗВМО, *111*, 233.

РОУВОЛФИТ — $Cu_4(SO_4)(OH)_6\cdot2H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 179; Min. Mag., *40*, 893; ЗВМО, *106*, 78.

РОУЛАНДИТ — (Y, TR, Fe, Mn)$_3$(SiO$_4$)$_3$(F, OH), амбрф. Am. Min., *63*, 754; Min. Abst., *27*, 67; M, *IIII1*, 590.

РОХАИТ — $TlCu_5SbS_3$, тетр. Am. Min., *65*, 208; Min. Abst., *30*, 421; ЗВМО, *111*, 690.

РОЦЕНИТ — $Fe^{2+}SO_4\cdot4H_2O$, мон. Can. Min., *7*, 751; Min. Abst., *15*, 364; ЗВМО, *90*, 440.

РОШЕРИТ. Водный фосфат бериллия, кальция, марганца и железа. Название дано Славиком в 1914 г. в честь Вальтера Рошера.

Состав. (Ca, Mn, Fe)$_3$Be$_3$(PO$_4$)$_3\cdot2H_2O$.

Свойства. Мон., *C2/c*, или трикл., *C1*. Тв. 4,5. Пл. 2,93—2,94. Цвет темно-коричневый до оливково-зеленого. Призматические кристаллы, параллельные [001] с восьми- или шестигранниками в сечении; самые крупные кристаллы достигают длины ~1 мм. Хорошая спайность по {001} и отчетливая по {010}. Показатель преломления $n = 1{,}64 \div 1{,}68$. Прозрачный.

Распространение. Известны находки в друзовых полостях в гранитах Саксонии (ГДР). Найден в пегматитах в штатах Северная Каролина и Мэн (США) и в штате Минас-Жерайс (Бразилия). Образует ассоциации с *моринитом, лакруаитом, чильдренитом, апатитом, турмалином, бериллом, фронделитом, фейхиитом, варисцитом* и кварцем.

Л. ФУКС

Лит.: Дэна, *III2*, 404.

РТУТЬ — Hg, выше —39° С жидкость. M, *I*, 60.

РУБЕЛЛИТ — розовый *эльбаит.* См. также: *Геммология; Минералы пегматитов; Турмалина группа.*

РУБИН — драгоценная разновидность *корунда* красного цвета. См. также: *Выращивание кристаллов; Геммология; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Россыпные месторождения.*

РУБИНОВОЕ СЕРЕБРО — красная серебряная руда (*пруститт, пираргирит* и *куприт*).

РУБОИТ — $Cu_2(UO_2)_3(OH)_{10}\cdot5H_2O$, трикл. Am. Min., *57*, 1912; Min. Mag., *22*, 229; ЗВМО, *100*, 619.

РУЗВЕЛЬТИТ — $BiAsO_4$, мон. Дэна, *III2*, 82.

РУИЦИТ — Ca, $Mn^{3+}(SiO_3)_2(OH)\cdot2H_2O$, мон. Min. Abst., *29*, 84; Min. Mag., *41*, 429; ЗВМО, *110*, 237.

РУСАКОВИТ — (Fe, Al)$_5$(VO$_4$, PO$_4$)$_3\cdot3H_2O$. Am. Min., *45*, 1315; ЗВМО, *90*, 443.

РУССЕЛИТ — $nBi_2O_3\cdot yWO_3$, тетр. Дэна, *II2*, 148.

РУСТЕНБУРГИТ — (Pt, Pd)$_3$Sn, куб. Am. Min., *61*, 340; Can. Min., *13*, 146; ЗВМО, *106*, 69.

РУСТУМИТ — $Ca_4Si_2O_7(OH)_2$, ромб. Am. Min., *50*, 2104; Min. Mag., *34*, 1; M, *IIII1*, 807.

РУТЕНАРСЕНИТ — (Ru, Ni)As, ромб. Am. Min., *61*, 177; Can. Min., *12*, 280; ЗВМО, *104*, 604.

РУТЕНИЙ — Ru, гекс. (?). Am. Min., *61*, 177; ЗВМО, *107*, 327.

РУТИЛ. Широко распространенный акцессорный минерал метаморфических и осадочных пород. Название происходит от лат. rutilos — красный.

Состав. TiO_2; в качестве примесей присутствуют окисное и закисное железо, ниобий и тантал. Плавится при 1825 °С. Высокотемпературная полиморфная модификация TiO_2.

Свойства. Тетр., $P4_2/mnm$. Характерная структура с Ti в шестерной координации. Тв. 6—6,5. Пл. 4,2—5,5. Цвет красновато-коричневый, иногда желтый, голубой, фиолетовый или черный. Черта бледно-коричневая. $n_g = 2{,}605 \div 2{,}613$, $n_p = 2{,}899 \div 2{,}901$. Характерны очень сильная дисперсия и высокий рельеф.

Распространение. Обычно встречается в таких метаморфических породах, как амфиболиты и эклогиты, а также в контактово-метаморфических породах. Известен в гранитных пегматитах и связанных с ними жилах.

Применение. Источник титана, белый пигмент и поделочный камень.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Алмаз; Аутигенные минералы; Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Геммология; Жильные минералы; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы метеоритов; Минеральные пигменты и наполнители; Минеральные ресурсы; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм.*

Лит.: М, *III2*, 250.

РУТИЛА ГРУППА — *касситерит, платтнерит, пиролюзит, рутил* и *стишовит.*

РУТЬЕРИТ — $TlHgAsS_3$, тетр. Am. Min., *60*, 947; ЗВМО, *104*, 606.

С

СААМИТ — стронциевый *апатит*. Am. Min., *51*, 1306; Дэна, *II/2*, 302.

САБАТЬЕРИТ — Cu_6TlSe_4, ромб. Am. Min., *64*, 1331; ЗВМО, *110*, 215.

САБИНАИТ — $Na_9Zr_4Ti_2O_9(CO_3)_8$, мон. Can. Min., *18*, 25; Min. Mag., *43*, 1067; ЗВМО, *111*, 694.

САБУГАЛИТ (гр. *отенита*) — $HAl(UO_2)_4(PO_4)_4 \cdot 16H_2O$, тетр. Am. Min., *36*, 671; USGS Bull., *1064*, 196.

САДБЕРИИТ — (Pb, Ni)Sb, гекс. Am. Min., *61*, 178; Can. Min., *12*, 275; ЗВМО, *104*, 604.

САЖИНИТ — $Na_3CeSi_6O_{15} \cdot 6H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 162; ЗВМО, *103*, 616.

САКУРАИИТ — (Cu, Fe, Zn)$_3$(In, Sn)S_4, тетр. Am. Min., *53*, 1421; ЗВМО, *98*, 323.

САЛЕЗИТ — $Cu(IO_3)(OH)$, ромб. Acta. Cryst., *15*, 1105; Am. Min., *63*, 172; Дэна, *II/1*, 374.

САЛЕИТ (гр. *отенита*) — $Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, тетр. USGS Bull., *164*, 177; Дэна, *II/2*, 428.

САЛИНИТ — $Pb_{14}(AsO_4)_2O_9Cl_4$, мон.

САЛИТ — железистый *диопсид*. М, *III/2*, 300.

САЛМОНСИТ = *Гюролит* + *Джансит*. Am. Min., *64*, 466; ЗВМО, *110*, 97.

САМАРСКИТ. Редкоземельный, железо-кальциевый танталониобат из гр. *эвксенита*. Назван Розе в 1947 г. в честь русского геолога В. Е. Самарского-Быховца.
Состав. (Y, Er, Ce, U, Fe, Ca)(Nb, Ta)$_2O_6$.
Свойства. Ромб. Удлиненные кристаллы. Тв. 5—6. Пл. 5,7. Обычно метамиктный. Цвет и черта от черных до коричневых.
Распространение. Встречается в гранитных пегматитах Белоруссии (СССР) и Ньево (штат Калифорния, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов.*
Лит.: М, *II/3*, 331.

САМИРЕЗИТ = свинец-урановый пирохлор. Am. Min., *62*, 407.

САМПЛЕИТ — $NaCaCu_5(PO_4)_4Cl \cdot 5H_2O$, ромб. Min. Mag., *42*, 369.

САМСОНИТ — $Ag_4MnSb_2S_6$, мон. М, *I*, 509.

САМУЭЛСОНИТ (гр. *апатита*) — (Ca, Ba)$Fe_2^{3+}Ca_6 \cdot Al_2(OH)_2(PO_4)_{10}$, мон. Am. Min., *62*, 229; Min. Abst., *27*, 257; ЗВМО, *107*, 334.

САНБОРНИТ — $BaSi_2O_5$, ромб. Am. Min., *43*, 517.

САНИДИН. Калиево-натриевый алюмосиликат из гр. *полевых шпатов*. Название происходит от греч. sanis — табличка и idos — вид, из-за его типичного таблитчатого габитуса.
Состав. (K, Na)$AlSi_3O_8$ с небольшой примесью Ba и Ca, замещающих K и Na.
Свойства. Мон., *C2/m*. Кристаллы таблитчатые или призматические; часто сдвойникованы по карлсбадскому закону. Тв. 6. Пл. 2,57—2,58. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Совершенная спайность по {001}, {010}.
Распространение. В виде фенокристаллов в вулканических породах. Известен в Фогельсберге и Эйфеле (ФРГ), Чимино (Италия), Вегардо (Чехословакия), Звегане (Югославия); в США — в Кокомо (штат Колорадо) и Митчель-Меса (штат Техас).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы; Полевые шпаты; Породообразующие минералы; Порядок—беспорядок; Щелочные полевые шпаты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 14.

САНМАРТИНИТ (гр. *вольфрамита*) — (Zn, Fe)WO_4, мон. Дэна, *II/2*, 528; Min. Abst., *29*, 479.

САНТАКЛАРАИТ — $CaMn_4[Si_5O_{14}(OH)](OH) \cdot H_2O$, трикл. Am. Min., *66*, 154.

САНТАНАИТ — $9PbO \cdot 2PbO_2 \cdot CrO_3$, гекс. Am. Min., *58*, 966; ЗВМО, *103*, 357.

САНТАФЕИТ — (Sr, Na)$Mn_2^{3+}(OH)_2(VO_2)_2 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *43*, 677; ЗВМО, *88*, 317.

САНТИТ — $KB_5O_8 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *56*, 636; ЗВМО, *100*, 621.

САНХУАНИТ — $Al_2(PO_4)(SO_4)(OH) \cdot 9H_2O$, мон. (?). Am. Min., *53*, 1; ЗВМО, *98*, 327.

САПОНИТ (гр. *смектитов*) — (0,5Ca, Na)$_{0,33}$(Mg, Fe)$_3$(Si, Al)$_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$, мон. ДХЗ, *3*, 280. См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв.*

САПФИР — драгоценная разновидность *корунда* синего цвета. См. также: *Выращивание кристаллов; Геммология; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Пьезоэлектричество; Россыпные месторождения; Синтетические минералы.*

САПФИРИН — (Mg, Al)$_8$(Al, Si)$_6O_{20}$, мон. и трикл. Am. Min., *65*, 821; Can. Min., *18*, 373; М, *III/2*, 576. См. также: *Породообразующие минералы.*

САРАБАУИТ — $CaSb_{10}O_{10}S_6$, мон. Am. Min., *63*, 715; ЗВМО, *110*, 218.

САРД — коричневый халцедон. М, *II/2*, 195. См. также: *Геммология.*

САРДОНИКС — полосчатый сард. См. также: *Геммология.*

САРКИНИТ — $Mn_2^{2+}(AsO_4)(OH)$, мон. Min. Mag., *43*, 681; Дэна, *II/2*, *271*.

САРКОЛИТ — $Na_2Ca_6[Al_4Si_6O_{23}](OH, H_2O)_2[(SiP)\cdot O_4]_{0,5}(CO_3, Cl)_{0,5}$, тетр. Am. Min., *64*, 245.

САРКОПСИД — $(Fe^{2+}, Mn)_3(PO_4)_2$, мон. Am. Min., *57*, 24; Дэна, *II/2*, 273. См. также: *Минералы метеоритов; Минералы пегматитов*.

САРМЬЕНТИТ — $Fe_2^{3+}(AsO_4)(SO_4)(OH)\cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *53*, 2077; Дэна, *II/2*, 458.

САРТОРИТ — $PbAs_2S_4$, мон. M, *I*, 500.

САРЫАРКИТ — $(Ca, Y, Th)_2Al_4(SiO_4, PO_4)_4(OH)_6\cdot 9H_2O$, тетр. Am. Min., *49*, 1775; M, *III/1*, 527.

САССОЛИН. Борная кислота. Назван по месту Сассо (Тоскана, Италия).

Состав. $B(OH)_3$.

Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Структура *гиббсита*. Образует шестиугольные пластинки. Цвет белый до серого.

Распространение. Вулканы Тосканы.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минеральные соли*.

Лит.: M, *II/3*, 628.

САТИМОЛИТ — $KNa_2Al_4B_6O_{15}Cl_3\cdot 13H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 1069; ЗВМО, *100*, 86.

САТПАЕВИТ — $Al_{12}V_2^{4+}V_6^5O_{37}\cdot 30H_2O$ (?), ромб. (?). Am. Min., *44*, 1325; ЗВМО, *89*, 72.

САТТЕРЛИИТ — $(Fe, Mg)PO_4(OH)$, триг. Am. Min., *64*, 657; Can. Min., *16*, 411; ЗВМО, *110*, 224.

САУКОНИТ (гр. *смектитов*) — $Na_{0,33}Zn_3(Si, Al)_4O_{10}\cdot (OH)_2\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *31*, 141. См. также: *Минералогия почв*.

САФФЛОРИТ. Арсенид кобальта. Назван Брейтгауптом в 1913 г.

Состав. $4[CoAs_2]$ со значительным количеством Fe и небольшой примесью Ni, Bi, Cu и S.

Свойства. Ромб., *Pnnm*. Образует коротко- до длиннопризматических кристаллы; обычно массивный с радиально-волокнистой структурой. Хорошая спайность по {100}. Хрупкий. Неровный излом. Блеск металлический. Тв. 4. Пл. 7,4. Цвет оловянно-белый, от тускло- до темно-серого. Черта темно-серая. Сильноанизотропен.

Распространение. Главным образом в гидротермальных жилах с раммельсбергитом, никелином, смальтином, лёллингитом, и другими Ni — Co-минералами. Встречается в Шнеберге (ГДР), Виттигерне (ФРГ), Нордмаркене (Норвегия), Грейт-Бьёт-Лейке (Канада).

Лит.: M, *I*, 142.

Г. МЁРШЕЛЛ

САХАИТ — $Ca_{12}Mg_4(CO_3)_4(BO_3)_8(H_2O)$, куб. Am. Min., *62*, 263; Min. Abst., *27*, 133; ЗВМО, *96*, 71.

САХАМАЛИТ — $(Mg, Fe)Ce_2(CO_3)_4$, мон. Am. Min., *38*, 741.

САХАРОВАИТ — $(Pb, Fe)(Bi, Sb)_2S_4$, ромб. Am. Min., *41*, 814; *45*, 1134; ЗВМО, *90*, 93.

СБОРЖИТ — $NaB_5O_8\cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *43*, 378; ЗВМО, *87*, 480.

СВАБИТ (гр. *апатита*) — $Ca_5(AsO_4)_3F$, гекс. Дэна, *II/2*, 322.

СВАЙНФОРДИТ (гр. *смектитов*) — $(Li, 0{,}5Ca)_7(Al, Li, Mg)_4(Si, Al)_8O_{20}(OH, F)_4\cdot nH_2O$, мон. Am. Min., *60*, 540; Min. Abst., *27*, 82; ЗВМО, *106*, 83.

СВАНБЕРГИТ (гр. *бёдантита*) — $SrAl_3(PO_4)(SO_4)\cdot (OH)_6$, триг. Дэна, *II/2*, 448; Min. Abst., *30*, 422.

СВАРТЦИТ — $CaMg(UO_2)(CO_3)_3\cdot 12H_2O$, мон. USGS Bull., *1064*, 117; Дэна, *II/1*, 285.

СВЕДЕНБОРГИТ — $NaBe_4SbO_7$, гекс. M, *II/3*, 198.

СВЕТЛОЗАРИТ (гр. *цеолитов*) — $(Ca, K_2, Na_2)Al_2(Si, Al)_{12}O_{28}\cdot 6H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 1060; Min. Abst., *28*, 327; ЗВМО, *107*, 339.

СВИНЕЦ — Pb, куб. Дэна, *I/1*, 104, 120; Min. Abst., *29*, 116; M, *I*, 45. См. также: *Самородные элементы и сплавы*.

СВИНЦОВЫЙ БЛЕСК = *Галенит*.

СВИТЦЕРИТ — $(Mn, Fe)_3(PO_4)_2\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *52*, 1595; ЗВМО, *97*, 617.

СЕБОЛЛИТ — $Ca_4Al_2Si_3O_{14}(OH)_2$ (?), ромб. Min. Mag., *17*, 346; M, *III/1*, 557.

СЕГЕЛЕРИТ — $CaMgFe^{3+}(PO_4)_2(OH)\cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *59*, 48; 62, 692; ЗВМО, *104*, 610.

СЕДЕРХОЛМИТ — β-NiSe, гекс. Am. Min., *50*, 519; ЗВМО, *94*, 668.

СЕДОВИТ — $U(MoO_4)_2$, ромб. Am. Min., *51*, 530; M, *II/3*, 449.

СЕЙБЕРТИТ = *Клинтонит*. Am. Min., *52*, 1122.

СЕЙДОЗЕРИТ — $(Na, Ca)_2(Zr, Ti, Mn)_2Si_2O_7(O, F)_2$, мон. Am. Min., *44*, 467; M, *III/1*, 835.

СЕЙНЯЙОКИТ — $FeSb_2$, ромб. Am. Min., *62*, 1059; Min. Abst., *28*, 327; ЗВМО, *107*, 328.

СЕКАНИНАИТ — $(FeMg)_2Al_4Si_5O_{18}$, ромб. Am. Min., *50*, 264; *62*, 395; M, *III/2*, 135.

СЕЛАДОНИТ (гр. *слюд*) — $K(Mg, Fe)(Fe, Al)Si_4O_{10}\cdot (OH)_2$, мон. Am. Min., *49*, 1031; ДХЗ, *3*, 47. См. также: *Слоистые силикаты*.

СЕЛЕН — Se, трикл. M, *I*, 75. См. также: *Самородные элементы и сплавы*.

СЕЛЕНЖОЗЕИТ = *Лайтакариит*. Can. Min., *7*, 677.

СЕЛЕНИТ — разновидность *гипса*.

СЕЛЕНОЛИТ = *Доунейит*. Am. Min., *62*, 316.

СЕЛЕН-ТЕЛЛУР — (Se, Te), триг. M, *I*, 77.

СЕЛЛАИТ — Mg_1F_2, тетр. M, *II/2*, 63.

СЕМЕНОВИТ — $(Fe, Mn, Zn, Ti)TR_2Na_{0-2}(Ca, Na)_6(Si\cdot Be)_{20}(O, OH, F)_{48}$, ромб. Am. Min., *64*, 202; ЗВМО, *102*, 454.

СЕМСЕЙИТ — $Pb_9Sb_8S_{21}$, мон. Am. Min., *59*, 1127.

СЕНАИТ (гр. *кричтонита*) — $Pb(Fe, Mn)_7Ti_{14}O_{38}$, трикл. Am. Min., *61*, 1203; *63*, 28; М, *III3*, 290.

СЕНАРМОНТИТ. Триокись сурьмы. Назван Д. Дэна в 1851 г. в честь французского физика и минералога А. Ю. де Сенармона, первым описавшего этот минерал.
Состав. Sb_2O_3.
Свойства. Куб., *Fd3m*. Октаэдрические кристаллы. Высокотемпературная (460 °С) полиморфная модификация *валентинита* со структурой арсенолита. Бесцветный.
Распространение. Продукт окисления *антимонита*.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/2*, 95.

СЕНЕГАЛИТ — $Al_2(OH)_3(H_2O)(PO_4)$, ромб. Am. Min., *64*, 1243; ЗВМО, 107, 334.

СЕНЖЬЕРИТ — $Cu(UO_2)_2(VO_4)_2(OH)_2 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *66*, 220; USGS Bull., *1064*, 258.

СЕНФЕЛЬДИТ — $H_2Ca_5(AsO_4)_4 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 806; ЗВМО, *94*, 678.

СЕПИОЛИТ. Глинистый волокнистый силикат магния, который в сухом виде легче воды. Назван Глокером в 1847 г. от греч. «каракатица», так как светлый и пористый минерал похож на остатки этого животного.
Синоним — морская пенка от нем. meershaum.
Состав. $(H_2O)_4(OH)_2Mg_8Si_{12}O_{30} \cdot 8H_2O$; магниевый крайний член гр. *палыгорскита*.
Свойства. Мон. Однородные землистые или глинистые агрегаты. Тв. 2—2,5. Пл. 2. Белый или серый с желтоватыми, красноватыми или зеленовато-голубоватыми оттенками. Оптически отрицательный; в шлифах бесцветный или серый; $2V = 0 \div 60°$; $n_p = 1{,}490 \div 1{,}520$, $n_g = 1{,}505 \div 1{,}530$; $n_g - n_p = 0{,}009 \div 0{,}015$.
Распространение. Вторичный минерал *серпентина;* встречается совместно с *опалом;* в серпентинизированных отложениях вместе с *магнезитом*.
Применение. Для изготовления курительных трубок и как исходное вещество при изготовлении мыла (Марокко).

Э. БУИ

См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Диагенетические минералы.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 224, 227.

СЕРА САМОРОДНАЯ. Природный элемент. Английское название происходит от лат. sulfur. Коммерческое название — браймстоун.
Состав. 128[S] (α) с очень небольшой примесью Se и Te.
Свойства. Ромб., *Fddd*. Бипирамидальные, дисфеноидальные или таблитчатые кристаллы, часто в виде массивных агрегатов. Тв. 1,5—2,5. Пл. 2,07. Блеск смолистый. Цвет желтый. В некоторых фумаролах моноклинальные β-*сера* и розицкит встречаются вместе с α-*серой*.
Распространение. В вулканических фумаролах как продукт жизнедеятельности серных бактерий; чаще всего в осадочных породах третичного возраста в ассоциации с гипсом и карбонатами; в соляных куполах и битуминозных отложениях.
Применение. В производстве серной и сернистой кислот.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аллотропия; Аутигенные минералы; Выращивание кристаллов; Классификация минералов: принципы; Кристаллография морфологическая; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы метеоритов; Минеральные ресурсы; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Окраска минералов; Самородные элементы и сплавы; Термометрия геологическая.*
Лит.: М, *I*, 91.

СЕРАНДИТ — $Na_2(Mn, Ca)_4Si_6O_{17} \cdot H_2O$, тетр. Am. Min., *63*, 274; М, *III/2*, 517.

СЕРВАНТИТ. Безводный оксид сурьмы. Название дано Дэна в 1850 г. по месту находки в Сервантесе (Испания).
Состав. $Sb^{3+}Sb^{5+}O_4$.
Свойства. Ромб., *Pna*. Пл. 6,6. Цвет желтый до белого.
Распространение. Продукт окисления руд сурьмы — *стибнита* и др. Встречается также в виде псевдоморфоз по *стибниту* в Фельшёбане (Венгрия) и Покке (Боливия).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *III3*, 278.

СЕРЕБРО. Самородный металл.
Состав. Ag; часто в сплаве с Au или Hg.
Свойства. Куб., *Fm3m*, редко гекс., $P6_3mc$. Обычны удлиненные, сетчатые и древовидные агрегаты; иногда в виде проволочек и чешуек. Блеск металлический. Рваный излом. Цвет серебристо-белый. Черта обычно тускло-серая до черной.
Распространение. В зоне окисления гидротермальных месторождений с другими минералами серебра, с сульфидами и цеолитами (например, в районе Конгсберг в Норвегии), с арсенидами и сульфидами никеля, кобальта и серебра (например, в рудниках Кобальта, Онтарио), с уранинитом и кобальт-никелевыми минералами (например, в месторождении Яхимов, ЧССР), в черных песках и россыпях. Другие районы распространения: Саксония (ГДР), Баден (ФРГ), Северо-Восток СССР, Тзумеб (Намибия), Брокен-Хилл (Новый Южный Уэльс, Австралия), Северо-Западные территории и Британская Колумбия (Канада), штаты Чиуауа, Дуранго, Сонора, Закатекас (Мексика); в США — Бисби (штат Аризона), Каскадные горы (штат Колорадо), в районе Сильвер-Сити (штат Айдахо), п-ов Кивино (штат Мичиган), Бьютт (штат Монтана).

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа; Классификация минералов: принципы; Кристаллография морфологическая; Минералы и самородные металлы черных песков; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Показатель преломления; Псевдоморфизм; Россыпные месторождения; Рудная микроскопия; Самородные элементы и сплавы; Скелетные кристаллы.*
Лит.: М, *I*, 31.

СЕРГЕЕВИТ — $Ca_2Mg_{11}(CO_3)_{13} \cdot 10H_2O$, триг. (?). Min. Mag., *43*, 1067; ЗВМО, *111*, 232.

СЕРЕНДИБИТ — $Ca_2(Mg, Al)_6O_2[(Si, Al, B)_6O_{18}]$, трикл. М, *III/1*, 532.

СЕРИЦИТ — тонкозернистый минерал из гр. *слюд*, обычно по составу близок к *мусковиту*, но может содержать *парагонит* или *иллит*. См. также: *Минеральные пигменты и наполнители; Плагиоклазы.*

СЕРПЕНТИНА ГРУППА — магнезиальные члены гр. *каолинита — серпентина*: *клинохризотил, ортохризотил* и *лизардит*. См. также: *Асбест; Ортопироксены; Породообразующие минералы; Слоистые силикаты.*

СЕРПИЕРИТ — $Ca(Cu, Zn)_4(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 328; Min. Abst., *30*, 295; Дэна, *II/1*, 699.

СЕСБРОНИТ — $Cu_5(TeO_3)_2(OH)_6 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *64*, 653; Min. Mag., *39*, 744; ЗВМО, *107*, 78.

СИБИРСКИТ — $CaHBO_3$, мон. (?). Am. Min., *48*, 433; ЗВМО, *92*, 202.

СИГЛОИТ — $(Fe^{2+}, Fe^{3+})Al_2(PO_4)_2(O, OH)_2 \cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *47*, 1; ЗВМО, *92*, 206.

СИДЕРАЗОТ — Fe_5N_2, гекс. М. *I*, 123. См. также: *Самородные элементы и сплавы.*

СИДЕРИТ. Карбонат железа из гр. *кальцита.* Название происходит от греческого слова «железо». Хаусман в 1813 г. для округлых конкреций ввел название «сферосидерит»; оно было трансформировано в более короткое название Хайдингером в 1845 г.

Состав. $FeCO_3$; в *родохрозите* Fe замещается Mn, в *магнезите* — Mg; в небольших количествах присутствуют Ca, Co или Zn.

Свойства. Триг., *R3c*. Ромбоэдрические кристаллы, часто с искривленными гранями; образует землистые, округлые, спрессованные или массивные гранулы. Хорошая ромбоэдрическая спайность по {10$\bar{1}$1}. Тв. 3,5—4. Пл. 3,96 (в чистом виде). Блеск стеклянный. Прозрачный или полупрозрачный. Цвет от светло- до темно-коричневого.

Распространение. Найден в осадочных глинистых отложениях в районе Радом (Польша), в черных полосчатых рудах в Йоркшире (Великобритания), в глинистых железняках и черных полосчатых рудах среди угольных толщ штатов Пенсильвания, Иллинойс, Индиана, Огайо, Кентукки и Западная Виргиния (США); известен в гидротермальных жилах и миндалинах в основных изверженных породах; встречается в пегматитах, а также как продукт замещения известняков.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Жильные минералы; Кальцита группа; Кристаллография морфологическая; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Породообразующие минералы.*

СИДЕРОМЕЛАН — базальтовое стекло.

СИДЕРОНАТРИТ — $Na_2Fe^3(SO_4)_2(OH) \cdot 3H_2O$, ромб. Can. Min., *17*, 63; Дэна, *II/1*, 713.

СИДЕРОТИЛ — $Fe^{2+}SO_4 \cdot 5H_2O$, трикл. Am. Min., *49*, 820; Can. Min., *7*, 751; Дэна, *II/1*, 581.

СИДЕРОФИЛЛИТ (гр. *слюд*) — $K(Fe_2^{2+}Al)(Al_2Si_2) \cdot O_{10}(F, OH)_2$, мон. ДХЗ, *3*, 55.

СИДОРЕНКИТ — $Na_3Mn(PO_4)(CO_3)$, мон. Am. Min., *64*, 1332; Min. Mag., *43*, 1067; ЗВМО, *110*, 226.

СИКЛЕРИТ — $Li(Mn^{2+}, Fe^{3+})PO_4$, ромб. Дэна, *II/2*, 52.

СИЛГИДРИТ — $3SiO_2 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *57*, 1053.

СИЛЛЕНИТ — Bi_2O_3, куб. Дэна, *II/2*, 14; Am. Min., *28*, 521.

СИЛЛИМАНИТ. Алюмосиликат. Назван в честь американского химика Б. Силлимана, основателя журнала «American Journal of Science».

Состав. Al_2SiO_5 с частичным замещением алюминия Fe^{3+}.

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Тонкие длинные параллельные призматические кристаллы или уплотненные лучистые агрегаты. Совершенная спайность по {010}. Тв. 6,5—7,5. Пл. 3,23—3,27. Блеск стеклянный. Прозрачный или полупрозрачный. Бесцветный, белый, голубой, зеленоватый или коричневатый.

Распространение. В гнейсах и сланцах гранулитовой фации метаморфизма в ассоциации с *корундом* или *кварцем*, а также в образующихся при их разрушении песках и гравиях.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные полевые ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Оптическая минералогия; Породообразующие минералы.*

Лит.: М, *III/3*, 12.

СИЛЬВАНИТ. Теллурид серебра и золота из гр. *креннерита.* Назван в 1835 г. по месту первой находки в Трансильвании (Румыния).

Состав. $2[AgAuTe_4]$.

Свойства. Мон., *P2/c*. Призматические или таблитчатые кристаллы; часто в виде скелетных форм и сростков, напоминающих письмена; встречается также в виде пластинчатых, столбчатых кристаллов или зернистых агрегатов. Совершенная спайность по {010}. Тв. 1,5. Пл. 8.1. Блеск металлический, сильный. Цвет и черта стально-серые, серебряно-белые или желтоватые.

Распространение. В кварцевых жилах вместе с сульфидами и другими теллуридами.

Применение. Руда на золото и серебро.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 586.

СИЛЬВИН. Хлорид калия. Название происходит от «Sal digestivus Sylvii» — пищеварительная соль Сильвиуса.

Состав. $4[KCl]$.

Свойства. Куб., *Fm3m*. Кубические кристаллы, обычны зернистые кристаллические массы. Кубическая спайность. Тв. 2. Пл. 1,99. Белый или почти белый. На вкус соленый.

Распространение. Соленосные отложения, встречается также в фумаролах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Выращивание кристаллов; Метод паяльной трубки; Минеральные соли; Электронная микроскопия (просвечивающая).*

Лит.: М, *III/1*, 128.

СИЛЬВИНИТ — смесь *галита* и *сильвина.*

СИМАНИТ — $Mn_3(OH)_2(PO_4)B(OH)_4$, ромб. Am. Min., *56*, 1527; М, *III/1*, 128.

СИМОНЕЛЛИТ — C_1H_2, ромб. Am. Min., *55*, 1818.

СИМПЛЕЗИТ — $Fe_3^{2+}(AsO_4)_2 \cdot 8H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 148.

СИМПЛОТИТ — $CaV_4O_9 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *43*, 16; ЗВМО, *87*, 491.

СИМПСОНИТ — $Al_4Ta_3O_{13}(F, OH)$, триг. М, *III/3*, 297.

См. также: *Минералы пегматитов.*

СИНАДЕЛЬФИТ — $Mn_9^{2+}(AsO_3)(AsO_4)_2(OH)_9 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 2023; Дэна, *II/2*, 152.

СИНГЕНИТ — $K_2Ca(SO_4)_2 \cdot H_2O$, мон. Min. Abst., *30*, 220. См. также: *Минеральные соли.*

СИНДЖАРИТ — $CaCl_2 \cdot 2H_2O$. Min. Abst., *31*, 356; Min. Mag., *43*, 643; ЗВМО, *111*, 691.

СИНКОЗИТ — $CaV_2^{4+}(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$, тетр. Дэна, *II/2*, 509.

СИНОИТ — Si_2N_2O, ромб. Am. Min., *50*, 521; Science, *146*, 256; ЗВМО, *95*, 310. См. также: *Минералы метеоритов.*

СИНХАЛИТ — $MgAlBO_4$, ромб. Am. Min., *37*, 700 и 1072; Min. Mag., *29*, 841.

СИНХИЗИТ — $(TR)Ca(CO_3)_2F$, гекс. Am. Min., *60*, 351; *64*, 658; Дэна, *II/1*, 314. См. также: *Минералы пегматитов; Синтаксия.*

СИРЛЕЗИТ — $NaBSi_2O_5(OH)_2$, мон. Am. Min., *35*, 1014; *61*, 123. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

СИСМОНДИН — магнезиальный *хлоритоид.*

СКАККИТ — $MnCl_2$, триг. М, *II/1*, 206.

СКАПОЛИТА ГРУППА — *дипир, мариалит, мейонит* и *миццонит.* Am. Min., *64*, 1188. См. также: *Жильные минералы; Плагиоклазы; Породообразующие минералы.*

СКАРБРОИТ — $Al_5(CO_3)(OH)_{13} \cdot 5H_2O$, трикл. Am. Min., *43*, 384; Min. Mag., *43*, 615; М, *II/3*, 621.

СКИННЕРИТ — Cu_3SbS_3, мон. Am. Min., *59*, 889; ЗВМО, *103*, 606.

СКЛОДОВСКИТ — $Mg(UO_2)_2Si_2O_7 \cdot 6H_2O$, мон. USGS Bull., *1064*, 300; М, *III/1*, 246.

СКОЛЕЦИТ. Гидратированный кальциевый алюмосиликат из гр. *цеолитов.* Назван Гехленом и Фуксом в 1813 г. от греческих слов «кривой», или «червь» (за то, что в смеси с бурой извивается перед паяльной трубкой подобно червяку).

Состав. $Ca_8[Al_{16}Si_{24}O_{80}] \cdot 24H_2O$; небольшие количества Na и K могут замещать Ca; Al незначительно может замещаться Si; Ca обменивается на K, Li, NH_4, Ag и Tl; имеет хорошие свойства молекулярного сита, но без избирательных способностей из-за приспосабливаемости алюмосиликатного каркаса; переходит в метасколецит при температуре выше 225 °C; образует студенистую массу в HCl.

Свойства. Мон., *Cc*; $a = 18{,}52$ Å, $b = 18{,}99$ Å, $c = 6{,}66$ Å; $\beta = 90°\,39'$. Тв. 5. Пл. 2,25—2,29. В лучистых агрегатах имеет стеклянный или шелковистый блеск. Бесцветный, белый, серый, желтый или розовый. Прозрачный до полупрозрачного. В призматических и радиально-лучистых массах имеет удлиненный по оси *z* габитус. Совершенная спайность по {110} и {1$\bar{1}$0}; часты двойники по {100}; $n_p = 1{,}507 \div 1{,}513$, $n_m = 1{,}516 \div 1{,}520$, $n_g = 1{,}517 \div 1{,}521$; двупреломление 0,007; $2V = 36 \div 56°$ (—); плоскость оптической оси $\perp$ (010); сильная дисперсия $r < v$.

Распространение. Обнаружен в виде томсонит-сколецита в габбро, где имеет магматический генезис; встречается в пустотах базальтов Мулл как конечный продукт в ряду *альбит → хлорит → эпидот → пренит → → сколецит* (*гейландит*); в миндалинах третичных базальтов Исландии в нижней сколецит-мезолитовой зоне; в контакте фонолитов с мергелями; в гидротермальных жилах по трещинам в биотитовых гнейсах около пегматитов и по трещинам в диоритах Антарктиды.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

Лит.: ДХЗ, *4*, 394.

СКОРОДИТ. Гидрат арсенида железа. Назван Брейтгауптом в 1817 г. от греческого слова «чеснок» (за запах, возникающий при его нагревании).

Состав. $FeAsO_4 \cdot 2H_2O$; Fe может замещаться Al (Al > > Fe — *мансфильдит*), частично AsO_4 замещается PO_4.

Свойства. Ромб., *Pcab.* Редко пирамидальные, таблитчатые или призматические кристаллы; обычно землистые и массивные массы. Тв. 3,5—4. Пл. 3,3 (в чистом виде). Блеск стеклянный или алмазный. Бесцветный, бледно-зеленый или коричневый.

Распространение. В железных шляпах как продукт изменения мышьяковистых минералов; в зоне окисления рудных жил и вокруг некоторых горячих источников. Основные местонахождения: Лёллинг (Австралия), Крёз (Франция), Лавра (Греция), Корнуолл (Великобритания), Цумеб (Намибия), Минас-Жерайс (Бразилия).

К. ФРЕЙ

См. также: *Наименование минералов.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 161.

СКОРЦАЛИТ — $(Fe, Mg)Al_2(PO_4)_2(OH)_2$, мон. Am. Min., *35*, 1; Дэна, *II/2*, 332. См. также: *Минералы пегматитов.*

СКОУТИТ — $Ca_7Si_6O_{18}(CO_3) \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *40*, 505; М, *III/2*, 194.

СКУНЕРИТ — $ZnMn^{2+}Fe_2^{2+}Fe^{3+}(OH)_2(H_2O)_7(PO_4)_3 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 246; Min. Abst., *28*, 449.

СКУПИТ — $UO_2(OH)_2 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 1026; Can. Min., *7*, 331; М, *III/3*, 547.

СКУТТЕРУДИТ. Арсенид кобальта. Назван Хайдингером в 1845 г. по месту находки в Скуттеруде (Норвегия).

Состав. $CoAs_{2-3}$ с замещением кобальта Ni (Ni > Co — никелевый скуттерудит) или Fe.

Свойства. Куб., *Im.* Кристаллы кубические или октаэдрические, часто скелетные формы. Тв. 5,5—6. Пл. 6,5. Блеск металлический. Цвет оловянно-белый до серебристо-серого с тусклой побежалостью.

Распространение. Встречается вместе с другими арсенидами Co и Ni в Скуттеруде (Норвегия), Шнеберге (ГДР), Корнуолле и Ланкашире (Великобритания), Бу-Аззере (Марокко), Кобальте (Онтарио, Канада), Ганнисоне (штат Колорадо, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Нерудные и рудные полевые ископаемые; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 151.

СЛАВИКИТ — $Na(SO_4)[Mg(H_2O)_6]_2[Fe_2(OH)_6(H_2O)_6 \cdot (SO_4)_6] \cdot 12H_2O$. Дэна, *II/1*, 732.

СЛАВЯНСКИТ = *Тунисит.* Am. Min., *65*, 1070; ЗВМО, *111*, 244.

СЛАУСОНИТ — $SrAl_2Si_2O_8$, мон. Am. Min., *62*, 31; Min. Abst., *28*, 327; ЗВМО, 110, 238.

СЛЮД ГРУППА — *анандит, аннит, биотит, битиит, браммалит, вонезит, глауконит, гидрослюда, иллит, киноситалит, клинтонит, лепидолит, маргарит, масутомилит, монтдорит, мусковит, парагонит, полилитионит, прейсверкит, роскоэлит, селадонит, сидерофиллит, тайниолит, тарасовит, флогопит, хендриксит, циннвальдит, черныхит, эфесит.* См. также: *Диагенетические минералы; Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы пегматитов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы; Синтетические минералы; Слоистые силикаты.*

СМАЙТИТ — Fe_3S_4, триг. Am. Min., *57*, 1571; Min. Abst., *27*, 77; M, *I*, 224.

СМАЛЬТИН — *скуттерудит* с недостатком As. См. также: *Метод паяльной трубки; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы.*

СМЕКТИТОВ ГРУППА — *бейделлит, гекторит, монтмориллонит, нонтронит* и *сапонит.* См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв; Слоистые силикаты.*

СМИКИТ — $MnSO_4 \cdot H_2O$, мон.

СМИТИТ — $AgAsS_2$, мон. M, *I*, 436.

СМИТСОНИТ. Карбонат цинка из гр. *кальцита.* Назван Бёданом в 1832 г. в честь Дж. Смитсона, основателя Смитсоновского института в Вашингтоне.

Состав. $ZnCO_3$; редко в чистом виде; Zn в больших количествах замещается Fe, в меньших — Co, Cu, Mn^{2+}, Ca, Cd, Mg и Pb.

Свойства. Триг., $R\bar{3}c$; редко ромбоэдрические кристаллы; обычны натечные, почковидные, сталактитовые, скорлуповатые или сотовые массы (галмей). Спайность по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. Тв. 4—4,5. Пл. 4,0—4,45. Блеск стеклянный до алмазного. Обычно коричневый, но может быть зеленым, голубым, серым, желтым или бесцветным.

Распространение. Вторичный минерал, встречается в ассоциации со сфалеритом в зонах окисления измененных известняков. Известен в Сардинии, Лауриуме (Греция), Цумебе (Намибия), Брокен-Хилле (Замбия), в Новом Южном Уэльсе (Австралия); в США — в округах Марион (штат Арканзас), Инью (штат Калифорния), Сокорро (штат Нью-Мексико).

К. ФРЕЙ

См. также: *Железная шляпа; Кальцита группа; Методы окрашивания минералов; Рудные минералы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 215.

СМОЛЬЯНИНОВИТ — $(Ca, Ni, Ca, Mg)_2(Fe, Al) \cdot (AsO_4)_2(OH) \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *59*, 1141; ЗВМО, *86*, 120.

СОБОЛЕВСКИТ — PbBi; гекс. Am. Min., *61*, 1054; Min. Abst., *27*, 258; ЗВМО, *106*, 73.

СОБОТКИТ — глиноземистый *сапонит.* Am. Min., *61*, 177.

СОГДИАНИТ (гр. *осумилита*) — $(KNa)_2Li_2(Li, Fe, Al)_2ZrSi_{12}O_{30}$, гекс. Am. Min., *54*, 1221; M, *III/2*, 157.

СОДА = *Натрон.*

СОДАЛИТ. Алюмосиликат натрия. Назван Томпсоном в 1811 г. по его составу.

Состав. $2[Na_4Al_3Si_3O_{12}Cl]$.

Свойства. Куб., $P\bar{4}3m$. Обычно массивный или зернистый. Тв. 5,5—6. Пл. 2,27—2,33. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный, голубой, белый, серый, зеленый или бледно-розовый.

Распространение. Редкий породообразующий минерал недосыщенных кремнеземом изверженных пород; встречается в ассоциации с *нефелином* или *лейцитом.* Найден в Ильменском заповеднике (СССР), Трансильвании (Румыния), на конусе Монте-Сомма (Везувий, Италия), в Южной Норвегии, Западной Гренландии, в штатах Мэн и Массачусетс (США), в нефелиновых сиенитах Квебека, в Банкрофте и в Айс-Ривер (Канада).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Породообразующие минералы.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 320.

СОДАЛИТА ГРУППА — *гаюин, лазурит, нозеан* и *содалит.*

СОДДИИТ — $(UO_2)_{15}(OH)_{20}(Si_6O_{17}) \cdot 8H_2O$, ромб. Am. Min., *37*, 839; USGS Bull., *1064*, 312; M, *III/1*, 263.

СОЛОНГОИТ — $Ca_4B_6O_8Cl(OH)_9$, мон. Am. Min., *60*, 162; ЗВМО, *103*, 624.

СОНОЛИТ (гр. *гумита*) — $Mn_9(SiO_4)_4(OH, F)_2$, мон. Am. Min., *48*, 1413; M, *III/1*, 322.

СОНОРАИТ — $Fe^{3+}Te^4{}_3O_3(OH) \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *53*, 1828; ЗВМО, *99*, 76.

СОРБИИТ — $Pb_{17}(Sb, As)_{22}S_{50}$, мон. Am. Min., *53*, 1425; Can. Min., *9*, 191; ЗВМО, *98*, 322.

СОРЕНСЕНИТ — $Na_4SnBe_2Si_6O_{16}(OH)_4$, мон. Am. Min., *51*, 1547; *52*, 928; M, *III/2*, 529.

СОССЮРИТ = *Альбит* + *Эпидот.*

СОУЧЕКИТ — $PbCuBi(S, Se)_3$, ромб. Am. Min., *65*, 209; Min. Mag., *43*, 1067.

СПАДАИТ — $MgSiO_2(OH)_2 \cdot H_2O$ (?). RRW, 571.

СПАНГОЛИТ — $Cu_6Al(SO_4)(OH)_{12}Cl \cdot 3H_2O$, триг. Дэна, *II/1*, 580.

СПЕКУЛЯРИТ — зеркальный *гематит.*

СПЕНСЕРИТ — $Zn_4(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Дэна, *II/2*, 360.

СПЕРРИЛИТ. Арсенид платины из гр. *пирита.* Назван в 1889 г. в честь его открывателя канадского химика Ф. Л. Сперри.

Состав. $4[PtAs_2]$.

Свойства. Куб., $Pa3$. Мелкие кубические кристаллы, иногда осложненные октаэдрическими, пентагондодекаэдрическими, трапецоэдрическими или дидодекаэдрическими гранями. Тв. 6—7. Пл. 10,6. Цвет оловянно-белый. Черта черная.

Распространение. В рудах тяжелых металлов Садбери (Канада) и Бушвелдского комплекса (ЮАР), а также в золотоносных россыпях.

К. ФРЕЙ

Лит.: M, *I*, 133.

СПЁРРИТ — $Ca_5(SiO_4)_2(CO_3)$, мон. Min. Abst., *28*, 71; Winchell, *II*, 516; М, *III/1*, 358. См. также: *Породообразующие минералы.*

СПЕССАРТИН. Алюмосиликат марганца из гр. *гранатов.* Назван по местности Спессарт на северо-западе Баварии (ФРГ).

Состав. $8[Mn_3Al_2Si_3O_{12}]$; Mn^{2+} замещается закисным железом в *альмандине* и магнием в *пиропе.*

Свойства. Куб., *Ia3d.* Додекаэдрические или трапецоэдрические кристаллы; массивный или зернистый. Тв. 6,5—7,5. Пл. 4,2. Блеск стеклянный. Цвет красный, зеленый, желтоватый или черный.

Распространение. В марганцевых скарнах, гранитных пегматитах, метаграувакках.

Применение. Драгоценный камень.

К. ФРЕЙ

См. также: *Геммология; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Ортопироксены.*
Лит.: М, *III/1*, 49.

СПИОНКОПИТ — $Cu_{39}S_{28}$, гекс. Can. Min., *18*, 511.

СПИРОФИТ — $(Mn, Zn)_2Te_3O_8$, мон. Am. Min., *49*, 444; ЗВМО, *93*, 451.

СПОДИОЗИТ (неопределенный вид) — $Ca_2(PO_4)F$, ромб.

СПОДУМЕН. Алюмосиликат лития из гр. *пироксенов.* Назван д'Андрада в 1800 г. от греческих слов «превращаться в пепел» за его пепельно-серую окраску.

Состав. $LiAl(Si_2O_6)$; Al незначительно замещается Fe^{3+}.

Свойства. Мон., *C2/c.* Образует вытянутые кристаллы до 14 м в длину, иногда массивный. Тв. 6,5—7. Пл. 3,03—3,20. Блеск стеклянный. Хорошая призматическая спайность по {110}. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный, розовый, желтый, зеленый, серый. Драгоценные полупрозрачные разновидности: кунцит — бледно-пурпурового розового цвета, гидденит — зеленого.

Распространение. Сравнительно редкий минерал гранитных пегматитов; известен в Варутреске на о. Клунтарна (Швеция), в Гарце (Австрия), в Колорадской золотоносной провинции, в Индии, в Катумбе (Заир); в США — в сподуменовой пегматитовой провинции (штат Северная Каролина) и Блэк-Хиллсе (штат Южная Дакота).

Применение. Литиевая руда и драгоценный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Жад; Клинопироксены; Методы окрашивания минералов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Пироксены.*
Лит.: М, *III/2*, 394.

ССАЙБЕЛИИТ — $Mg_2(OH)[B_2O_4(OH)]$, мон. Am. Min., *60*, 273; Дэна, *II/1*, 441. См. также: *Минеральные соли.*

ССОМОЛЬНОКИТ — $Fe^{2+}SO_4 \cdot H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 556. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

СТАВРОЛИТ. Железо-алюминиевый гидроксил-силикат. Назван Деламетери в 1792 г. от греч. stauros — крест и lithos — камень (связано с крестообразной формой двойников).

Состав. $Fe_2Al_9O_7(OH)(SiO_4)_4$; Fe^{3+} замещается Mg или Zn, а алюминий — Fe^{2+}.

Свойства. Мон., *C2/m.* Обычны крестообразные двойники, а также псевдогексагональные призмы. Тв. 7,5. Пл. 3,74—3,83. Блеск смолистый до стеклянного на свежем изломе. Полупрозрачный. Цвет красновато-коричневый, желтый до темно-коричневого.

Распространение. Обычный акцессорный минерал сланцев амфиболитовой фации регионального метаморфизма; встречается в ассоциации с *гранатами, кианитом* и *турмалином.*

Применение. Прозрачные разновидности из Бразилии иногда используются как драгоценный камень, а крестообразные двойники употребляются как амулеты («волшебный крест»).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *III/1*, 431.

СТАННИН. Сульфид меди, железа и олова. Назван Бёданом в 1832 г. от латинского названия олова.

Состав. $Cu_2(Fe, Zn)SnS_4$.

Свойства. Тетр., $I\bar{4}2m$. Обычно массивный, кристаллы редки. Тв. 4. Пл. 4,4. Блеск металлический. Цвет серо-стальной или железисто-черный. Черта сероватo-черная.

Распространение. Встречается в оловоносных жилах в ассоциации с *касситеритом, халькопиритом, вольфрамитом, пиритом* и *кварцем.* Это редкий минерал, встречающийся в Богемии (ЧССР), в различных районах Корнуолла (Великобритания), среди руд олова в Боливии.

Применение. Второстепенная руда олова.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Рудная микроскопия.*
Лит.: М, *I*, 358.

СТАННОИДИТ — $Cu_8(Fe, Zn)_3Sn_2S_{12}$, ромб. Am. Min., *54*, 1495; Can. Min., *17*, 132; ЗВМО, *99*, 73.

СТАННОМИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — $Sn_2Ta_2O_7$, куб. Am. Min., *53*, 2103; *62*, 405.

СТАННОПАЛЛАДИНИТ — $(Pd, Cu)_3Sn_2(?)$, гекс. Am. Min., *56*, 360; М, *I*, 113.

СТАРИНГИТ — $(Fe, Mn)_x(Nb, Ta)_{2x}(Sn, Ti)_{6-3x}O_{12}$, тетр. Am. Min., *55*, 1446; Min. Mag., *37*, 447; ЗВМО, *100*, 83.

СТАРКИИТ — $MgSO_4 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *41*, 662.
См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

СТЕАТИТ = *Тальк.*

СТЕВЕНСИТ — $Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$, мон. Am. Min., *44*, 343; Min. Abst., *28*, 16; ДХЗ, *3*, 276. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

СТЕЛЛЕРИТ (гр. *цеолитов*) — $Ca(Al_2Si_7)O_{18} \cdot 7H_2O$, ромб. Am. Min., *53*, 511; Min. Abst., *30*, 66; ДХЗ, *4*, 421.

СТЕНОНИТ — $(Sr, Ba, Na)_2Al(CO_3)F_5$, мон. Am. Min., *48*, 1178; М, *II/1*, 82.

СТЕНСТРУПИН — $(Ce, La, Na, Mn)_6(Si, P)_6O_{18}(OH)$, гекс. RRW, 577.

СТЕНФИЛДИТ $Ca_4(Mg, Fe, Mn)_5(PO_4)_6$, мон. Am. Min., 53, 508; Science, *158*, 910; ЗВМО, *98*, 328.
См. также: *Минералы метеоритов.*

СТЕНХУГАРИТ — $CaFe^{3+}Sb^{3+}As^{3+}_2O_7$, тетр. Am. Min., *56*, 636; Min. Abst., *30*, 18; ЗВМО, *104*, 610.

СТЕПАНОВИТ — $NaMgFe^{3+}(C_2O_4)_3 \cdot 8 \div 9H_2O$, триг. Am. Min., *49*, 442; ЗВМО, *93*, 458.

СТЁРКОРИТ — $H(NH_4)Na(PO_4) \cdot 4H_2O$, трикл. Дэна, *11/2*, 83.

СТЕРЛИНГХИЛЛИТ — $Mn_3(AsO_4)_2 \cdot 4H_2O$ (?). Am. Min., *66*, 182; ЗВМО, *112*, 699.

СТЕРРИИТ — $Pb_{12}(Sb, As)_{10}S_{27}$, ромб. Am. Min., *53*, 1423; Can. Min., *9*, 191; ЗВМО, *98*, 322.

СТЁРТИТ — гидросиликат Mn, аморф. Am. Min., *65*, 210; RRW, 589.

СТЕТЕФИЛДИТ (гр. *стибиоконита*) — $Ag_2Sb_2(O, OH)_7$ (?), куб. Am. Min., *39*, 408; Min. Mag., *30*, 100; M, *11/3*, 144.

СТЕФАНИТ. Сульфид серебра и сурьмы. Назван Хайдингером в 1845 г. в честь В. Стефана, эрцгерцога Австрии и горного директора.

Состав. Ag_5SbS_4; Ag 68,3, Sb 15,4, S 16,3 вес. %.

Свойства. Ромб., *Cmc*2. Короткопризматические и таблитчатые кристаллы; массивный или в виде рассеянных зерен. Тв. 2—2,5. Пл. 6,2—6,3. Блеск металлический. Хрупкий. Цвет и черта железисто-черные.

Распространение. В небольших количествах как один из поздних минералов жил серебросодержащих руд. Встречается в ассоциации с другими сульфидами серебра (*аргентитом*, *тетраэдритом*), а также с обычными сульфидами.

Применение. Руда серебра.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: M, *1*, 470.

СТИБИВАНИТ — Sb_2VO_5, мон. Can. Min., *18*, 329; ЗВМО, *111*, 693.

СТИБИОБЕТАФИТ — $(Ca, Sb)_2(Ti, Nb, Ta)_2(O, OH)_7$, куб. Can. Min., *17*, 583; Min. Mag., *43*, 1067; ЗВМО, *111*, 230.

СТИБИОКОЛУМБИТ — $SbNbO_4$, ромб.

СТИБИОКОНИТ. Гидроксид сурьмы.

Состав. $Sb_3O_6(OH)$.

Свойства. Куб., *Fd*3*m*. Массивный до порошкообразного. Цвет бледно-желтый до белого.

Распространение. Сурьмяные рудные залежи.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: M, *11/3*, 129.

СТИБИОКОНИТА ГРУППА — *биндгеймит*, *льюизит*, *партцит*, *ромеит*, *стетефилдит*, *стибиоконит*.

СТИБИОПАЛЛАДИНИТ — Pd_7Sb_3, гекс. Am. Min., *58*, 1; *61*, 1249; M, *1*, 118.

СТИБИОТАНТАЛИТ. Оксид сурьмы и тантала. Назван по составу.

Состав. $SbTaO_4$; Ta замещается Nb (Nb > Sb — *стибиоколумбит*).

Свойства. Ромб. *Pbn*2. Призматические кристаллы со спайностью по {010}. Тв. 5. Пл. 5,7 (Nb) — 7,5 (Ta). Цвет светло- до темно-коричневого. Черта желтая до коричневой.

Распространение. Пегматиты и россыпи.

Д. СПЕЙДЕЛ

СТИБНИТ (*АНТИМОНИТ*). Сульфид сурьмы. Назван Бёданом в 1832 г. от греческого названия сурьмы.

Состав. Sb_2S_3; Sb 71,1, S 28,3 вес. %.

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Толсто- или тонкопризматические кристаллы с вертикальной штриховкой; иногда они искривлены или изогнуты, часто встречается в виде радиально-лучистых или пластинчатых агрегатов с ярко выраженной спайностью по {010}; массивный, от крупно- до мелкозернистого. Тв. 2. Пл. 4,63. Блеск металлический. Цвет и черта свинцово-серые до черных, тускло-черных.

Распространение. Минерал низкотемпературных гидротермальных жил и отложений горячих источников; обычно встречается в ассоциации с *кварцем*, различными минералами сурьмы, *галенитом*, *киноварью*, *сфалеритом*, *баритом*, *реальгаром* и *аурипигментом*.

Применение. Главная руда сурьмы.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Метод паяльной трубки; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

СТИЛЛУОТЕРИТ — Pb_6As_3, гекс. Am. Min., *62*, 1060; Can. Min., *13*, 321; ЗВМО, *106*, 71.

СТИЛЛУЭЛЛИТ — $(TR, Ca)BSiO_5$, триг. Am. Min., *41*, 370; Nature, *176*, 509.

СТИЛЬБИТ. Гидратированный кальциево-натриево-калиевый алюмосиликат из гр. *цеолитов*. Назван Бруком в 1822 г. от греческого слова «блеск».

Состав. $Na_2Ca_4[Al_{10}Si_{26}O_{72}] \cdot 34H_2O$; обычно парное замещение по схеме $Na(K)Si \rightleftarrows CaAl$; могут присутствовать небольшие примеси Ba и Sr; дегидратация происходит ступенчато с максимальной потерей воды до 19 %; слабо поглощает воду; небольшое количество оснований замещается $FeSO_4$, но FeCl, $AlCl_3$ и $ZnCl_2$ в замещении не участвуют; свойства молекулярного сита более избирательны; абсорбирует аммиак; разлагается в HCl.

Свойства: Мон., *C*2/*m*, $a = 13{,}63$ Å, $b = 18{,}17$ Å, $c = 11{,}31$ Å, $\beta = 129° 10'$. Тв. 3,5—4. Пл. 2,1—2,2. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый, желтый, коричневый, красный. Прозрачный до полупрозрачного. Кристаллы таблитчатые или образуют сноповидные агрегаты. Совершенная спайность по {001}. Часто образует крестовидные двойники прорастания по {001}. Оптические свойства: $n_p = 1{,}484 \div 1{,}500$, $n_m = 1{,}492 \div 1{,}507$, $n_g = 1{,}494 \div 1{,}513$, двупреломление 0,010, $2V = 30 \div 49°$ (—), плоскость оптических осей (010), дисперсия $r < v$.

Распространение. В пустотах базальтов и многих других вулканических и интрузивных пород, часто встречается в ассоциации с *шабазитом* и *гейландитом*; является конечным продуктом изменения *плагиоклазов* в габброидах; развивается в пустотах метаморфических пород, совместно с другими гидротермальными минералами, такими как *кварц*, *эпидот*, *адуляр*; встречается в трещинах в гнейсах в ассоциации с *натролитом*, *гейландитом* и *ломонитом*; как гидротермальный минерал в пирокластических породах и конгломератах третичной формации Грин-Туф в Центральной Японии; замещает вулканическое стекло и плагиоклазы в андезитах.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 416.

СТИЛЬПНОМЕЛАН — $K_{0,6}(Fe, Mg)_8(Si_8Al)(O, OH)_{27} \cdot 2 \div 4H_2O$, мон. и трикл. ДХЗ, *3*, 126; Min. Mag., *42*, 361.

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Породообразующие минералы.*

СТИСТАИТ — SnSb, куб. Am. Min., *56*, 358; ЗВМО, *100*, 78.

СТИХТИТ. Назван Реттардом в 1910 г. в честь Р. Стихта.
Состав. $Mg_6Cr_2(OH)_{16}CO_3 \cdot 4H_2O$.
Свойства. Триг. Базальные пластинки со спайностью параллельно основному пинакоиду. Диморфен с *барбертонитом*. Цвет сиреневый до розового.
Распространение. Встречается в Тасмании и Маунт-Кейт (Западная Австралия).

Д. СПЕЙДЕЛ

СТИШОВИТ (гр. *рутила*) — SiO_2, тетр. Am. Min., *47*, 807; ЗВМО, *92*, 197. См. также: *Коэсит и стишовит; Минералогия мантии; Полиморфизм.*

СТОЙБЕРИТ — $Cu_5V_2O_{10}$, мон. Am. Min., *64*, 941; Min. Abst., *31*, 230; ЗВМО, *111*, 236.

СТОКЕЗИТ — $CaSnSi_3O_9 \cdot 2H_2O$, ромб. Min. Mag., *33*, 615.

СТОТТИТ — $Fe^{2+}Ge(OH)_6$, тетр. Am. Min., *43*, 1006; М, *II/3*, 468.

СТРАНСКИИТ — $(Zn_2Cu)_3(AsO_4)_2$, трикл. Am. Min., *63*, 213; ЗВМО, *90*, 441.

СТРАШИМИРИТ — $Cu_8(AsO_4)_4(OH)_4 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 1221; ЗВМО, *98*, 328.

СТРЕЛКИНИТ — $Na_2(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 6H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 488; ЗВМО, *103*, 612.

СТРИНГХАМИТ — $CuCaSiO_4 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 189; Min. Abst., *27*, 339; ЗВМО, *107*, 336.

СТРОНЦИАНИТ. Карбонат стронция из гр. *арагонита*. Назван в 1791 г. по месту находки в Строншиане (графство Аргайлл, Шотландия).
Состав. $4[SrCO_3]$. Sr замещается Ca или Ba.
Свойства. Ромб., *Ртст.* Призматические кристаллы, часто с множеством двойников; также образует массивные, волокнистые и зернистые агрегаты. Почти совершенная спайность. Тв. 3,5. Пл. 3,7. Блеск стеклянный. Бесцветный, бледно-зеленый, серый или желтоватый.
Распространение. В ассоциации с другими карбонатами в гидротермальных жилах в мергелях и известняках, реже как аутигенный минерал.
Применение. Руда на стронций.

К. ФРЕЙ

См. также: *Аутигенные минералы; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Породообразующие минералы.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 237.

СТРОНЦИОАПАТИТ (гр. *апатита*) — $(Sr, Ca)_5 \cdot (PO_4)_3(OH, F)$, гекс. Am. Min., *47*, 808; Min. Mag., *39*, 927; ЗВМО, *92*, 206.

СТРОНЦИОБОРИТ — $Sr[B_8O_4(OH)_4]$, мон. Am. Min., *50*, 1508; Min. Abst., *27*, 301; ЗВМО, *90*, 440.

СТРОНЦИОДЖИНОРИТ — $(Sr, Ca)_2B_{14}O_{23} \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *55*, 1911, ЗВМО, *90*, 97.

СТРОНЦИОДРЕССЕРИТ — $(Sr, Ca)Al_2(CO_3)_2(OH)_4 \cdot H_2O$, ромб. Can. Min., *15*, 405; Min. Abst., *31*, 87; ЗВМО, *109*, 68.

СТРОНЦИОХИЛГАРДИТ — стронциевый *хилгардит.*

СТРУВИТ — $(NH_4)MgPO_4 \cdot 6H_2O$, ромб. См. также: *Биогенные минералы; Минералы пещер.*

СТРЮВЕРИТ — танталсодержащий *рутил.*

СТУДТИТ — $UO_4 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 166; Дэна, *II/1*, 328.

СТЮАРТИТ — $Mn^{2+}Fe_2^{3+}(OH)_2(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *59*, 1272; Дэна, *II/2*, 121. См. также: *Минералы пегматитов.*

СУАНИТ — $Mg_2B_2O_5$, мон. Am. Min., *48*, 915.

СУГИЛИТ (гр. *осумилита*) — $(K, Na)(Na, H_2O)_2(Fe, Na)_2(Li, Al, Fe)_3Si_{12}O_{30}$, гекс. Can. Min., *18*, 37; Min. Mag., *43*, 947; М, *III/2*, 158.

СУДОИТ (гр. *хлорита*) — $(Al, Mg, Fe)_{4-5}(Si, Al)_4O_{10} \cdot (OH)_8$, мон. Am. Min., *52*, 673; ЗВМО, *93*, 456. См. также: *Минералогия почв.*

СУЗАЛИТ — $(Mg, Fe)_3(Al, Fe)_4(OH)_6(PO_4)_4 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *34*, 83; *55*, 135; Дэна, *II/2*, 336. См. также: *Минералы пегматитов.*

СУЗАННИТ — $Pb_4(SO_4)(CO_3)_2(OH)_2$, триг. Am. Min., *55*, 1449; Can. Min., *10*, 141; Дэна, *II/1*, 354.

СУКУЛАИТ = Станномикролит. Am. Min., *52*, 407; ЗВМО, *98*, 325. См. также: *Минералы пегматитов,*

СУКЦИНИТ — разновидность янтаря. М., *III/1*, 46.

СУЛЬВАНИТ — Cu_3VS_4, куб. Am. Min., *51*, 890; М, *I*, 349.

СУЛЬФОБОРИТ — $Mg_3B_2(SO_4)(OH)_{10}$, ромб. Дэна, *II/1*, 456.

СУЛЬФОГАЛИТ — $Na_6(SO_4)_2FCl$, куб. Дэна, *II/1*, 646. См. также: *Минеральные соли.*

СУНГУЛИТ = смесь *лизардита* и *сепиолита*. Am. Min., *59*, 212, ЗВМО, *104*, 619.

СУНДИУСИТ — $Pb_{10}(SO_4)Cl_2O_8$, мон. Am. Min., *65*, 506: ЗВМО, 111, 692.

СУОЛУНИТ — $Ca_2Si_2O_5(OH)_2 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *53*, 349; ЗВМО, *97*, 76.

СУРИК. Оксид свинца. Это название первоначально было дано киновари, которую ошибочно принимали за «красный свинец».
Состав. Pb_3O_4.
Свойства. Тетр., *P4/mbc*. Встречается только в виде тонкого порошка. Цвет ярко-красный. Черта оранжево-желтая.
Распространение. Известен как продукт изменения *галенита* или *церуссита* в Ледвилле (штат Колорадо, США) и в районе Баденвейлера (ФРГ).

Д. СПЕЙДЕЛ

СУРИНАМИТ — $(Al, Mg, Fe)_3(Si, Al)_2(O, OH)_8$, мон. Am. Min., *61*, 193; Min. Abst., *27*, 339; М, *III/2*, 584.

СУРИТ — $Pb(Pb, Ca)_{1,17}(CO_3)_2(Al, Fe\ Mg)_2(Si, Al)_4 \cdot O_{10}(OH)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1175; Min. Mag., *43*, 1068; ЗВМО, *110*, 235.

СУРСАССИТ — $Mn_5Al_4Si_5O_{21} \cdot 3H_2O$ (?), мон. Am. Min., *49*, 168; М, *III/1*, 768.

СУРЬМА САМОРОДНАЯ. Sb.

Свойства. Триг. $R\bar{3}2/m$. Массивные агрегаты. Хорошая спайность по {0001}. Тв. 3—3,5. Пл. 6,6—6,7. Блеск металлический. Цвет оловянно-белый. Черта серая.

Распространение. В жилах, обычно в ассоциации с серебряными, сурьмяными и мышьяковистыми рудами, а также с сульфидами.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия*; *Самородные элементы и сплавы*.

Лит.: М, *I*, 85.

СУССЕКСИТ — $Mn_2(OH)[B_2O_4(OH)]$, мон. Min. Abst., *30*, 68.

СФАЛЕРИТ. Сульфид цинка. Назван от греческого слова «предательский», «вероломный». Называется также цинковой обманкой.

Состав. ZnS; почти всегда содержит Fe, реже Mn или Cd. В температурном интервале 300—600 °С содержание входящего в *сфалерит* Fe понижается с увеличением давления. Таким образом, *сфалерит* может использоваться в геобарометрии (см. *Барометрия геологическая*).

Свойства. Куб., $F\bar{4}3m$. Кристаллы часто сложные, плохообразованные; встречается в виде сферолитовых агрегатов; часты полисинтетические двойники; обычно в виде грубо- или мелкозернистых, легко раскалываемых агрегатов. Совершенная спайность по ромбододекаэдру {110}. Диморфен с *вюртцитом*. Тв. 3,5—4. Пл. 3,9—4,1. Блеск полуметаллический, смолистый, а также алмазный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет в чистом виде белый, а почти в чистом виде зеленый, желтый, коричневый, черный, тем более темного оттенка, чем выше содержание Fe.

Распространение. Широко известный минерал; чаще всего встречается в метасоматических жилах в известняках и в контактово-метаморфизованных изверженных породах. Находится в ассоциации с *галенитом*, *пиритом*, *марказитом*, *халькопиритом*, *пирротином*, *смитсонитом*, *кальцитом* и *доломитом*.

Применение. Наиболее важная руда цинка.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы*; *Барометрия геологическая*; *Габитус кристаллов*; *Жильные минералы*; *Изоморфизм*; *Кристаллография морфологическая*; *Метод паяльной трубки*; *Метод окрашивания минералов*; *Минералогия Луны*; *Минералы метеоритов*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Минералы пегматитов*; *Наименование минералов*; *Нерудные и рудные полезные ископаемые*; *Оптическая минералогия*; *Показатель преломления*; *Породообразующие минералы*; *Рудная микроскопия*; *Рудные минералы*; *Термометрия геологическая*.

Лит.: М, *I*, 194.

СФЕН = *Титанит*.

СФЕРОКОБАЛЬТИТ — $CoCO_3$, триг. Дэна, *II/1*, 214.

СЫСЕРСКИТ = *Иридосмин*.

СЯНХУАЛИТ — $Ca_3Li_2Be_3(SiO_4)_3F_2$, куб. Am. Min., *44*, 1327; *46*, 244.

СЯНЦЗЯНИТ — $(Fe, Al)(UO_2)_4(PO_4)_2(SO_4)_2(OH) \cdot 22H_2O$, псевдотетр. Am. Min., *64*, 466; Min. Abst., *29*, 483.

Т

ТААФЕИТ — $(Mg, Be)_2Al_4O_8$, триг. или гекс. Am. Min., *37*, 360; Min. Mag., *43*, 575; М, *II/3*, 110.

ТАВИСТОКИТ = *Anatum*. Am. Min., *54*, 1742.

ТАВМАВИТ — хромсодержащий *эпидот*. М, *III/1*, 741.

ТАВОРИТ — $LiFe^{3+}(OH)(PO_4)$, трикл. Am. Min., *40*, 952; *55*, 135; ЗВМО, *84*, 345.

ТАДЕУИТ — $CaMg(Mg, Fe, Mn)_3(PO_4)_2(OH, F)_2$, ромб. Am. Min., *64*, 359; Min. Mag., *43*, 1068; ЗВМО, *111*, 235.

ТАДЖИКИТ — $Ca_3(Ce, Y)_3(Ti, Al, Fe)B_4Si_4O_{22}$, мон. Am. Min., *56*, 1838; ЗВМО, *100*, 623.

ТАЖЕРАНИТ — $(Zr, Ca, Ti)O_2$, куб. Am. Min., *55*, 318; Min. Abst., *30*, 68; ЗВМО, *99*, 75.

ТАЙНИОЛИТ (гр. *слюд*) — $KLiMg_2Si_4O_{10}F_2$, мон. Min. Abst., *30*, 218; RRW, 660; ДХЗ, *3*, 106, 109.

ТАКАНЕЛИТ — $(Mn^{2+}, Ca)Mn_4^{4+}O_9 \cdot H_2O$, гекс. Am. Min., *56*, 1487; ЗВМО, *100*, 282.

ТАКЕУТИИТ — $(Mg, Mn, Fe)_3BO_5$, ромб. Am. Min., *65*, 1130; ЗВМО, *111*, 696.

ТАКОВИТ — $Ni_6Al_2(OH)_{16}(CO_3, OH) \cdot 4H_2O$, трир. Am. Min., *57*, 1559; *62*, 458; М, *II/3*, 637.

ТАЛЕНИТ — $TR_2S_2O_7$, мон. Am. Min., *58*, 545; М, *III/1*, 581. См. также: *Минералы пегматитов*.

ТАЛКУСИТ — $Tl(Cu, Fe)_2S_2$, тетр. Am. Min., *62*, 396; Min. Abst., *28*, 81.

ТАЛМЕССИТ — $Ca_2Mg(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *50*, 813; Min. Rec., *9*, 69; ЗВМО, *90*, 442.

ТАЛНАХИТ — $Cu_9(Fe, Ni)_8Si_6$, куб. Am. Min., *56*, 2159; Econ. Geol., *66*, 673; ЗВМО, *97*, 612.

ТАЛФЕНИСИТ — $Tl_6(Fe, Ni, Cu)_{25}S_{26}Cl$, куб. Min. Mag., *43*, 1068; ЗВМО, 111, 228.

ТАЛЬК. Гидросиликат магния, который является главной частью мыльного камня, или стеатита. Название, вероятно, имеет арабское происхождение.

Состав. $Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$.

Свойства. Мон. или трикл. Таблитчатые кристаллы, полосчатые, массивные, тонко- или грубополосчатые массы; образует лучистые агрегаты при замещении *энстатита* или *тремолита*. Плотный, жирный на ощупь. Тв. 1. Пл. 2,58—2,83. Цвет белый, бесцветный, от светло- до темно-зеленого, коричневый. Черта белая или светло-зеленая у темно-зеленых разновидностей; на свежем изломе перламутровый блеск. Оптически отрицательный, $2V = 0 \div 30°$; в шлифах бесцветный; $n_p = 1{,}539 \div 1{,}550$, $n_m = 1{,}589 \div 1{,}594$, $n_g = 1{,}589 \div 1{,}600$, $Ng - Np \approx 0{,}05$.

Распространение. Продукт гидротермального изменения ультраосновных пород; образуется при низкой ступени метаморфизма кремнистых доломитов; встречается в ассоциации с *доломитом*, *хризотилом*, *актинолитом*, *турмалином*, *магнетитом*, *пироксенами* и *амфиболами*.

Применение. Термо- и электроизоляторы; керамическое сырье, в производстве мыла и косметики; смазочный материал.

Э. БУИ

См. также: *Глины, минералы глин; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минеральные пигменты и наполнители; Пластические деформации в минералах; Полисоматизм; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Слоистые силикаты; Шкала твердости Мооса*.

Лит.: ДХЗ, *3*, 145.

ТАМАРУГИТ — $NaAl(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *54*, 19; Min. Mag., *40*, 642; Дэна, *II/1*, 551.

ТАНГЕИТ = *Кальциофольбортит*.

ТАНЕЛИТ — $SrB_6O_9(OH)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 416; *49*, 1549.

ТАНЕЯМАЛИТ — $(Na, Ca)(Mn^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Al)_{12} \cdot Si_{12}(O, OH)_{44}$, трикл. Min. Mag., *44*, 51; ЗВМО, 112, 702.

ТАНЗАНИТ — драгоценная разновидность *цоизита* голубого цвета. Am. Min., *54*, 702; М, *III/1*, 714. См. также: *Геммология*.

ТАНКОИТ — $HNa_2LiAl(PO_4)_2(OH)$, ромб. Can. Min., *18*, 185; Min. Mag., *43*, 1068; ЗВМО, *111*, 699.

ТАНТАЛИТ — $(Fe^{2+}, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$, ромб. Min. Abst., *27*, 334. См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов; Рудная микроскопия; Рудные минералы*.

ТАНТЭВКСЕНИТ — $(Y, Ce, Ca)(Ta, Nb, Ti)_2O_6$, ромб. Am. Min., *45*, 756; М. *II/3*, 254.

ТАПИОЛИТ. Железо-магнезиальный танталониобат. Назван от Тапио, бога леса в финской мифологии.

Состав. $(Fe, Mn)(Ta, Nb)_2O_6$; Nb > Ta — *моссит*.

Свойства. Тетр., $P4/mnm$. Призматические кристаллы. Тв. 6—6,5. Пл. 7,3—7,8. Черный. Черта коричневая.

Распространение. В пегматитах и россыпях района Берг (Норвегия); встречается в ассоциации с *колумбитом*.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов; Россыпные месторождения*.

Лит.: М, *II/3*, 243.

ТАРАМЕЛЛИТ — $Ba_4(Fe^{3+}, Ti, Fe^{2+}, Mg, V)_4B_2Si_6 \cdot O_{29}Cl$, ромб. Am. Min., *65*, 123.

ТАРАМИТ (гр. *амфиболов*) — $NaCaNa(Fe^{2+}, Mg)_3(Fe^{3+}Al)_2(Si_6Al_2)O_{22}(OH, F)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1036; М, *III/3*, 204.

ТАРАНАКИТ — $KAl_3(PO_4)_3(OH)\cdot 9H_2O$, триг. Am. Min., *44*, 138; *60*, 331; Дэна, *II/2*, 442. См. также: *Минералы пещер.*

ТАРАПАКАИТ — K_2CrO_4, ромб. Дэна, *II/2*, 19.

ТАРАСОВИТ — смешанослойный глинистый минерал, относящийся к гидрослюдам. Am. Min., *56*, 1123; ЗВМО, *100*, 91.

ТАРБУТТИТ — $Zn_2(PO_4)(OH)$, трикл. Am. Min., *51*, 1218; Дэна, *II/2*, 286.

ТАРНОВСКИТ — свинецсодержащий *арагонит*. Am. Min., *65*, 1069.

ТАТАРСКИТ — $Ca_6Mg_2(SO_4)_2(CO_3)_2Cl_4(OH)_4\cdot 7H_2O$, ромб. (?). Am. Min., *49*, 1151; ЗВМО, *94*, 173.

ТАУМАСИТ — $Ca_3Si(CO_3)(SO_4)(OH)_6\cdot 12H_2O$, гекс. Min. Abst., *28*, 33.

ТАХЕРАНИТ — $Ca_{12}Al_2Si_{18}O_{69}H_{36}$, мон. Am. Min., *61*, 1055; Min. Mag., *40*, 113; М, *III/3*, 329.

ТАХИГИДРИТ — $CaMg_2Cl_6\cdot 12H_2O$, триг. М, *II/1*, 275. См. также: *Минеральные соли.*

ТАХИЛИТ — вулканическое стекло базальтового состава.

ТВАЛЧРЕЛИДЗЕИТ — $Hg_{12}(Sb, As)_8S_{15}$, мон. Am. Min., *62*, 174; Min. Abst., *28*, 81; ЗВМО, *106*, 72.

ТВЕЙТИТ — $Ca_{1-x}(Y, TR)_xF_{2+x}$, мон. Am. Min., *62*, 1060; Min. Abst., *29*, 201; ЗВМО, *107*, 329.

ТВИННИТ — $Pb(Sb, As)_2S_4$, ромб. Am. Min., *53*, 1424; Can. Min., *9*, 191; ЗВМО, *98*, 322.

ТЕЙЛОРИТ — $(KNH_4)_2SO_4$, ромб. Am. Min., *36*, 590; Дэна, *II/1*, 473.

ТЕЙНЕИТ — $CuTeO_3\cdot 2H_2O$, куб. Am. Min., *46*, 466; Min. Abst., *29*, 140; Дэна, *II/2*, 8.

ТЕЛАРГПАЛИТ — теллурид палладия и серебра, куб. Am. Min., *60*, 489; ЗВМО, *104*, 607.

ТЕЛЛУР. Самородный элемент. Названный от лат. «Земля».
Состав. 3[Te] с небольшой примесью Se.
Свойства. Триг. Образует мелкие призматические кристаллы, а также зернистые или массивные агрегаты. Призматическая спайность. Тв. 2—2,5. Пл. 6,2. Цвет оловянно-белый. Черта серая.

К. ФРЕЙ

См. также: *Самородные элементы и сплавы.*
Лит.: М, *I*, 78.

ТЕЛЛУРАНТИМОН — Sb_2Te_3, триг. Am. Min., *59*, 382; Can. Min., *12*, 55; ЗВМО, *103*, 618.

ТЕЛЛУРИТ. Двуокись теллура. Назван по составу.
Состав. TeO_2.
Свойства. Ромб., *Pcab*. Структура типа *брукита*. Цвет от желтого до бесцветного.
Распространение. Встречается с самородным Te в районе Болдер (штат Колорадо, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: Дэна, *II/2*, 135.

ТЕЛЛУРОВИСМУТИТ — Bi_2Te_3, триг. М, *I*, 573. См. также: *Рудная микроскопия.*

ТЕЛЛУРОГАУХЕКОРНИТ — Ni_9BiTeS_8, тетр. Am. Min., *66*, 436; Min. Mag., *43*, 877; ЗВМО, *111*, 691.

ТЕЛЛУРОПАЛЛАДИНИТ — Pd_9Te_4, мон. Can. Min., *17*, 589; ЗВМО, *111*, 226.

ТЕМАГАМИТ — Pd_3HgTe_3, ромб. Am. Min., *60*, 947; Can. Min., *12*, 193; ЗВМО, *103* 619.

ТЕНАРДИТ. Сульфат натрия. Назван Касасека в 1826 г. в честь французского химика Л. Ж. Тенара.
Состав. Na_2SO_4; частично загрязнен примесями.
Свойства. Ромб., *Fddd*. Тв. 2,5—3. Пл. 2,67. Блеск стеклянный, но иногда смолистый. В чистом виде бесцветный, бывает серый, желтый или красный. Пирамидальные или таблитчатые кристаллы. Часто образует кристаллы размером несколько сантиметров, а также коркообразные массы. Совершенная спайность по {010}, хорошая по {101} и плохая по {100}. Образует крестообразные двойники, подобные двойникам гипса. Излом неровный. На вкус слабосоленый. Показатель преломления $n = 1{,}464 \div 1{,}485$. Прозрачный до полупрозрачного.
Распространение. Встречается в отложениях озер и плесов аридного климата, в виде пластов мощностью до нескольких метров. Часто в коркообразных скоплениях вокруг фумарол и на древних лавовых потоках. Находится в ассоциации с *эпсомитом*, *гипсом*, *натролитом*, *галитом* и *боратами*.

Л. ФУКС

См. также: *Минералы пещер; Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 478.

ТЕНГЕРИТ — $CaY_3(CO_3)_4(OH)_3\cdot 3H_2O$. Дэна, *II/1*, 328.

ТЕННАНТИТ — $(Cu, Fe)_{12}As_4S_{13}$, куб. Can. Min., *18*, 173; Min. Abst., *29*, 197; М, *I*, 336.

ТЕНОРИТ. Окись меди. Назван в честь итальянского ботаника М. Теноре.
Состав. CuO.
Свойства. Мон., *C2/c*. Листовидные кристаллы. Тв. 3,5. Пл. 6,4. Цвет и черта от черного до железисто-серого.
Распространение. Зоны окисления месторождений меди.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы; Рудная микроскопия.*

ТЕРЛИНГУАИТ — Hg_2ClO, мон. М, *II/1*, 171.

ТЕРМОНАТРИТ — $Na_2CO_3\cdot H_2O$, ромб. Min. Abst., *27*, 23. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*

ТЁРНЕБОМИТ — $(TR)_3Si_2O_8(OH)$, гекс. RRW, 623; М, *III/1*, 496.

ТЕРНОВСКИТ = *Магнезиорибекит*. Am. Min., *63*, 1052.

ТЕРТШИТ — $Ca_4B_{10}O_{19}\cdot 20H_2O$, мон. (?). Am. Min., *39*, 849; Min. Abst., *29*, 412.

ТЕРУГГИТ — $Ca_4MgAs_2B_{12}O_{22}(OH)_{12}\cdot 12H_2O$, мон. Am. Min., *53*, 1815; Min. Abst., *29*, 412; ЗВМО, *99*, 77.

ТЕСТИБИОПАЛЛАДИТ — Pd(Sb, Bi)Te, куб. Am. Min., *61*, 182; ЗВМО, *106*, 73.

ТЕТРАВИКМАНИТ — $MnSn(OH)_6$, тетр. Am. Min., *58*, 966; Min. Rec., *4*, 24; ЗВМО, *103*, 358.

ТЕТРАДИМИТ — $Bi_{14}Te_{13}S_8$, триг. Am. Min., *60*, 994.

ТЕТРАКАЛСИЛИТ — $(K, Na)AlSiO_4$, гекс. Am. Min., *64*, 658; ЗВМО, *110*, 237.

ТЕТРАНАТРОЛИТ — $Na_2Al_2Si_3O_{10}\cdot 2H_2O$, тетр., Can. Min., *18*, 77.

ТЕТРАТЭНИТ — FeNi, тетр. Am. Min , *65*, 624; ЗВМО, *111*, 689.

ТЕТРАФЕРРОПЛАТИНА — PtFe, тетр. Am. Min., *61*, 341; Can. Min., *13*, 117; ЗВМО, *106*, 69.

ТЕТРАЭДРИТ. Антимоносульфид меди, железа. Название дано в 1845 г. за тетрагональную форму кристаллов.
Состав. $(Cu, Ag)_{10}(Fe, Zn)_2(Sb, As)_4S_{13}$; As > Sb — *теннантин*.
Свойства. Куб., $I\bar{4}3m$. Тетраэдрические кристаллы, осложненные двойниками срастания или прорастания; встречается также в массивных, зернистых и плотных агрегатах. Тв. 3—4,5. Пл. 4,6—5,1. Металлический блеск. Цвет серовато-черный до металлически-черного.
Распространение. Гидротермальные жилы, а также в контактово-метаморфических месторождениях с сульфидами меди, свинца, серебра и др.
Применение. Руда меди и других металлов, содержащихся в минерале.

К. ФРЕЙ

См. также: *Наименование минералов; Рудная микроскопия; Рудные минералы.*
Лит.: М, *I*, 336.

ТЕФРОИТ. Магнезиальный силикат из гр. *оливина*. Назван от греческих слов «пепельный цвет».
Состав. $4[Mn_2SiO_4]$; если Mn^{2+} замещается Fe^{2+}, образуется твердый раствор *тефроит — фаялит*; частично Mn^{2+} замещается Zn.
Свойства. Ромб., *Pbnm*. Зернистый. Тв. 6. Пл. 4,1. Цвет от ярко-красного до пепельно-серого.
Распространение. В железо-магнезиальных месторождениях и в скарнах по ним, а также в метаморфизованных магнезиальных осадочных породах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Магнитные минералы; Минералы оптически одноосные и двуосные; Оливина группа.*
Лит.: М, *III/1*, 199.

ТЕХАСИТ — $Pr_2O_2(SO_4)$, ромб. Am. Min., *62*, 1006; Min. Rec., *9*, 251; ЗВМО, *109*, 70.

ТЕШЕМАХЕРИТ — $(NH_4)HCO_3$, ромб. Дэна, *II/1*, 169.

ТИГРОВЫЙ ГЛАЗ — *крокидолит*, частично или полностью замещенный кварцем.

ТИЛАЗИТ — $CaMg(AsO_4)F$, мон. Min. Rec., *9*, 385.

ТИЛЛЕИТ — $Ca_5Si_2O_7(CO_3)_2$, мон. Min. Mag., *28*, 151; М, *III/1*, 808. См. также: *Породообразующие минералы.*

ТИЛЛИТ — $PbSnS_2$, ромб.

ТИМАННИТ. Селенид ртути из гр. *сфалерита*. Назван в 1855 г. в честь его первооткрывателя Тиманна.
Состав. 4[HgSe] с небольшой примесью Cd и S; как Hg, так и Se могут присутствовать в избытке по отношению к типовой формуле.
Свойства. Куб., $F\bar{4}3m$. Обычно массивный. Тв. 2,5. Пл. 8,2. Блеск металлический. Цвет стальной или темно-свинцовый.
Распространение. Гарц (ФРГ), округ Рьют (штат Колорадо, США).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *I*, 538.

ТИНАКСИТ — $K_2NaCa_2TiSi_7O_{19}(OH)$, трикл. Am. Min., *50*, 2098; М, *III/3*, 350.

ТИНКАЛ = *Бура*. Дэна, *II/1*, 403.

ТИНКАЛКОНИТ — $Na_2B_4O_5(OH)_4\cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *58*, 523; Min. Rec., *6*, 74; Дэна, *II/1*, 400

ТИНТИКИТ — $Fe^{3+}_6(OH)_6(PO_4^{3-})_4\cdot 7H_2O$. Дэна, *II/2*, 407; Am. Min., *55*, 135.

ТИНТИНАИТ — $Pb_5(Sb, Bi)_8S_{17}$, ромб. Am. Min., *54*, 573; Can. Min., *9*, 371; ЗВМО, *98*, 73.

ТИНЦЕНИТ (гр. *аксинита*) — $(Ca, Mn, Fe)_3Al_2BSi_4\cdot O_{15}(OH)$, трикл. Am. Min., *53*, 1407; *65*, 1119.

ТИРАГАЛЛОИТ — $Mn_4[AsSi_3O_{12}(OH)]$, мон. Am. Min., *65*, 947.

ТИРОДИТ (гр. *амфиболов*) — $Mn_2MgSi_8O_{22}(OH)_2$, мон. Am. Min., *49*, 963; *63*, 1030.

ТИРОЛИТ — $Cu_5Ca(AsO_4)_2(CO_3)(OH)_4\cdot 6H_2O$, ромб. Am. Min., *42*, 123; Дэна, *II/2*, 353.

ТИРРЕЛЛИТ (гр. *линнеита*) — $(Cu, Co, Ni)_3Se_4$, куб. Am. Min., *37*, 542; М, *I*, 544.

ТИСИНАЛИТ — $Na_3H_3(Mn, Ca, Fe)TiSi_6(O, OH)_{18}\cdot 2H_2O$, триг. Am. Min., *66*, 219; Min. Mag., *43*, 1068; М, *III/2*, 210.

ТИСОНИТ = *Флюоцерит*.

ТИТАНИТ (СФЕН). Кальциевый титаносиликат. Назван Клапортом в 1795 г. по его составу. Название «сфен» было дано Гаюи в 1801 г. от греч. «клин» (из-за характерной формы сечения кристаллов).
Состав. $Ca,Ti(SiO_4)(O, OH, F)$; Ca замещается Na, TR, Sr, B, а Ti — Al, Fe, Mg, Nb, Ta, V, Cr.
Свойства. Мон., *C2/c*. Обычны клиновидные и пластинчатые кристаллы. Одна спайность {110}. Тв. 5. Пл. 3,45—3,55. Блеск стеклянный до алмазного. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный, коричневый, желтый, зеленый или черный.
Распространение. Акцессорный минерал сиенитов, диоритов и гранитов, а также гнейсов, хлоритовых сланцев и мраморов; встречается в ассоциации с *хлоритом, пироксенами*, железными рудами, *скаполитом, апатитом, цирконом, кварцем, полевыми шпатами* и *амфиболами*.
Применение. Руда на титан.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Жильные минералы; Кристаллография морфологическая; Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные. Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Плеохроичные дворики; Породообразующие минералы.*

ТИХИТ — $Na_6Mg_2(CO_3)_4(SO_4)$, куб. Am. Min., *54*, 302. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли.*

ТИХОНЕНКОВИТ — $SrAlF_4(OH)\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *49*, 774.

ТЛАЛОКИТ — $Cu_{10}Zn_6(TeO_3)(TeO_4)_2Cl(OH)_{25}\cdot 27H_2O$, мон. (?). Am. Min., *61*, 504; Min. Mag., *40*, 221.

ТЛАПАЛЛИТ — $H_6(Ca, Pb)_2(Cu, Zn)_3(SO_4)(TeO_3)_4\cdot (TeO_6)$, мон. Am. Min., *64*, 465; Min. Mag., *42*, 183.

ТОБЕРМОРИТ — $Ca_5Si_6O_{17}\cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *39*, 1038; Min. Mag., *31*, 361. См. также: *Минералогия портландцемента.*

ТОДОРОКИТ — оксиды марганца. Am. Min., *63*, 827; Science, *212*, 1024.

ТОКОРНАЛИТ — иодат Ag и Hg. Am. Min., *58*, 384; M, *III/1*, 156.

ТОМБАРТИТ — $Y_4(Si, H_4)_4\ O_{12-x}\ (OH)_{4+2x}$, мон. Am. Min., *54*, 327; M, *III/1*, 529. См. также: *Наименование минералов.*

ТОМИЧИТ — $(V, Fe)_4Ti_3AsO_{13}(OH)$, мон. Am. Min., *65*, 811; Min. Mag., *43*, 469; ЗВМО, *111*, 230.

ТОМСЕНОЛИТ — $NaCaAlF_6\cdot H_2O$, мон. Min. Abst., *29*, 340; M, *II/1*, 87.

ТОМСОНИТ. Водный натриево-кальциевый алюмосиликат из гр. *цеолитов*. Назван Бруком в 1820 г. в честь Т. Томсона.

Состав. $Na_4Ca_8[Al_{20}Si_{20}O_{80}]\cdot 24H_2O$; между *томсонитом* и *натролитом* существует изоморфная серия с промежуточным членом *гоннардитом;* имеют место значительные замещения $CaAl \rightleftarrows NaSi$ и $Ca \rightleftarrows Na_2$; небольшая часть Ca может замещаться Sr; дегидратация происходит ступенчато, с максимальным выделением H_2O до 15 %; хорошо поглощает воду; Na замещается Ag, Tl и K, хотя основная обменная реакция происходит значительно медленнее; свойства молекулярного сита хорошие, но не избирательны из-за приспособляемости алюмосиликатного каркаса; переход в *метатомсонит* происходит при 270—300 °C; в HCl превращается в студенистую массу.

Свойства. Ромб., *Pnn*2; $a = 13{,}03$ Å, $b = 13{,}13$ Å, $c = 13{,}23$ Å. Тв. 5—5,5. Пл. 2,10—2,39. Блеск стеклянный, переходящий в перламутровый. Бесцветный, белый, розовый или коричневый. Прозрачный до полупрозрачного. Образует таблитчатые и призматические кристаллы или радиально-лучистые и сноповидные агрегаты. Совершенная спайность по {110} и хорошая по {100}. Двойникование по {110}. Оптические свойства: $n_p = 1{,}497 \div 1{,}530$, $n_m = 1{,}513 \div 1{,}533$, $n_g = 1{,}518 \div 1{,}544$; двупреломление 1,533; $2V = 42 \div 75°$ (+); плоскость оптической оси (001); $Np = x$, $Nm = z$, $Ng = y$; дисперсия $r > v$.

Распространение. В миндалинах и пустотах третичных базальтов Исландии (верхняя шабазит-томсонитовая зона); в ксенолитах мергелей в силлах тешенитов; входит в состав продуктов замещения окаменевших деревьев и цемента нефелинит-палагонитовых туфов в районе Оаху (Гавайские острова); ассоциирует с *филлипситом, шабазитом, гоннардитом, натролитом и кальцитом.*

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Минералы пегматитов; Цеолиты.*

Лит.: ДХЗ, *4*, 395.

ТОПАЗ. Алюмосиликат со фтором и гидроксильной группой. Название происходит от древнегреческого названия о. Топазос в Красном море, изобилующего драгоценными камнями. Первоначально термин относился к драгоценной разновидности *оливина* (перидоту).

Состав. $4[Al_2SiO_4(F, OH)]$.

Свойства. Трикл. Призматические кристаллы, также лучистые, грубо- и тонкозернистые массы. Блеск стеклянный. Цвет белый, желтый, сероватый, зеленоватый, голубоватый и красноватый.

Распространение. В пустотах гранитов, гранитных пегматитов, риолитов или во вмещающих метаморфических породах в ассоциации с *флюоритом, касситеритом, турмалином, бериллом* и *кварцем.*

Применение. Драгоценный камень.

К. ФРЕЙ

См. также: *Абразивные материалы; Геммология; Жад; Кристаллография морфологическая; Минералогия почв; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Породообразующие минералы; Шкала твердости Мооса.*

Лит.: M, *III/1*, 274.

ТОПАЗОЛИТ — желтый *андрадит*. M., *III/1*, 79.

ТОРБАСТНЕЗИТ — $Th(Ca, TR)(CO_3)_2F_2\cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *50*, 1505.

ТОРБЕРНИТ. Водный фосфат меди и урана из гр. *отенита*. Назван в честь шведского химика Торберна Бергмана (1735—1784).

Состав. $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2\cdot 8 \div 12H_2O$; P_2O_5 14,1, UO_3 56,5, CuO 7,9, H_2O 21,4 вес. %; P замещается As.

Свойства. Тетр. *I4/mmm*. Тв. 2,5. Пл. 3,22. Блеск стеклянный до перламутрового. Изумрудно-зеленый цвет. Черта бледно-зеленая. Образует тонкие таблитчатые кристаллы, чешуйчатые агрегаты; кристаллы обычно имеют линейную ориентировку; редко имеют пирамидальный облик. Хрупкий. «Слюдистая» спайность по {001}. Оптически (—), $n_o = 1{,}59$, $n_e = 1{,}58$; прозрачный до полупрозрачного; не флюоресцирует. При нагревании теряет воду, при остывании ниже 100 °C превращается в метаторбернит I, при повторном нагревании до 130 °C переходит в метаторбернит II.

Распространение. Вторичный минерал при окислении *уранинита*. Встречается в гранитных пегматитах и в месторождениях меди. Ассоциирует с *отенитом*, сульфидами меди, уранинитом и другими урановыми минералами.

У. ХИЛЛ

Лит.: Дэна, *II/2*, 420.

ТОРИАНИТ. Диоксид тория. Назван по составу.

Состав. ThO_2; Th замещается U и Ce.

Свойства. Куб., *Fm*3*m*. Структура типа *флюорита*. Тв. 6,5. Пл. 9,7. Черный. Черта серая. Метамиктен при содержании UO_2 больше 15 вес. %.

Распространение. В россыпях и пегматитах Шри-Ланки, Мадагаскара, Сибири (СССР) и штата Пенсильвания (США).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Биогенные минералы; Минералы и самородные металлы черных песков; Рудная микроскопия.*

Лит.: Дэна, *II2*, 168.

ТОРИТ. Силикат тория. Назван Берцелиусом в 1829 г.

Состав. $ThSiO_4$; может содержать до 50 % U (ураноторит); Th может частично замещаться Ce, а Si — фосфором.

Свойства. Тетр. *I4/amd*. Обычно метамиктный. Цвет от коричневого до черного, редко зеленый. Раковистый

излом. Тв. 5. Пл. 4,4—4,8. Оптические свойства отсутствуют из-за метамиктности минерала, но главный показатель преломления, вероятно, больше 1,68.

Распространение. Акцессорный минерал гранитоидов, в которых он встречается с другими тяжелыми минералами. *Торит* встречается в мелких кристаллах, похожих на *циркон*, но темнее его; оптически изотропен, обладает меньшим блеском и сглаженными углами. Встречается также в некоторых типах пегматитов в виде больших кристаллов и в россыпных отложениях вместе с *цирконом*, *станнином* и *монацитом*. Изоструктурен с цирконом. Диморфен с хаттонитом.

А. ПАБСТ

См. также: *Классификация минералов: принципы, Метамиктное состояние; Методы окрашивания минералов; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов.*

Лит.: М, *III/1*, 127.

ТОРОГУММИТ — $Th(SiO_4)_{1-x}(OH)_{4x}$, тетр. Am. Min., *38*, 1007; USGS Bull., *1064*, 280; М, *III/1*, 136.

ТОРОЛИТ — $SnTa_2O_2$, мон. Am. Min., *59*, 1036; Min. Abst., *27*, 300; М, *II/3*, 388.

ТОРОСТЕНСТРУПИН — $(Ca, Th, Mn)_3Si_4O_{11}F \cdot 6H_2O$, аморф. Am. Min., *48*, 433; ЗВМО, *92*, 213.

ТОРРЕЙИТ — $(Mg, Mn)Zn_2(SO_4)(OH)_{12} \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 952.

ТОРТВЕЙТИТ — $(Sc, Y)Si_2O_7$, мон. Неу., 104; М, *III/1*, 576. См. также: *Минералы пегматитов.*

ТОРУТИТ — $(Th, U, Ca)Ti_2(O, OH)_6$, мон. Am. Min., *48*, 1419; М, *II/3*, 441.

ТОЧИЛИНИТ — $6Fe_{0,9}S \cdot 5(Mg, Fe)(OH)_2$, мон. Am. Min., *57*, 1552; ЗВМО, *101*, 277.

ТРАНКВИЛЛИТИИТ — $Fe_8(Zr, Y)_2Ti_3Si_3O_{24}$, аморф. Am. Min., *58*, 140; Min. Abst., *30*, 155; ЗВМО, *103*, 363. См. также: *Минералогия Луны.*

ТРАСКИТ — $Ba_9Fe_2^{3+}Ti_2(Si_{12}O_{36})(OH, Cl, F)_6 \cdot 6H_2O$, гекс. Am. Min., *50*, 1500; ЗВМО, *94*, 325.

ТРЕВОРИТ (гр. *шпинели*) — $NiFe_2O_4$, куб. М, *II/3*, 79.

ТРЁГЕРИТ — $(UO_2)_3(AsO_4)_2 \cdot 12H_2O$ (?), тетр. (?). Min. Abst., *27*, 80; USGS Bull., *1064*, 187.

ТРЕДГОЛДИТ — $Al(UO_2)_2(PO_4)_2(OH) \cdot 8H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 209; Min. Abst., *31*, 87; ЗВМО, *111*, 236.

ТРЕЖЕРИТ — $Ag_7Pb_6Bi_{15}S_{32}$, мон. Am. Min., *64*, 244; Min. Abst., *29*, 140.

ТРЕМОЛИТ. Гидросиликат кальция и магния из гр. *амфиболов*. Назван по месту находки в долине Тремоль, южнее Сен-Готарда.

Состав. $2[Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH, F)_2]$; при замещении Mg закисным железом минерал переходит в *актинолит* и при замещении Mg, Si алюминием — в *роговую обманку*.

Свойства. Мон., $C2/m$. Образует тонкие или короткие игольчатые кристаллы, лучистые или массивные агрегаты. Тв. 5—6. Пл. 2,9—3,2. Совершенная спайность по {110} под 56°. С увеличением содержания железа цвет меняется от белого до зеленого.

Распространение. Продукт низкой степени регионального метаморфизма карбонатных, основных и ультраосновных пород. Встречается в ассоциации с *тальком*, *хлоритом*, *эпидотом*, *альбитом*, *лавсонитом* и *глаукофаном*.

Применение. Полудрагоценная разновидность — нефрит; волокнистая разновидность (биссолит) используется как асбест.

См. также: *Амфиболы; Асбест; Биогенные минералы; Геммология; Жад; Изоморфизм; Минералы оптически одноосные и двуосные.*

Лит.: М, *III/3*, 74.

ТРЕПЕЛ — диатомовая земля. См. также: *Абразивные материалы.*

ТРЕХМАННИТ — $AgAsS_2$, триг. М., *I*, 479.

ТРИГОНИТ — $Pb_3MnH(AsO_3)_3$, мон.

ТРИДИМИТ. Высокотемпературная полиморфная модификация *кварца*. Название дано за двойникование кристаллов и частое образование тройников.

Состав. SiO_2; примеси 0—3 % Al_2O_3, 0—1 % K_2O и 0—1 % Na_2O.

Свойства. Ромб. (псевдогекс.) Высокотемпературная β-фаза — гекс.) Тв. 7. Пл. 2,26. Стеклянный блеск. Белый или бесцветный. Черта белая. Плохая призматическая спайность, обычно двойникование по {110} с образованием остроугольных кристаллов. Оптические свойства: $n_p = 1{,}469 \div 1{,}479$, $n_m = 1{,}470 \div 1{,}480$, $n_g = 1{,}473 \div 1{,}483$; $2V_\gamma = 40 \div 90°$.

Распространение. В риолитах, обсидианах, трахитах, андезитах и дацитах. В некоторых риолитовых туфах, после их отложения; иногда в высокометаморфизованных аркозовых песчаниках вблизи с основными интрузивными породами. Встречается в ассоциации с *санидином*, *авгитом*, *фаялитом* и *кристобалитом*.

Применение. Является важной составной частью многих огнеупорных материалов.

Р. ХАУИ

См. также: *Минералогия Луны; Минералогия портландцемента; Минералы метеоритов; Полиморфизм; Породообразующие минералы; Свойства минералов.*

ТРИКАЛСИЛИТ — $(K, Na)AlSiO_4$, гекс. Am. Min., *42*, 286; ЗВМО, *87*, 489.

ТРИМЕРИТ — $CaMn_2(BeSiO_4)_3$, мон. Am. Min., *50*, 1170; Min. Abst., *29*, 263.

ТРИПЛИТ. Водный фосфат железа, марганца, кальция и магния. Назван за спайность по трем направлениям.

Состав. $8[Mn^{2+}, Fe^{2+}, Mg, Ca)_2(PO_4)(F, OH)]$.

Свойства. Мон., $I2/m$. Массивный. Три направления спайности. Тв. 5—5,5. Пл. 3,5—3,9. Блеск стеклянный до смолистого. Различные оттенки коричневого.

Распространение. Фосфатные пегматиты.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы пегматитов.*

ТРИПЛОИДИТ — $(Mn, Fe^{2+})_2(PO_4)(OH)$, мон. Min. Mag. *43*, 179; Дэна, *II/2*, 267.

См. также: *Минералы пегматитов.*

ТРИППКЕИТ — $CuAs_2^{3+}O_4$, тетр. Min. Abst., *27*, 300; М, *II/3*, 268.

ТРИПУГИИТ — $FeSb_2O_6$, тетр.

ТРИТОМИТ — $(TR, Y, Th)_5(Si, B)_3(O, OH, F)_{13}$ (?), триг. Am. Min., *47*, 9; М, *III/1*, 515.

ТРИФАН = *Сподумен*. Min. Mag., *43*, 1053.

ТРИФИЛИН. Железо-литиево-марганцевый фосфат. Назван по трехкатионному составу. Название также относится к серии и группе минералов, членом которых он является.

Состав. $4[LiFe^{2+}(PO_4)]$; Fe^{2+} замещается Mn^{2+} (Mn > > Fe — *литиофилит*).

Свойства. Ромб., *Pmnb*. Массивный, отдельные кристаллы достигают 4 м. В одном направлении спайность совершенная, в другом — хорошая. Тв. 4—5. Пл. 3,3—3,5. Блеск стеклянный до почти смолистого. Цвет коричневый, голубоватый до зеленовато-серого.

Распространение. В гранитных пегматитах в ассоциации с другими литиевыми и фосфатными минералами.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы пегматитов*.

Лит.: Дэна, *II/2*, 44.

ТРОГТАЛИТ (гр. *пирита*) — CoS_2, куб. Am. Min., *41*, 164.

ТРОИЛИТ — FeS, гекс. См. также: *Магнитные минералы; Минералогия Луны; Минералы метеоритов*.

ТРОЛЛЕИТ — $Al_4(PO_4)_3(OH)_3$, мон. Am. Min., *61*, 409; *64*, 1175.

ТРОНА. Водный карбонат натрия. Название происходит от видоизмененного араб. natrun.

Состав. $Na_3(CO_3)(HCO_3)\cdot 2H_2O$.

Свойства. Мон., *12/a*. Волокнистый или массивный. Спайность совершенная в одном направлении {100}. Тв. 2,5—3. Пл. 2,14. Стеклянный блеск. Бесцветный или беловатый. Щелочной тест.

Распространение. В отложениях соляных озер и в почвах аридных районов в ассоциации с *натроном, термонатритом, галитом, глауберитом, тенардитом, мирабилитом* и *гипсом*. Встречается в долине р. Нил (Египет), в Судане, Танзании, Кении, Иране, Монголии; в США — в соляных озерах и нефтеносных глинистых породах штата Вайоминг; в соляных озерах штата Невада и вместе с боратами в отложениях оз. Сёрлз-Лейк (штат Калифорния).

Применение. Входит в состав карбоната и бикарбоната соды.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли*.

ТРУСКОТТИТ — $(Ca, Mn)_2Si_4O_9(OH)_2$, триг. Am. Min., *53*, 511; Min. Mag., *30*, 450.

ТРЮСТЕДТИТ (гр. *линнеита*) — $NiNi_2Se_4$, куб. Am. Min., *50*, 519; ЗВМО, *94*, 669.

ТСИЛАИЗИТ — синтетический обогащенный марганцем *турмалин*.

ТСУМЕБИТ — $Pb_2Cu(PO_4)(SO_4)(OH)$, мон. Дэна, *II/2*, 344.

ТУГАРИНОВИТ — MoO_2, мон. Am. Min., *66*, 438; ЗВМО, *111*, 693.

ТУГТУПИТ — $Na_4AlBeSi_4O_{12}Cl$, тетр. Am. Min., *48*, 1178; Min. Mag., *42*, 251; ЗВМО, *88*, 317.

ТУЛАМИНИТ — Pt_2FeCu, тетр. Am. Min., *59*, 383; Can. Min., *12*, 21.

ТУЛИТ — ярко-розовый *цоизит*. М, *III/1*, 714.

ТУНГСТЕНИТ — WS_2, гекс. и триг. Min. Abst. *28*, 279; М, *I*, 287.

ТУНГСТИТ. Гидроксид вольфрама. Назван Дэна в 1868 г. по составу.

Состав. $WO_2(OH)_2$.

Свойства. Ромб. (?). Образует микроскопические чешуйки. Цвет золотисто-желтый до зеленого. Перламутровый блеск.

Распространение. Продукт окисления вольфрамовых минералов. Найден в Боливии и в районе Салинда (штат Колорадо, США).

Д. СПЕЙДЕЛ

ТУНГУСИТ — $Ca_4Fe_2^{2+}Si_6O_{15}(OH)_6$. Am. Min., *52*, 927; ЗВМО, *97*, 138.

ТУНДРИТ — $Na_3(TR)_4(Ti, Nb)_2(SiO_4)_2(CO_3)_3O_4(OH)\cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *59*, 633; М, *III/1*, 356.

ТУНИСИТ — $NaHCa_2Al_4(CO_3)_4(OH)_{10}$, тетр. Am. Min., *51*, 1; ЗВМО, *99*, 81.

ТУРАНИТ — $Cu_5(VO_4)_2(OH)_4$ (?), ромб. (?). Дэна, *II/2*, 226.

ТУРГИТ, ТУРЬИТ — *гематит* с адсорбированной водой (гидрогематит). М, *III/2*, 160.

ТУРМАЛИНА ГРУППА — *бюргерит, дравит, лиддикоатит, увит, ферридравит, шерл* и *эльбаит*. См. также: *Аутигенные минералы; Выращивание кристаллов; Геммология; Минералогия почв; Минералы пегматитов; Плеохроичные дворики; Породообразующие минералы; Пьезоэлектричество; Россыпные месторождения; Турмалина группа*.

ТУСЕКИТ — $Ni_9Sb_2S_8$, тетр. Min. Abst., *29*, 482; Min. Mag., *43*, 873.

ТУСКАНИТ — $(K, H_2O)_2Ca_6(Si, Al)_{10}O_{22}(SO_4, CO_3, OH, O_4H_4)_2$, мон. Am. Min., *62*, 1110; Min. Abst., *29*, 342.

ТУХУАЛИТ — $(Na, K)_2Fe_2^{2+}Fe_2^{3+}Si_{12}O_{30}\cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *62*, 418; Science, *166*, 1399; М, *III/3*, 371.

ТЫРЕТСКИТ — $Ca_2B_5O_8(OH)_3$, трикл. Am. Min., *53*, 2084; Min. Abst., *17*, 500; ЗВМО, *95*, 171.

ТЭНИТ — γ-(Fe, Ni), куб. Am. Min., *51*, 37; М, *I*, 24. См. также: *Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Породообразующие минералы; Самородные элементы и сплавы; Фигуры Видманштеттена*.

ТЮРИНГИТ (гр. *хлорита*) — $(Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(O, OH)_8$. Min. Mag., *30*, 277.

ТЮЯМУНИТ. Является кальциевым аналогом карнотита. Назван по месту находки на горе Тюя-Муюн, Узбекская ССР.

Состав. $Ca(UO_2)_2(VO_4)_2\cdot 5\div 8H_2O$; содержание воды варьирует в зависимости от влажности атмосферы.

Свойства. Ромб. *Pnan*. Тв. 2. Пл. 3,7—4,3. Блеск землистый до воскового. Цвет канареечно-желтый до зелено-

вато-желтого. Черта желтая. Флюоресцирует желтовато-зеленым светом; обычно в массивных до скрытокристаллических агрегатах, а также образует мелкие кристаллы в виде чешуек или пластинок, уплощенных по (001) и вытянутых вдоль оси *a*. Совершенная слюдообразная спайность по {001}, хорошая по {100} и {010}. Оптически (—); $2V = 36°$; $n_p = 1{,}670$, $n_m = 1{,}870$, $n_g = 1{,}895$.

Распространение. Вторичный минерал урана и ванадия; встречается в известняках, песчаниках; может накапливаться в некоторых растениях. Найден в СССР, на плато Колорадо и в прилегающих районах штатов Юта, Нью-Мексико и Аризона (США). Ассоциирует с *карнотитом* и другими урановыми и ванадиевыми минералами.

Применение. Урановая руда.

У. ХИЛЛ

См. также: *Наименование минералов.*

ТЯНЬШАНИТ — $BaNa_2MnTiB_2Si_6O_{20}$, гекс. Am. Min., *53*, 1426; Min. Abst., *30*, 217; ЗВМО, *97*, 130.

У

УАЙРАУИТ — CoFe, куб. Am. Min., *50*, 521; Min. Abst., *33*, 942; ЗВМО, *94*, 665.

УАЙТИТ — $Ca(Fe, Mn)Mg_2Al_2(OH)_2(H_2O)_8(PO_4)_4$, мон. Am. Min., *64*, 465; Min. Mag., *42*, 309.

УАЙТМЕНИТ — $Mg_5(BO_3)O(OH)_5 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 985; ЗВМО, *92*, 202.

УВАНИТ — $U_2V_6O_{21} \cdot 15H_2O$ (?), ромб. USGS Bull., *1064*, 261; Дэна, *II/2*, 509.

УВАРОВИТ. Силикат кальция и хрома, гр. *гранатов*. Название дано в честь графа С. С. Уварова, президента Императорской академии наук в Санкт-Петербурге.

Состав. 8[$Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$]; Cr может замещаться Al с образованием *гроссуляра* и Fe^{3+} с образованием *андрадита*.

Свойства. Куб., *Ia3d*. Кристаллы додекаэдрические и трапецоидные, простые или комбинированные. Тв. 7,5. Пл. 3,4—3,5. Блеск стеклянный. Цвет изумрудно-зеленый.

Распространение. Встречается в серпентинитах в ассоциации с *хромитом*, в метаморфизованных карбонатных породах и в скарнах.

К. ФРЕЙ

См. также: *Гранаты; Минералы оптически одноосные и двуосные; Наименование минералов.*

Лит.: М, *III/1*, 69.

УВИТ (гр. *турмалина*) — $CaMg_3(MgAl_5)(BO_3)_3Si_6O_{18} \cdot (OH)_4$, триг. Min. Abst., *28*, 414; Min. Rec., *8*, 100; ЗВМО, *110*, 232.

УГРАНДИТ — кальциевые гранаты: *Уваровит* + + *Гроссуляр* + *Андрадит*.

УЗБЕКИТ = *Фольбортит*. Am. Min., *50*, 2111.

УИКЕНБУРГИТ — $Pb_3CaAl_2Si_{10}O_{24}(OH)_6$, гекс. Am. Min., *53*, 1433; ЗВМО, *98*, 331.

УИКСИТ — $K_2(UO_2)_2Si_6O_{15} \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *45*, 39; ЗВМО, *90*, 110.

УИЛЛЕМСИТ — $(Ni, Mg)_3Si_4O_{10}(OH)_2$, мон. Am. Min., *55*, 31; ЗВМО, *100*, 90.

УИЛЛИИТ — $NaFe_2^{2+}Al(PO_4)_3$, мон. Am. Min., *59*, 280; Min. Rec., *4*, 131; ЗВМО, *103*, 625. См. также: *Минералы пегматитов.*

УИНСТАНЛЕЙИТ — $TiTe_3O_8$, куб. Am. Min., *65*, 809; Min. Mag., *43*, 456; ЗВМО, *111*, 238.

УИТМОРИТ — $Fe^{2+}Fe_2^{3+}(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *59*, 900; Can. Min., *17*, 100; ЗВМО, *106*, 77.

УКЛОНСКОВИТ — $NaMg(SO_4)(OH) \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 520; ЗВМО, *94*, 675.

УЛЕКСИТ. Водный борат натрия и кальция. Название дано в 1850 г. в честь немецкого химика Г. Л. Улекса, определившего его химический состав.

Состав. 2[$NaCaB_5O_6(OH)_6 \cdot 5H_2O$].

Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Желваки, линзы, спутанно-волокнистые агрегаты и корки. Спайность совершенная в одном направлении и хорошая в другом. Тв. 2,5. Пл. 1,96. Блеск от шелковистого до атласного. Цвет белый. Безвкусный.

Распространение. В соляных озерах в ассоциации с *бурой*, *галитом*, *глауберитом* и другими минеральными солями.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минеральные соли.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 406.

УЛИГИТ — $Ca_3(Ti, Al, Zr)_9O_{20}$ (?), куб. М, *II/2*, 424.

УЛЬВИТ = *Ульвошпинель*.

УЛЬВОШПИНЕЛЬ. Оксид железа и титана. Крайний член ряда *магнетита*, гр. *шпинели*.

Состав. Fe_2TiO_4.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Обычно встречается в виде каплевидных выделений в структурах распада. В отраженном свете темнее *магнетита*.

Распространение. Встречается в магматических породах основного состава и их метаморфических эквивалентах (например, в комплексе Скэргард, Гренландия) и в небольших количествах в лунных породах.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы*; *Шпинели группа.*

Лит.: М, *II/3*, 91.

УЛЬМАННИТ. Сульфид-антимонид, гр. *кобальта*. Название дано в 1843 г. в честь первооткрывателя минерала И. К. Ульманна.

Состав. 4[NiSbS]; Ni может замещаться Co и Fe, а Sb — As и Bi.

Свойства. Трикл., *P1*; псевдокуб. Кристаллы кубической формы, реже октаэдрической и пентагондодекаэдрической. Спайность совершенная в трех направлениях. Тв. 5—5,5. Пл. 6,65. Блеск металлический. Цвет серостальной до бело-серебряного.

Распространение. Встречается в жилах совместно с другими никелевыми минералами.

К. ФРЕЙ

См. также: *Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *II/2*, 91.

УЛЬТРАМАРИН — синтетический *лазурит*.

УМАНГИТ — Cu_3Se_2, тетр. Am. Min., *35*, 354; Min. Abst., *29*, 198; М, *I*, 583. См. также: *Рудная микроскопия.*

УМБОЗЕРИТ — $Na_3SrThSi_8(O, OH)_{24}$, аморф. Am. Min., *60*, 341; ЗВМО, *104*, 617.

УМОХОИТ — $(UO_2)MoO_4 \cdot 4H_2O$, ромб. или мон. Am. Min., *44*, 1248; Min. Abst., *28*, 447; М, *II/3*, 583.

УНГЕМАХИТ — $Na_8K_3Fe^{3+}(SO_4)_6(OH)_2 \cdot 10H_2O$, гекс. Дэна, *II/1*, 703.

УОЛСТРОМИТ — $BaCa_2Si_3O_9$, трикл. Am. Min., *53*, 9; М, *III/2*, 33.

УОРДСМИТИТ — $Ca_5MgB_{24}O_{42}\cdot 30H_2O$, гекс. Am. Min., *55*, 349; ЗВМО, *100* 621.

УПАЛИТ — $Al(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_3$, ромб. Am. Min., *65*, 208; ЗВМО, *111*, 236.

УРАЛБОРИТ — $CaB_2O_4\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 1482; ЗВМО, *92*, 203

УРАЛИТ — волокнистая псевдоморфоза *амфибола* по *пироксену*. М, *III/2*, 102.

УРАЛОЛИТ — $CaBe_3(PO_4)_2(OH)_2\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *49*, 1776; Min. Rec., *9*, 99; ЗВМО, *94*, 105.

УРАМФИТ (гр. *метаотенита*) — $(NH_4)(UO_2)(PO_4)\cdot 3H_2O$, ромб. (?). Am. Min., *44*, 464; ЗВМО, *87*, 483.

УРАНИНИТ. Оксид урана. Название дано по составу. Метамиктный уранинит называется урановой смолкой.

Состав. UO_2; обычно присутствуют в некотором количестве Th, Pb, He, Ar как продукты радиоактивного распада.

Свойства. Куб., *Fm3m*. Структура *флюорита*. Тв. 5,6. Пл. 10,9. Обычно непрозрачный, с металлическим блеском. Черта буровато-черная, блестящая.

Распространение. Известны находки в пегматитах и жилах в Заире и в районе оз. Большое Медвежье (Канада).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы*; *Минералы и самородные металлы черных песков*; *Минералы пегматитов*; *Нерудные и рудные полезные ископаемые*; *Отенита (торбернита)*, *метаотенита (метаторбернита) группы*; *Рудные минералы*.

Лит.: М, *II/2*, 118.

УРАНИТ — урановые фосфаты и арсенаты групп *отенита* и *метаотенита*.

УРАНМИКРОЛИТ (гр. *пирохлора*) — $U_2(Ta, Nb)_2\cdot O_6(OH, F)$, куб. Am. Min., *62*, 405; М, *II/3*, 168.

УРАНОВАЯ СМОЛКА — натечный *уранинит*. См. также: *Классификация минералов: принципы*.

УРАНОПИЛИТ — $(UO_2)_6(SO_4)(OH)_{10}\cdot 12H_2O$, мон. USGS Bull., *1064*, 135; Дэна, *III/1*, 686.

УРАНОСПАТИТ — $(HAl)_{0,5}(UO_2)_2(PO_4)_2\cdot 20H_2O$, тетр. Min. Mag., *42*, 117; USGS Bull., *1064*, 194.

УРАНОСПИНИТ (гр. *отенита*) — $Ca(UO_2)_2(AsO_4)_2\cdot 10H_2O$, тетр. USGS Bull., *1064*, 183; Дэна, *II/2*, 430.

УРАНОСФЕРИТ — $Bi_2U_2O_9\cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *42*, 905; USGS Bull., *1064*, 98; М, *II/3*, 581.

УРАНОТИЛ = *Уранофан*. М, *III/1*, 248.

УРАНОТОРИТ — урановый *торит*. Am. Min., *36*, 557—562; М, *III/1*, 136.

УРАНОФАН. Водный силикат кальция и шестивалентного урана. Название дано Вебски в 1853 г. по составу (от урана и от греческого слова «явный, отчетливый» — за присутствие этого элемента).

Состав. $Ca(UO_2)_2(SiO_3)_2(OH)_2\cdot 5H_2O$; Ca может замещаться Mg, Ba, Pb, Th и Y.

Свойства. Мон., $P2_1$. Тв. 2,5. Пл. 3,7—3,9. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Встречается в виде массивных землистых и воскоподобных агрегатов. Цвет розовато-желтый. Габитус: мелкие игольчатые кристаллы, удлиненные параллельно оси *b*. Спайность совершенная по {100} и плохая параллельно удлинению кристаллов. Обычно встречается в виде агрегатов и корок. Кристаллы слабо флюоресцируют в ультрафиолетовом свете, массивные агрегаты обычно такой флюоресценции не проявляют.

Распространение. Образуется в трещинах пород под действием метеорных вод в виде «рубашек» на первичных урановых минералах. *Уранофан* — типичный вторичный минерал и встречается практически во всех урановых залежах в ассоциации с β-уранофаном (того же состава, что и *уранофан*, но с другой кристаллической структурой), *казолитом*, *метаотенитом*, *фосфоруранилитом* и разнообразными водными оксидами урана.

Применение. Руда урана.

Л. ФУКС

Лит.: М, *III/1*, 248.

УРАНОЦИРЦИТ (гр. *отенита*) — $Ba(UO_2)_2(PO_4)_2\cdot 12H_2O$, тетр. USGS Bull., *1064*, 211; Дэна, *II/2*, 427.

УРАНПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(U, Ca, Ce)_2(Nb, Ta)_2(OH, F)_2$, куб. Am. Min., *62*, 405; М, *II/3*, 158.

УРАНТОРИАНИТ — $(Th, U)O_2$, куб. Min. Abst., *28*, 117; Min. Mag., *23*, 638; М, *II/2*, 116.

УРВАНЦЕВИТ — $Pd(Bi, Pb)_2$, гекс. Am. Min., *62*, 1260; ЗВМО, *107*, 326.

УРЕЙИТ — $Ag_{25}Pb_{30}Bi_{41}S_{104}$, ромб. Am. Min., *64*, 244; ЗВМО, *110*, 218.

УСОВИТ — $Ba_2MgAl_2F_{12}$, мон. Am. Min., *52*, 1582; *60*, 739; ЗВМО, *97*, 68.

УССИНГИТ — $Na_2AlSi_3O_8(OH)$, трикл. Am. Min., *59*, 335.

УСТАРАСИТ — $Pb(Bi, Sb)_6S_{10}$. Am. Min., *41*, 814; М, *I*, 263.

УЭВЕЛЛИТ. Водный оксалат кальция. Название дано в 1852 г. в честь английского естествоиспытателя и философа Уильяма Уэвелла.

Состав. $CaC_2O_4\cdot H_2O$.

Свойства. Мон., $P2_1/n$. Изометрические и короткопризматические кристаллы. Спайность в одном направлении хорошая, в другом несовершенная. Тв. 2,5—3. Пл. 2,2. Блеск стеклянный. Бесцветный, слегка желтоватый или коричневатый.

Распространение. Обычно встречается в угольных пластах, редко в жилах, а также как песок в мочеточниках человека.

К. ФРЕЙ

См. также: *Биогенные минералы*; *Минералы метеоритов*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*.

Лит.: Дэна, *II/2*, 560.

УЭДДЕЛЛИТ — $CaC_2O_4\cdot 2H_2O$, тетр. Дэна, *II/2*, 563. См. также: *Биогенные минералы*; *минералы беспозвоночных и растений*; *Минералы пещер*.

УЭКФИЛДИТ — YVO_4, тетр. Am. Min., *56*, 395; ЗВМО, *100*, 89.

УЭЛЛЬСИТ (гр. *цеолитов*) — $(Ba, Ca, K_2)(Al_2Si_2)O_{10}\cdot 3H_2O$, мон. ДХЗ, *4*, 427.

УЭРРИИТ. Хлоркарбонат-сульфат свинца и меди. Название дано в 1950 г. в честь американского минералога Эдгара Уэрри.

Состав. $Pb_4Cu(CO_3)(SO_4)_2(Cl, OH)_2O$.

Свойства. Мон. Массивный. Пл. 6,45. Цвет светло-зеленый.

Распространение. Вторичный минерал; найден в рудном районе Пинал-Компани (штат Аризона, США).

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна *II/2*, 574.

Ф

ФАБИАНИТ — $CaB_3O_5(OH)$, мон. Am. Min., *48*, 212; Can. Min., *10*, 108; ЗВМО, 88, 203.

ФАЙРБАНКИТ — $PbTeO_3$, трикл. Am. Min., *65*, 809; Min. Mag., *43*, 453; ЗВМО, *111*, 237.

ФАЙРФИЛЬДИТ — $Ca_2(Mn, Fe)(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 109. См. также: *Минералы пегматитов.*

ФАЙРЧИЛЬДИТ. Карбонат калия и кальция. Название дано Милродом и Аксельродом в 1947 г. в честь Дж. Файрчильда, химика-аналитика из Геологической службы США.

Состав. $K_2Ca(CO_3)_2$; диморфен с *бючлиитом*. Гекс.

Распространение. Встречается с *бючлиитом* и *кальцитом* в спекшемся пепле в частично обугленных деревьях.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 163, 266.

ФАЙТКНЕХТИТ — β-MnO(OH), гекс. Am. Min., *50*, 1296; M, *II/3*, 600.

ФАЛКОНДОИТ — $(Ni, Mg)_8Si_{12}O_{30}(OH)_4(H_2O)_4 \cdot 8H_2O$, ромб. Can. Min., *14*, 407; Min. Abst., *29*, 83; ЗВМО, *109*, 79.

ФАМАТИНИТ — Cu_3SbS_4, тетр. Am. Min., *42*, 766; Min. Abst., *27*, 254; M, *I*, 366. См. также: *Рудная микроскопия.*

ФАРМАКОЛИТ — $CaH(AsO_4) \cdot 2H_2O$, мон.

ФАРМАКОСИДЕРИТ. Водный арсенат калия и железа. Название дано Гаусманном в 1813 г. от греческих слов «яд» и «железо».

Состав. $KFe_4(AsO_4)_3(OH)_4 \cdot 6 \div 7H_2O$; As может замещаться P.

Свойства. Куб., $P\bar{4}3m$. Тв. 2,5. Пл. 2,8—2,9. Блеск алмазный, иногда до жирного. Цвет оливково-зеленый, желтый, коричневый, красный или изумрудно-зеленый. Обычно в виде кубических или тетраэдрических кристаллов. Спайность от несовершенной до хорошей по кубу {001}. Излом неровный. $n = 1{,}68 \div 1{,}70$. Прозрачный до полупрозрачного.

Распространение. Встречается как продукт окисления *арсенопирита* и других минералов мышьяка, различных арсенатов, а также в гидротермальных месторождениях. Известны находки в ряде районов ФРГ и ГДР, Франции, Чехословакии, Великобритании, Алжира и США.

Л. ФУКС

Лит.: Дэна *II/2*, 437.

ФАРРИНГТОНИТ — $Mg_3(PO_4)_2$, мон. Am. Min., *46*, 1513; ЗВМО, *91*, 198. См. также: *Минералогия Луны*; *Минералы метеоритов.*

ФАССАИТ (гр. *пироксенов*) — $Ca(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$, мон. M, *III/2*, 330. См. также: *Клинопироксены*; *Минералы метеоритов*; *Пироксены.*

ФАТЕРИТ (гр. *кальцита*) — $CaCO_3$, гекс. Am. Min., *45*, 1316; Min. Mag., *32*, 535; Дэна, *II/1*, 220. См. также: *Биогенные минералы*; *Минералы беспозвоночных и растений*; *Синтаксия.*

ФАУЛЕРИТ — цинксодержащий *родонит*. ДХЗ, *2*, 200, 202.

ФАЯЛИТ. Силикат железа из гр. *оливина*. Название дано Гмелином в 1840 г. по о. Фаял, Азорские острова, где, как полагали, он встречается в местной вулканической породе. Более вероятно, что образцы происходили из шлака, завезенного вместе с корабельным балластом.

Состав. $4[Fe_2SiO_4]$; с *форстеритом* Mg_2SiO_4 образует непрерывный изоморфный ряд — ряд *оливина*. В собственно *фаялите* содержание форстеритовой молекулы до 10 %; FeO 66—70, MgO 0—6, SiO_2 29—30 вес. %.

Свойства. Ромб., *Pbnm*. Тв. 6,5. Пл. 4,2—4,4. Блеск стеклянный. Цвет зеленовато-желтый или янтарно-желтый. Габитус кристаллов изометрический или пластинчатый. Спайность ясная по {010}, неясная по {100}. Двойникование по {100}. Черта белая. $n_p = 1{,}814 \div 1{,}827$; $n_m = 1{,}840 \div 1{,}869$; $n_g = 1{,}852 \div 1{,}879$; $2V_\alpha = 46 \div 54°$; прямое погасание; в шлифах бледно-желтый. Нерастворим в большинстве кислот, в HCl медленно превращается в гель, растворяется в расплаве Na_2CO_3. Относительно высокое содержание Fe^{3+} обусловлено изменением и окислением Fe^{2+}; Fe^{2+} может замещаться Mn с образованием непрерывного ряда от *фаялита* до *тефроита* Mn_2SiO_4.

Распространение. В термально-метаморфизованных или чаще в регионально-метаморфизованных осадках с большим содержанием железа; сравнительно часто в кварцсодержащих сиенитах; в небольших количествах может присутствовать в гранитах и в некоторых кислых и щелочных вулканических породах; существенный компонент фаялитового феррогаббро. Часто в ассоциации с *геденбергитом*, *грюнеритом*, *альмандином*, *эвлитом*, *арфведсонитом.*

Р. ХАУИ

См. также: *Девитрификация вулканического стекла; Классификация минералов: принципы; Клинопироксены*; *Магнитные минералы; Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Оливина группа*; *Ортопироксены*; *Термометрия геологическая.*

Лит.: M, *III/1*, 172.

ФЕДОРИТ — $(Na, K)Ca(Si, Al)_4(O, OH)_{10} \cdot 1{,}5H_2O$, мон. Am. Min., *52*, 561; ЗВМО, *96*, 77.

ФЕДОРОВСКИТ — $Ca_2Mg_2(OH)_4[B_4O_7(OH)_2]$, ромб. Am. Min., *62*, 173; ЗВМО, *106*, 76.

ФЕЙХИИТ — $(Mn, Mg)Fe_2^{3+}Be_2(PO_4)_4 \cdot 6H_2O$, гекс. Am. Min., *49*, 395.

ФЕЛЬШЁБАНИИТ — $Al_4(SO_4)(OH)_{10} \cdot 5H_2O$, ромб. (?). Am. Min., *50*, 812; Дэна, *II/1*, 465, 591.

ФЕМОЛИТ — железистый молибденит (?). Am. Min., *50*, 261; ЗВМО, *94*, 667.

ФЕНАКИТ. Силикат бериллия. Название дано Норденшельдом в 1833 г. от греческого слова «обманщик» (так как минерал можно спутать с кварцем).

Состав. $Be_2(SiO_4)$.

Свойства. Триг., $R\bar{3}$. Таблитчатые до короткопризматических кристаллы. Тв. 7,5—8. Пл. 2,97—3,00. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Бесцветный до белого.

Распространение. Встречается в гранитных пегматитах в ассоциации с *топазом*, *хризобериллом*, *бериллом* и *апатитом* (Урал, СССР; Крагерё, Норвегия; штат Минас-Жерайс, Бразилия). Найден также в США — вблизи Колорадо-Спрингс и в округах Чаффи (штат Колорадо), Оксфорд (штат Мэн), Кэролл (штат Нью-Гэмпшир), Амелия (штат Виргиния).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов.*

Лит.: М, *III/1*, 146.

ФЕНАКСИТ — $FeNaKSi_4O_{10}$, трикл. Am. Min., *45*, 252; М, *III/1*, 146.

ФЕНГИТ — разновидность *мусковита* с высоким содержанием кремния. См. также: *Слоистые силикаты.*

ФЕНИКОХРОИТ — $Pb_2(CrO_4)O$, мон. Am. Min., *55*, 784.

ФЕРБЕРИТ. Вольфрамат железа, крайний член изоморфного ряда *вольфрамита*. Название дано Либе в 1863 г. в честь Р. Фербера из Германии.

Состав. $FeWO_4$ при условии замещения не более 20 мол. % марганцем (если $Mn > 20\ \%$, — *вольфрамит*).

Свойства. Мон., $P2/c$. Призматические кристаллы со штриховкой по удлинению, образующие субпараллельные сростки, а также пластинчатые или массивные зернистые агрегаты. Двойники простые. Одна совершенная спайность по {010}. Тв. 4,5. Пл. 7,5. Блеск полуметаллический до металлического. Цвет черный. Черта коричневато-черная до черной. Слабомагнитен.

Распространение. Первоначально найден в кварцевых жилах вблизи Акиласа (Испания); позже с криолитом в районе Ивигтута (Гренландия). В США встречается в среднетемпературных кварцевых жилах в гранитах и гнейсах в округах Боулдер (штат Колорадо), Марикопа (штат Аризона), Камас (штат Айдахо) и Колфак (штат Нью-Мексико).

Применение. Руда вольфрама.

К. ФРЕЙ

См. также: *Вольфрамита группа; Магнитные минералы.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 518.

ФЕРВАНИТ — $Fe_4(VO_4)_4 \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *44*, 322; Дэна, *II/2*, 500.

ФЕРГУСОНИТ. Ниобат иттрия и редкоземельных элементов. Название дано Гейдингером в 1827 г. в честь шотландского физика Р. Фергусона (1799—1865).

Состав. $8[YNbO_4]$; с замещением Nb танталом переходит в *форманит*. Тетр. В β-фергусоните (мон.) редкоземельные элементы могут существенно замещать Y.

Распространение. В гранитных пегматитах, скарнах и карбонатитах, особенно в тех, которые богаты редкоземельными элементами. Он встречается здесь в ассоциации с *кальцитом*, *апатитом*, *цирконом*, *биотитом*, *магнетитом* и *монацитом*. Первоначальные находки в Кикертаурсуке (район Юлианехоба, Гренландия).

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Метамиктное состояние; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы пегматитов.*

Лит.: М, *III/3*, 251.

ФЕРДИСИЛИЦИТ (искусств. ?) — $FeSi_2$, тетр. Am. Min., *54*, 1737; Min. Abst., *30*, 67; ЗВМО, *100*, 77.

ФЕРМОРИТ, СТРОНЦИОАРСЕНАПАТИТ (гр. *апатита*) — $(Ca, Sr)_5(AsO_4, PO_4)_3(F, OH)$, гекс. Дэна, *II/2*, 328.

ФЕРНАНДИНИТ — $CaV_2^{4+}V_{10}^{5+}O_{30} \cdot 14H_2O$ (?). Am. Min., *44*, 322; М, *III/3*, 448.

ФЕРОКСИГИТ — δ-$FeO(OH)$, гекс. Am. Min., *62*, 1057; Min. Abst., *29*, 200; ЗВМО, *107*, 330.

ФЕРРАЦИТ — $(Pb, Ba)_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ (?). Дэна, *II/2*, 243.

ФЕРРИГИДРИТ. Водный оксид железа.

Состав. $5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$. Гекс.

Распространение. В горячих и холодных источниках в результате деятельности бактерий.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: ЗВМО, *101*, 281.

ФЕРРИДРАВИТ (гр. *турмалина*) — $NaMg_3Fe_6^{3+}(BO_3)_3 \cdot Si_6O_{18}(OH, F)_4$, триг. Am. Min., *64*, 945; Min. Rec., *11*, 111; ЗВМО, *111*, 240.

ФЕРРИКОПИАПИТ — $Fe_5^{3+}(SO_4)_6O(OH) \cdot 20H_2O$, триг. Дэна, *II/1*, 736.

ФЕРРИМОЛИБДИТ — $Fe_2(MoO_4)_3 \cdot 8H_2O$ (?). Am. Min., *48*, 14; Дэна, *II/2*, 555.

ФЕРРИНАТРИТ — $Na_3Fe(SO_4)_3 \cdot 3H_2O$, триг. Дэна, *II/1*, 539; Min. Abst., *28*, 396.

ФЕРРИПИРОФИЛЛИТ — $Fe_2^{3+}Si_4O_{10}(OH)_2$, мон. Min. Mag., *31*, 355; ЗВМО, *111*, 240.

ФЕРРИСИКЛЕРИТ — $Li(Fe^{3+}, Mn^{2+})PO_4$, ромб. Дэна, *II/2*, 52; Min. Abst., *28*, 395. См. также: *Минералы пегматитов.*

ФЕРРИСИМПЛЕЗИТ (сомнительный) — $Fe_3(AsO_4)_2 \cdot (OH)_3 \cdot 5H_2O$, аморф. Дэна, *II/2*, 149.

ФЕРРИТУНГСТИТ — $Ca_2Fe_2^{2+}Fe_2^{3+}(WO_4)_7 \cdot 9H_2O$, куб. Am. Min., *42*, 83; Дэна, *II/2*, 553.

ФЕРРОАКСИНИТ (гр. *аксинита*) — $Ca_2FeAl_2BSi_4 \cdot O_{15}(OH)$, трикл. Am. Min., *65*, 1119; М, *III/2*, 553.

ФЕРРОАКТИНОЛИТ — см. *Амфиболы.* М, *III/3*, 96.

ФЕРРОАНТОФИЛЛИТ — см. *Амфиболы.* М, *III/3*, 267.

ФЕРРОБАРРУАЗИТ — см. *Амфиболы.* М, *III/3*, 206.

ФЕРРОБУСТАМИТ — $Ca(Fe, Ca, Mn)Si_2O_6$, трикл. Am. Min., *59*, 632; ЗВМО, *104*, 613.

ФЕРРОВИНЧИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Винчит.*

ФЕРРОГЕКСАГИДРИТ — $FeSO_4 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 433.

ФЕРРОГЛАУКОФАН (гр. *амфиболов*) — см. *Глаукофан.* М, *III/3*, 221.

ФЕРРОГОРНБЛЕНДИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Роговая обманка.*

ФЕРРОЖЕДРИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Жедрит*. М, *III/3*, 292.

ФЕРРОКАРФОЛИТ — $(Fe, Mg)Al_2Si_2O_6(OH)_4$, ромб. Am. Min., *36*, 736; Min. Abst., *27*, 20; М, *III/2*, 486.

ФЕРРОКЕРСУТИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Керсутит*. М, *III/2*, 174.

ФЕРРОКОЛУМБИТ — $FeNb_2O_6$, ромб. М, *II/3*, 319.

ФЕРРОПАРГАСИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Паргасит*.

ФЕРРОПУМПЕЛЛИИТ — $Ca_2FeAl_2(SiO_4)(Si_2O_7)\cdot(OH)_2\cdot H_2O$, мон. Am. Min., *56*, 2158; ЗВМО, *103*, 365.

ФЕРРОРИХТЕРИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Рихтерит*.

ФЕРРОСЕЛИТ (гр. *маркавита*) — $FeSe_2$, ромб. Am. Min., *41*, 671; М, *I*, 551.

ФЕРРОСИЛИТ (гр. *пироксенов*) — см. *Клиноферросилит, Ортоферросилит*.

ФЕРРОТАНТАЛИТ — $FeTa_2O_6$, ромб. М, *II/3*, 319.

ФЕРРОУИЛЛИИТ — $(Na, Ca, Mn)(Fe, Mn)(Fe, Mg)\cdot Ar(PO_4)_3$, мон. Am. Min. *65*, 810; Min. Mag., *43*, 227.

ФЕРРОФЕРРИЧЕРМАКИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Чермакит*. М, *III/3*, 163.

ФЕРРОХОЛМКВИСТИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Холмквистит*.

ФЕРРОЧЕРМАКИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Чермакит*. М, *III/3*, 163.

ФЕРРОЭДЕНИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Эденит*, М, *III/3*, 134.

ФЕРРОЭКЕРМАНИТ (гр. *амфиболов*) — см. *Экерманит*.

ФЕРРУЧИТ. Борофторид натрия. Название дано Каробби в 1933 г. в честь итальянского минералога Феруччо Замбонини.
Состав. $4[NaBF_4]$. Ромб.
Распространение. Редкий; встречается в виде мелких кристаллов в вулканических возгонах на Везувии в ассоциации с *гиератитом, авогадритом, сассолином* и *малладритом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *III/1*, 14.

ФЕРРЬЕРИТ. Водный алюмосиликат натрия, калия и магния из гр. *цеолитов*. Название дано Грэхемом в 1918 г. в честь У. Феррье из Канадской геологической службы.
Состав. $(Na, K)_2Mg_2[Al_6Si_{30}O_{72}]\cdot 18H_2O$; SiO_2 67,9, Al_2O_3 11,5, MgO 3,0, Na_2O 4,7, H_2O 12,9 вес. %.
Свойства. Ромб., *Immm*; $a = 19{,}12$ Å, $b = 14{,}14$ Å, $c = 7{,}48$ Å. Тв. 3—3,5. Пл. 2,14. Бесцветный до белого. Встречается в виде сферолитов или кристаллов, уплощенных по (010). Оптические свойства: $n_p = 1{,}478$, $n_m = 1{,}479$, $n_g = 1{,}482$; двупреломление 0,004; $2V = 50°$ (+); плоскость оптических осей (010); $Np = x$, $Nm = y$, $Ng = z$. Значительное содержание MgO и высокое содержание SiO_2 являются необычными для *цеолитов*. Регидратация хорошая. Обладает избирательными свойствами молекулярного сита. Почти нерастворим в HCl.
Распространение. Известен на северном побережье оз. Камлупс-Лейк (Британская Колумбия, Канада) в трещинах в оливиновом базальте в окружении халцедона; встречается в друзах, в пустотах и в трещинах магматических пород; как продукт изменения кремнистых туфов, вмещающих Cu — Pb — Zn-месторождения типа Куроко в районах Ниси-Айдзу и Вага-Омоно на северо-востоке Японии в ассоциации с *клиноптилолитом* и/или *морденитом*.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты*.
Лит.: ДХЗ, *4*, 386.

ФЕРСИЛИЦИТ (искусств. ?) — FeSi, куб. Am. Min., *54*, 1737; ЗВМО, *100*, 77.

ФЕРСМАНИТ — $(Ca, Na)_4(Ti, Nb)_2Si_2O_{11}(F, OH)_2$, трикл. Am. Min., *64*, 658; Can. Min., *15*, 87; М, *III/1*, 353.

ФЕРСМИТ — $(Ca, Ce, Na)(Nb, Ta, Ti)_2(O, OH, F)_6$, ромб. Am. Min., *32*, 373; *44*, 1; М, *II/3*, 344.

ФИБРОЛИТ — волокнистый *силлиманит*. М, *III/3*, 12.

ФИБРОФЕРРИТ — $Fe(SO_4)(OH)\cdot 5H_2O$, гекс. (?). Дэна, *II/1*, 724; Am. Min., *61*, 398.

ФИДЛЕРИТ — $Pb_3Cl_4(OH)_2$, мон. М, *II/1*, 193.

ФИЗЕЛИИТ — $Pb_5Ag_2Sb_8S_{18}$, ромб. Am. Min., *60*, 621; М, *I*, 404.

ФИЛЛИПСИТ. Водный алюмосиликат кальция, натрия и калия из гр. *цеолитов*. Название дано в 1825 г. Леви в честь У. Филлипса.
Состав. $(0{,}5Ca, Na, K)_6[Al_6Si_{10}O_{32}]\cdot 12H_2O$, где 0,5Ca : Na : K = 1 : 1 : 1.
Свойства. Мон., $P2_1/m$; $a = 10{,}02$ Å, $b = 14{,}28$ Å, $c = 8{,}64$ Å, $\beta = 125°\,40'$. Тв. 4—4,5. Пл. 2,2. Блеск стеклянный. Бесцветный, серый, розовый, желтый или зеленый. Прозрачный до непрозрачного. Образует двойники прорастания, встречается в виде шаровидных или призматических агрегатов. Спайность хорошая по {010} и {100}. Двойникование по {001}, {021}, {110} (прорастание). $n_p = 1{,}483 \div 1{,}504$, $n_m = 1{,}484 \div 1{,}509$, $n_g = 1{,}486 \div 1{,}514$; двупреломление 0,003—0,010 (высокощелочные и кислые разновидности имеют значительно более высокие показатели преломления и величину двупреломления, иногда бывают почти изотропными); $2V = 60 \div 80°$ (+); плоскость оптических осей перпендикулярна к (010); $Np = y$, $Nm : x = 46 \div 65°$; дисперсия $r < v$. Может иметь место значительное замещение алюминия кремнием с соответствующим возрастанием (0,5Ca, Na, K). Содержание K обычно выше, чем Na. В некоторых филлипситах $Ca < (Na + K)$, иногда, наоборот, $Ca > (Na + K)$; Ba и в меньшем количестве Sr могут входить в (0,5Ca, Na, K). Минимальный диаметр самых крупных каналов в каркасе составляет 3,2 Å. *Филлипсит* обладает высокоизбирательными свойствами молекулярного сита по отношению к таким малым молекулам, как NH_3 и CO_2. Под действием HCl превращается в гель.
Распространение. Обычно в полостях или миндалинах в базальтах, часто в ассоциации с *шабазитом* и другими *цеолитами*; встречается в красных глинах или пелагических осадках. Продукт взаимодействия базальтового стекла с циркулирующими грунтовыми водами в палагонитовых туфах, в ассоциации с *шаба-*

эитом, *анальцимом* или другими *цеолитами*. Измененный продукт силифицированного стекловатого пепла, отлагается в щелочно-соленых озерах совместно с *шабазитом*, *клиноптилолитом*, *эрионитом*. Присутствует в щелочных почвах. Обнаружен на стенах древнеримских бань, где образовался в результате действия горячих растворов (до 70 °С) совместно с *шабазитом*. Барийсодержащая разновидность — *уэллсит* — встречается в трещинах изверженных пород, а в корундовых рудниках — как первичный минерал в матрице щелочного базальта (Новая Зеландия; Юго-Восточная Калифорния, США).

Применение. Синтетические *цеолиты* со структурой *филлипсита* используются как молекулярные сита.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

Лит.: ДХЗ, *4*, 426.

ФИЛЛОВИТ — $(Na_{33}Ca_{12})(Mn_{102}Fe_{24})(PO_4)_{108}$, триг. Am. Min., *50*, 1647; Дэна, *II/2*, 108.

ФИННЕМАНИТ — $Pb_5(AsO_3)_3Cl$, гекс. Дэна, *II/2*, 487.

ФИШЕССЕРИТ — Ag_3AuSe_2, куб. Am. Min., *57*, 1554; ЗВМО, 102, 443.

ФЛАГСТАФФИТ — $C_{10}H_{18}(OH)_2(H_2O)$, ромб. Am. Min., *50*, 2109.

ФЛЕЙШЕРИТ — $Pb_3Ge(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *45*, 1313; ЗВМО, *90*, 100.

ФЛЕТЧЕРИТ — $Cu(Ni, Co)_2S_4$, куб. Am. Min., *62*, 1057; Econ. Geol., *72*, 480; ЗВМО, *109*, 64.

ФЛИНКИТ — $Mn_3(AsO_4)(OH)_4$, ромб. Am. Min., *52*, 1603; Дэна, *II/2*, 197.

ФЛОГОПИТ. Алюмосиликат калия и магния из гр. *слюд*. Название дано Брейтгауптом в 1841 г. от греч. phlogos — огнеподобный (из-за красноватого оттенка, свойственного этому минералу).

Состав. $KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$; K замещается Na, Rb, Cs и Ba; Mg — Fe (*биотит*), Mn и Al; Si — Al.

Свойства. Мон., *Cm* и *C2/c*, и триг., $P3_112$. Листоватые и массивные агрегаты. Тв. 2—2,5. Пл. 2,86. Блеск стеклянный до перламутрового. Спайность совершенная по {001}. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет желтоватый, красновато-коричневый, зеленый или белый.

Распространение. Встречается в контактово-метаморфизованных или метасоматических мраморах, например, в таких районах, как Валь-Маленко (Италия), Ардгура (Великобритания), Пиренеи (Франция), Карлингфорд (Ирландия), Айрон-Хилл (штат Колорадо, США). Кроме того, найден в кимберлитах (в районе Кимберли, ЮАР, и Бэчелор-Лейк, Канада).

К. ФРЕЙ

См. также: *Алмаз; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы оптически одноосные и двуосные; Слоистые силикаты.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 55.

ФЛОРЕНСИТ (гр. *крандаллита*) — $CeAl_3(PO_4)_2(OH)_6$, триг. Can. Min., *18*, 301; Min. Abst., *27*, 179; Дэна, *II/2*, 250.

ФЛЮЕЛЛИТ. Водный гидроксилфторофосфат алюминия. Первоначально считался фторидом алюминия и был назван по этому составу.

Состав. $Al_3(PO_4)F_2(OH) \cdot 7H_2O$.

Свойства. Ромб., *Fddd*. Кристаллы дипирамидальные. Тв. 3. Пл. 2,16. Блеск стеклянный. Прозрачный. Бесцветный до белого.

Распространение. В пегматитах в виде мелких кристаллов на стенках полостей. Первоначально описан из Стенна-Гвин (Корнуолл, Англия), где встречается в виде кристаллов на кварце в ассоциации с *флюоритом*, *вавеллитом*, *арсенопиритом* и *торбернитом*; известен также в Оберпфальце (Бавария, ФРГ).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *II/1*, 93.

ФЛЮОБОРИТ. Фтороборат магния. Название дано Гейером в 1926 г. по составу.

Состав. $B_3[Mg_9(F, OH)_9O_9]$.

Распространение. Относительно редкий. Первоначально обнаружен на месторождении Талгруван (Швеция) в контактово-метасоматической магнетитовой залежи в ассоциации с *людвигитом* и *хондродитом*. Выполняет в ассоциации с *виллемитом*, *флюоритом*, *гидроцинкитом* и *пирохроитом* поздние гидротермальные жилки, секущие франклинитовые руды в Стерлинг-Хилле (штат Нью-Джерси, США).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 435.

ФЛЮОРИТ. Фторид кальция. Название дано Агриколой в 1529 г. в форме «флюорес» от лат. fluere — течь (так как минерал легко плавится и используется как флюс).

Состав. $4[CaF_2]$; Ca 51,3, F 48,7 вес. %.

Свойства. Куб., *Fm3m*. Кристаллы часто сдвойникованы; встречается также в виде массивных, зернистых или шестоватых агрегатов. Совершенная спайность по октаэдру {111}. Тв. 4. Пл. 3,18. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет очень разнообразный, но чаще всего светло-зеленый, желтый, голубовато-зеленый или пурпурный.

Распространение. Встречается в рудных жилах, в доломитах и известняках, а также как второстепенный акцессорный минерал в магматических породах. Ассоциирует со многими различными минералами, например с *кальцитом*, *доломитом*, *гипсом*, *целестином*, *баритом*, *кварцем*, *галенитом*, *сфалеритом*, *топазом*, *турмалином*, *апатитом*. Очень известные месторождения находятся в графстве Дербишир (Англия), во Фрейберге (ГДР), в горах Гарц (ФРГ), в Консберге (Норвегия), Ивигтуте (Гренландия) и в округах Гардин и Поуп (штат Иллинойс, США).

Применение. В качестве флюса при производстве стали, опалесцирующего стекла, при изготовлении эмалированной посуды, для получения плавиковой кислоты; некоторые разновидности идут на изготовление линз и призм.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Выращивание кристаллов; Габитус кристаллов; Жильные минералы; Кристаллография морфологическая; Магнитные минералы; Методы окрашивания минералов; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Оптическая минералогия; Плеохроичные дворики; Показатель преломления; Породообразующие минералы; Псевдоморфизм; Термолюминесценция; Фантомные кристаллы; Шкала твердости Мооса.*

Лит.: М, *II/1*, 17.

ФЛЮОЦЕРИТ — $(Ce, La)F_3$, гекс. Min. Abst., *27*, 256; М, *II/1*, 60.

ФОГГИТ — $CaAl(PO_4)(OH)_2 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 957; Min. Abst., *27*, 257.

ФОГЛИТ — $Ca_2Cu(UO_2)(CO_3)_4 \cdot 6H_2O$, трикл. USGS Bull., *1064*, 126; Дэна, *II/1*, 283.

ФОЛЬБОРТИТ — $Cu_3(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *45*, 1307; *59*, 372; Дэна, *II/2*, 227.

ФОРБЕЗИТ — смесь *аннабергита* и *арсенолита*. Can. Min., *14*, 414; ЗВМО, *107*, 345.

ФОРМАНИТ. Танталат иттрия и редкоземельных элементов. Название дано Берманом и Фронделем в 1944 г. в честь Ф. Формана, геолога из Западной Австралии.
Состав. $8[YTaO_4]$; при замещении Ta ниобием минерал переходит в *фергусонит*. Тетр.
Распространение. В гранитных пегматитах. Распространен в районе Куклугонга (Западная Австралия) в россыпях с *касситеритом*, *монацитом*, *эвксенитом* и *гадолинитом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералы пегматитов*.
Лит.: М, *II/3*, 260.

ФОРНАСИТ — $(Pb, Cu)_3[(Cr, As)O_4]_2(OH)$, мон. Am. Min., *49*, 447; Дэна, *II/2*, 29.

ФОРСТЕРИТ. Силикат магния из гр. *оливина*. Название дано Леви в 1824 г. в честь немецкого натуралиста Й. Форстера (1729—1798). Магнезиальный крайний член изоморфного ряда *оливина*, оканчивающегося железистым крайним членом — *фаялитом*.
Состав. Mg_2SiO_4.
Свойства. Ромб., *Pbnm*. Обычно в зернистых массах и в виде округлых зерен в магматических породах. Тв. 7. Пл. 3,22. Цвет белый до светло-зеленого или лимонно-желтого. Черта белая. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Превращается в гель под действием HCl.
Распространение. Как правило, в метаморфических породах, особенно в доломитовых известняках в качестве раннего новообразования при термальном метаморфизме. К основным местонахождениям относятся лавы Везувия (гора Сомма), Снарум (Норвегия) и район Златоуста на Урале (СССР).
Применение. Богатые магнием *оливины*, такие как *форстерит*, отличаются очень высокой точкой плавления, что позволяет использовать их в производстве огнеупорных кирпичей.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Алмаз; Клинопироксены; Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы, Оливина группа; Фрагментарность кристаллических решеток*.

ФОСГЕНИТ. Хлорокарбонат свинца. Название дано в 1841 г. по аналогии с составом фосгена, который также содержит углерод, кислород и хлор.
Состав. $4[Pb_2(CO_3)Cl]$.
Свойства. Тетр., *P4/mbm*. Призматические кристаллы, а также массивные или зернистые агрегаты. Отчетливая спайность по трем направлениям под прямыми углами. Тв. 2—3. Пл. 6,1. Блеск алмазный. Цвет белый, серый или желтый.
Распространение. Вторичный минерал, образующийся при выветривании минералов свинца, а также при взаимодействии морской воды со свинецсодержащими шлаками; производится искусственно.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 305.

ФОСИНАИТ — $H_2Na_3(Ca, Ce)(SiO_4)(PO_4)$, ромб. Am. Min., *60*, 488.

ФОСТИТ (гр. *бирюзы*) — $(Zn, Cu)Al_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 5H_2O$, трикл. Am. Min., *38*, 964.

ФОСФАММИТ — $(NH_4)_2HPO_4$. Hey, 228; Min. Mag., *39*, 346. См. также: *Биогенные минералы; Минералы пещер*.

ФОСФОРРЁСЛЕРИТ — $MgHPO_4 \cdot 7H_2O$, мон. См. также: *Биогенные минералы*.

ФОСФОСИДЕРИТ. Водный фосфат железа из гр. *метаварисцита*. Название дано в 1890 г. по составу.
Состав. $4[Fe^{3+}PO_4 \cdot 2H_2O]$; Fe^{3+} может замещаться Al с переходом в *метаварисцит*.
Свойства. Мон., $P2_1/n$. Кристаллы таблитчатые или призматические, обычно проявляется двойникование; встречается также в виде корок. Хорошая спайность в одном направлении. Тв. 3,5—4. Пл. 2,76. Цвет красный.
Распространение. Встречается в железных рудах и пегматитах.
Лит.: Дэна, *II/2*, 170.

ФОСФОФЕРРИТ — $(Fe^{2+}, Mn)_3(PO_4)_2 \cdot 3H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 135; Min. Mag., *43*, 789. См. также: *Минералы пегматитов*.

ФОСФОФИЛЛИТ — $Zn_2(Fe^{2+}, Mn)(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *62*, 812. См. также: *Минералы пегматитов*.

ФОСФУРАНИЛИТ — $Ca(UO_2)_4(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 7H_2O$, ромб. USGS Bull., *1064*, 222.

ФОШАГИТ — $Ca_4Si_3O_9(OH)_2$, мон. Am. Min., *43*, 1; M, *III/2*, 519.

ФОШАЛЛАСИТ — $Ca_3Si_2O_7 \cdot 3H_2O$ (?), мон. (?). Am. Min., *23*, 667.

ФОЯЗИТ. Водный алюмосиликат натрия и кальция из гр. *цеолитов*. Название дано Дамуром в 1842 г. в честь Фожа-де-Сен-Фона.
Состав. $(Na_2Ca)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 6{,}6H_2O$, SiO_2 47,4, Al_2O_3 16,5, CaO 4,5, Na_2O 5,0, H_2O 26,6 вес. %; здесь $Na_2 : Ca = 1 : 1$.
Свойства. Куб., *Fd3m*; $a = 24{,}65$ Å. Тв. 5. Пл. 1,92. Блеск стеклянный. Бесцветный до белого. Прозрачный до непрозрачного. Спайность отчетливая по {111}. Двойникование по {111}. Оптически изотропен; $n = 1{,}48$. Возможно изоморфное замещение типа $NaAl \rightleftarrows Si$, а также катионный обмен Na с различными ионами. Структура наиболее рыхлая из всех *цеолитов*; минимальный диаметр наиболее крупных каналов в алюмосиликатном каркасе 9 Å; молекулярная абсорбция наиболее высокая, по каналам могут проходить нормальные изопарафины, циклопентан, циклогексан, бензол, толуол; Na, K, Tl, Ag, NH_4, Mg, Ca, Sr, Ba, Co, Ni и многие другие ионы способны к взаимообмену. Минерал разлагается под действием кислот.
Распространение. Весьма редкий. Впервые описан в лимбургите из Сасбаха; найден также вблизи Эйзенбуха в Аарском и Сен-Готардском массивах (Швейцария) в ассоциации с другими *цеолитами;* недавно обнаружен в цементе в мелилит-нефелинитовых парагонитовых туфах на о. Оаху (Гавайские острова) в ассоциации с *филлипситом*, *жисмондином* и *шабазитом*, образовавшимися при реакции нефелинитового стекла с просачивающимися грунтовыми водами.
Применение. Синтетический *цеолит* со структурой *фоязита* используется в качестве молекулярного сита.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также. *Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 386.

ФРАНКДИКСОНИТ — BaF_2, куб. Am. Min., *59*, 885; ЗВМО, *104*, 608.

ФРАНКЕИТ — $Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$, трикл. Min. Abst., *29*, 423; М, *I*, 512.

ФРАНКЛИНИТ. Оксид цинка и железа из ряда *магнетита*, гр. *шпинели.* Название дано Бертье в 1819 г. по местности Франклин (штат Нью-Джерси, США), а также в честь Бенджамина Франклина.
Состав. $ZnFe_2O_4$; Zn замещается Mn^{2+}, а Fe^{3+} — Mn^{3+}.
Свойства. Куб., *Fd3m.* Округлые октаэдрические кристаллы, массивные или зернистые агрегаты. Тв. 6. Пл. 5,3. Черный с металлическим блеском. Слабомагнитен.
Распространение. В ассоциации с *кальцитом, цинкитом* и др. на месторождении Франклин (штат Нью-Джерси).
Применение. Руда цинка.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Магнитные минералы; Наименование минералов.*
Лит.: М, *II/3*, 48.

ФРАНКОАНЕЛЛИТ — $H_6K_3Al_5(PO_4)_8 \cdot 13H_2O$, триг. Am. Min., *61*, 1054; ЗВМО, *107*, 335.

ФРАНКОЛИТ (гр. *апатита*) — $Ca_5(PO_4, CO_3)_3F$, гекс. ДХЗ, *5*, 362. См. также: *Апатита группа; Минералы беспозвоночных и растений.*

ФРАНСВИЛЛИТ — $Ba(UO_2)_2(VO_4)_2 \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *43*, 180; Min. Abst., *29*, 232; ЗВМО, *87*, 82.

ФРАНЦИНИТ (гр. *канкринита*) — $(Na, Ca)_{34}(Si, Al)_{60}O_{120}(SO_4, CO_3, OH)_{14} \cdot 4,3H_2O$, гекс. Am. Min., *62*, 1259; Min. Abst., *29*, 418; ЗВМО, 109, 339.

ФРЕБОЛЬДИТ — CoSe, гекс. Am. Min., *41*, 164; *44*, 907; М, *I*, 541.

ФРЕЙБЕРГИТ — $(Ag, Cu)_{12}(Sb, As)_4S_{13}$, куб. Am. Min., *60*, 489; М, *I*, 342. См. также: *Рудная микроскопия.*

ФРЕЙЕСЛЕБЕНИТ — $PbAgSbS_3$, мон. М, *I*, 395.

ФРЕПОНТИТ (гр. *каолинита—серпентина*) — $(Zn, Al)_3(Si, Al)_2O_5(OH)_4$, мон. Am. Min., *62*, 175; Min. Abst., *28*, 444.

ФРЕСНОИТ — $Ba_2TiSi_2O_8$, тетр. Am. Min., *50*, 314; М, *III/1*, 556.

ФРИГИДИТ — *тетраэдрит* + сульфиды никеля. Min. Mag., *43*, 99; ЗВМО, *111*, 244.

ФРИДЕЛИТ. Водный силикат марганца и железа. Название дано Бертраном в 1876 г. в честь французского химика и минералога Ш. Фриделя.
Состав. $6[(Mn, Fe)_8Si_6O_{15}(OH, Cl)_{10}]$; MnO 45—50, FeO 0—12, SiO_2 31—34, H_2O 9—10, Cl 2—3 вес. %.
Свойства. Триг. Тв. 5. Пл. 3,07—3,17. Блеск стеклянный. Цвет розово-красный до коричневого. Габитус обычно таблитчатый (0001). Спайность средняя по (0001); $n_e = 1,63$, $n_o = 1,66$; в шлифах почти бесцветен. Превращается в гель под действием HCl; растворим в расплаве Na_2CO_3; Fe^{2+} интенсивно замещает Mn; кроме того, Mn может замещаться Ca, Zn, а Si — мышьяком.
Распространение. Марганецсодержащие скарны на месторождении Франклин (штат Нью-Джерси, США), где часто ассоциирует с *шаллеритом, бементитом, лейкофеницитом* и *виллемитом.*
Применение. Сам по себе не имеет промышленного значения, но вместе с другими Mn-силикатами может использоваться как руда марганца.

Р. ХАУИ

ФРИДРИХИТ — $Pb_5Cu_5Bi_7S_{18}$, ромб. Am. Min., *64*, 654; Can. Min., *16*, 127; ЗВМО, *110*, 217.

ФРИТЧЕИТ (гр. *отенита*) — $Mn(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 10H_2O$, тетр. USGS Bull., *1064*, 195; Дэна, *II/2*, 423.

ФРОБЕРГИТ (гр. *марказита*) — $FeTe_2$, ромб. Am. Min., *33*, 210; М, *I*, 578.

ФРОЙДЕНБЕРГИТ — $Na_2(Ti, Fe)_8O_{16}$, мон. Am. Min., *46*, 765; М, *II/3*, 396.

ФРОЛОВИТ — $Ca[B(OH)_4]_2$, трикл. Am. Min., *43*, 385; Min. Abst., *29*, 25; ЗВМО, *87*, 479.

ФРОНДЕЛИТ (гр. *фронделита*) — $Mn^{2+}Fe_4^{3+}(PO_4)_3 \cdot (OH)_5$, ромб. Дэна, *II/2*, 284; Am. Min., *34*, 541. См. также: *Минералы пегматитов; Наименование минералов.*

ФРУДИТ — $PdBi_2$, мон. Am. Min., *44*, 207; Can. Min., *6*, 200; М, *I*, 136.

ФТОРАПАТИТ. Фторофосфат кальция из гр. *апатита.* Название происходит от греч. apate — обманываю (так как вначале минерал ошибочно принимался за *турмалин, берилл, оливин* и др.). Из *апатитов фторапатит* наиболее распространен.
Состав. $2[Ca_5(PO_4)_3F]$. (Вариации состава см. в статье *Апатита группа.*)
Свойства. Гекс., $P6_3/m$. Кристаллы от короткопризматических до удлиненно-призматических или таблитчатых, а также сферолитовые, массивные, зернистые, землистые агрегаты и конкреции. Отмечаются ориентированные включения *рутила* или *монацита*, зональные кристаллы (с развитием в отдельных зонах других минералов гр. *апатита*). Тв. 5. Пл. 3,2. Блеск стеклянный до жирного. Может быть окрашен в любой цвет. Обычно флюоресцирует или фосфоресцирует.
Распространение. Обычный акцессорный минерал в магматических породах, встречается также в пегматитах, в гидротермальных жилах, в метасоматических известково-силикатных и загрязненных карбонатных породах; основной компонент фосфоритов.

К. ФРЕЙ

См. также: *Апатита группа; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные.*
Лит.: ДХЗ, *5*, 357.

ФТОРАПОФИЛЛИТ (гр. *апофиллита*) — $KCa_4Si_8O_{20}F \cdot 8H_2O$, тетр. Am. Min., *63*, 196.

ФУКАЛИТ — $Ca_4Si_2O_6(OH, F)_2(CO_3)$, ромб. Am. Min., *63*, 793; Min. Mag., *43*, 1060; ЗВМО, *109*, 77.

ФУКСИТ — хромсодержащий *мусковит.* ДХЗ, *3*, 23—25. См. также: *Классификация минералов: принципы.*

ФУКУЧИЛИТ (гр. *пирита*) — Cu_3FeS_8, куб. Am. Min., *55*, 1811; ЗВМО, *100*, 79.

ФУРКАЛИТ — $Ca_2(UO_2)_3(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *63*, 1283; Min. Abst., *30*, 72.

ФУРМАРЬЕРИТ. Водный оксид свинца и урана. Название дано Бутгенбахом в 1924 г. в честь П. Фурмарье, профессора геологии Льежского университета.
Состав. $PbO \cdot 4UO_3 \cdot 5H_2O$.
Свойства. Ромб. Цвет красный. Высокорадиоактивен.
Распространение. Очень редкий. Продукт изменения *уранинита*, встречается вместе с *торбернитом*, *казолитом* и *кюритом* в Касоло (провинция Шаба, Заир).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 571.

ФУРОНГИТ — $Al_2(UO_2)(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *63*, 425; Min. Abst., *31*, 85; ЗВМО, *110*, 225.

ФЮЛЁППИТ (гр. *плагионита*) — $Pb_3Sb_8S_{15}$, мон. Am Min., *59*, 1127; Min. Abst., *27*, 22; М, *I*, 506.

Х, Ц

ХААПЛАИТ — $(Fe, Ni)_4(Mg, Fe)_3S_4(OH)_6$, гекс. Am. Min., *58*, 1111; ЗВМО, *103*, 355.

ХАГЕНДОРФИТ — $(Na, Ca)(Fe, Mn)_2(PO_4)_2$, мон. Am. Min., *40*, 553; GSA Bull., *67*, 1694; ЗВМО, *84*, 344.

ХАЙДЕИТ — $(Fe, Cr)_{1+x}$ $(Ti, Fe)_2S_4$, мон. Am. Min., *59*, 465; ЗВМО, *104*, 606. См. также: *Минералы метеоритов.*

ХАКИТ (гр. *тетраэдрита*) — $(Cu, Hg)_{12}Sb_4(S, Se)_{13}$, куб. Am. Min., *57*, 1553; ЗВМО, *101*, 279.

ХАКСОНИТ — $(Fe, Ni)_{23}C_6$, куб. Am. Min., *59*, 209; ЗВМО, *106*, 70. См. также: *Минералы метеоритов.*

ХАЛЦЕДОН. Тонкозернистая или скрытокристаллическая разновидность низкотемпературного кварца, или β-кварца. Название дано в 77 г. до н. э. Плинием по древнему городу Халцедону (Калчедону) на Мраморном море.

Состав. 90—99 % SiO_2, остальная часть — преимущественно оксиды металлов и вода.

Свойства. Микроволокнистая текстура. Тв. 6,5. Пл. 2,57—2,64. Блеск восковой до полустеклянного. Цвет бледно-голубой, серый, желтый, зеленый или коричневый. Вторичное выполнение полостей, трещин и пустот в породе. Излом раковистый, ступенчатый или занозистый. Отчетливой спайности нет. Черта белая. Волокнистый, отдельные волокна вытянуты по оси *c*. $n_p = 1{,}526 \div 1{,}535$, $n_g = 1{,}539 \div 1{,}543$. Полупрозрачный до молочного. Растворим в плавиковой кислоте и щелочных растворах. Синтетический халцедон получен при нагревании обсидиана и кремнезема в щелочных растворах при повышенных давлениях.

Распространение. Встречается в виде округлых, гроздевидных масс или скоплений неправильной формы, выполняющих трещины и пустоты, в виде натеков в жеодах, в виде выполнений миндалин в основных изверженных породах, замещений ископаемых раковин. Хорошо известными районами развития халцедона являются штат Орегон и Тихоокеанское побережье, штаты Монтана, Вайоминг (США) и Деканское плато (Индия). Часто связан с кислыми и основными лавами, карбонатами, *цеолитами* и *кварцем*.

Применение. В ювелирном деле в качестве полудрагоценного камня; используется для резьбы по камню и изготовления других художественных изделий. Полосчатые разновидности называются агатом; разновидности по цвету: праз, хризопраз, карнелиан, или карнеол, и сард; за счет включений образуются моховой агат и перистый агат; разновидностью халцедона также является бикит.

У. ХИЛЛ

См. также: *Аутигенные минералы; Геммология; Диагенетические минералы; Минералогия почв; Минералогия формации Грин-Ривер.*

Лит.: М, *II/2*, 192.

ХАЛЬКАНТИТ. Водный сульфат меди (медный купорос). Название дано фон Кобелем в 1853 г. и происходит от греческих слов «медь» и «цветок».

Состав. $2[CuSO_4 \cdot 5H_2O]$; CuO 31,8, SO_3 32,1, H_2O 36,1 %.

Свойства. Трикл., $P\bar{1}$. Встречается в виде массивных, почковидных, натечных или волокнистых агрегатов. Тв. 2,5. Пл. 2,12—2,30. Блеск стеклянный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет глубокий лазурно-синий. Растворим в воде.

Распространение. Встречается только в засушливых областях. Гипергенный минерал, образующийся при окислении сульфидов меди. Находится вблизи поверхности жил с медным оруденением или выпадает из водных растворов на медных рудниках. Единственное промышленное месторождение *халькантита* находится в Чили (Чукикамота).

Применение. Второстепенная руда меди.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/1*, 463, 576, 577.

ХАЛЬКОАЛЮМИТ — $CuAl_4(SO_4)(OH)_{12} \cdot 3H_2O$, мон. Min. Rec., *2*, 126; Дэна, *II/1*, 465, 485.

ХАЛЬКОЗИН. Сульфид меди. Название «халькозин» дано Бёданом в 1832 г.; Дэна в 1868 г. предложил название «халькоцит» (chalcocite).

Состав. $96[Cu_2S]$; S 20,2, Cu 79,8 вес. %.

Свойства. Мон. Часто сдвойникованные псевдогексагональные кристаллы, а также массивные агрегаты. Тв. 2,5—3. Пл. 5,5—5,8. Режется ножом (слабоковкий). Цвет черно-серый, синяя до зеленой побежалость. Блеск металлический.

Распространение. Вторичный жильный минерал, встречается вместе с сульфидами и карбонатами меди и железа. В заметных количествах известен в Бьютте (штат Монтана), в Кеннекотте на Аляске, а также в штатах Коннектикут, Нью-Джерси и Аризона в США и в провинции Квебек в Канаде.

Применение. Важная руда меди.

Р. ФЕЙРБРИДЖ

См. также: *Нерудные и рудные полезные ископаемые; Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *I*, 169.

ХАЛЬКОЦИАНИТ — $CuSO_4$, ромб. Am. Min., *46*, 758; Дэна, *II/1*, 507.

ХАЛЬКОМЕНИТ — $CuSeO_3 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *49*, 1481; Дэна, *II/2*, 11.

ХАЛЬКОНАТРОНИТ — $Na_2Cu(CO_3)_2 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *40*, 943; Science, *122*, 75; ЗВМО, *85*, 377.

ХАЛЬКОПИРИТ. Сульфид меди и железа. Название дано Генкелем в 1725 г. от греческих слов «медь» и «пирит».

Состав $4[CuFeS_2]$; Cu 34,5, Fe 30,5, S 35,0 вес. %; отношение Cu/Fe изменяется от 0,5 до 1,5 и равно 1,0 для низкотемпературной тетрагональной полиморфной модификации; при замещении S на Se переходит в эскеборнит.

Свойства. Тетр., $I\bar{4}2d$, но при температуре выше 700 °С — куб. Тв. 3,5—4. Пл. 4,1—4,3. Цвет латунно-желтый. Черта зеленовато-черная. Спайность несовершенная по {011} и {111}. Блеск металлический. Пластинчатые

двойники и двойники прорастания. Хрупкий. *Халькопирит* часто срастается с другими сульфидами меди и часто содержит следы многих других элементов. При нагревании и под действием атмосферного воздуха и воды окисляется до сульфатов.

Распространение. Широко известный сульфид меди, встречающийся совместно с другими позднемагматическими сульфидами в виде вкрапленников или в металлоносных жилах, особенно гидротермального типа. Иногда образуется при метаморфических процессах. Может также находиться в осадочных фациях, где в некоторых случаях рассматривается как сингенетический минерал, возникший, вероятно, в процессе выщелачивания окружающих пород и последующего осаждения. Весьма обычен в зонах вторичного сульфидного обогащения. Примерами значительных месторождений являются Фрейберг (Саксония, ГДР) и Садбери (провинция Онтарио, Канада). Ассоциирует с *пиритом*, *пирротином*, *сфалеритом*, *галенитом*, *кварцем*, *кальцитом*, *сидеритом*, *доломитом* и др.

Применение. Источник меди, один из наиболее важных рудных минералов.

Р. КАМЕРОН

См. также: *Магнитные минералы; Метод паяльной трубки; Минералогия Луны; Минералы метеоритов; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Породообразующие минералы; Рудная микроскопия; Рудные минералы; Скелетные кристаллы.*

Лит.: М, *I*, 354.

ХАЛЬКОСИДЕРИТ. Водный гидроксилфосфат меди и окисного железа из гр. *бирюзы.* Название дано Ульманном в 1824 г.

Состав. $CuFe_6(PO_4)_4(OH)_8 \cdot 4H_2O$; железистый крайний член ряда *бирюза — халькосидерит* (имеет место замещение Al на Fe).

Распространение. Вторичный минерал железной шляпы в месторождении Уэст-Феникс (Корнуолл, Великобритания).

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: Дэна, *II/2*, 378.

ХАЛЬКОСТИБИТ — $CuSbS_2$, ромб. Can. Min., *17*, 601; Min. Abst., *28*, 45; М, *I*, 416. См. также: *Рудная микроскопия.*

ХАЛЬКОТАЛЛИТ — $Cu_6Tl_2SbS_4$, тетр. Am. Min., *53*, 1775; *64*, 658; ЗВМО, *97*, 612.

ХАЛЬКОТРИХИТ — разновидность *куприта.*

ХАЛЬКОФАНИТ. Водный оксид цинка и марганца.

Состав. $(Zn, Mn, Fe)Mn_2O_5 \cdot 2H_2O$.

Свойства. Трикл. Совершенная базальная спайность. Цвет синеватый до черного.

Распространение. Продукт изменения в месторождении Франклин (штат Нью-Джерси, США) в ассоциации с *гетеролитом* и *гидрогетеролитом.* На о. Грут-Айленд (Австралия) встречается как продукт изменения глин.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Рудная микроскопия.*

Лит.: М, *II/3*, 231.

ХАЛЬКОФИЛЛИТ — $Cu_{18}Al_2(AsO_4)_3(SO_4)_3(OH)_{27} \cdot 33H_2O$, триг. Дэна, *II/2*, 452.

ХАММАРИТ — $Pb_2Cu_2Bi_4S_9$, ромб. Am. Min., *61*, 15; Can. Min., *14*, 536; М, *I*, 432.

ХАММЕРИТ — $KMgV_5O_{14} \cdot 8H_2O$, трикл. Am. Min., *36*, 326.

ХАНКОКИТ (гр. *эпидота*) — $(Pb, Ca, Sr)_2(Al, Fe)_3 \cdot Si_3O_{12}(OH)$, мон. ДХЗ, *I*, 226.

ХАРАДАИТ — $SrVSi_2O_7$, ромб. Am. Min., *56*, 1123; *60*, 340; М, *III/1*, 676.

ХАРКЕРИТ — $Ca_{24}Mg_8[AlSi_4(O, OH)_{16}]_2(BO_3)_8(CO_3)_8 \cdot (H_2O, Cl)$, триг. Am. Min., *62*, 263.

ХАСТИТ (гр. *марказита*) — $CoSe_2$, ромб. Am. Min., *41*, 164; М, *I*, 553.

ХАТРУРИТ — $Ca_3O(SiO_4)$, трикл. (?). Am. Min., *63*, 245; Min. Abst., *29*, 481; ЗВМО, *110*, 237.

ХАТТОНИТ. Крайне редко встречающаяся разновидность силиката тория. Название дано Пабстом в 1950 г. в честь первооткрывателя этого минерала профессора Хаттона из Стэнфордского университета (США).

Состав. $4[ThSiO_4]$; ThO_2 76,6, SiO_2 19,7, Fe_2O_3 1,2, Ce_2O_3 2,6 вес. %.

Свойства. Мон. Бесцветный. Средний показатель преломления 1,900. Пл. 7,1. Изоморфен с *монацитом.* Вероятно, представляет собой образующуюся при другой температуре полиморфную модификацию $ThSiO_4$ — *торит.*

Распространение. Встречается в виде мелких зерен в пляжевых песках Новой Зеландии.

А. ПАБСТ

Лит.: М, *III/1*, 237.

ХАТЧИНСОНИТ — $(PbTl)_2As_5S_9$, ромб. М, *I*, 519.

ХАУИИТ — $Na(Fe, Mn)_{10}(Fe, Al)_2Si_{12}O_{31}(OH)_{13}$, трикл. Am. Min., *59*, 86.

ХЁГБОМИТ. Оксид магния, алюминия, железа и титана. Назван в честь шведского профессора университета Упсалы А. Г. Хёгбома.

Состав. $Mg(Al, Fe, Ti)_4O_7$.

Свойства. Гекс. Массивные агрегаты черного цвета с металлическим блеском.

Распространение. Найден в железных рудах в районе Пикскиля (штат Нью-Йорк, США) и в Лапландии (Швеция).

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: М, *II/3*, 112.

ХЕГГИТ — $V_2O_2(OH)_3$, мон. Am. Min., *45*, 1144; *65*, 210; М, *II/3*, 604.

ХЕДЛИИТ — Bi_7Te_3, триг. Am. Min., *48*, 435; Min. Abst., *27*, 336; М, *I*, 568.

ХЕЙВИИТ — $Ca(UO_2)_2Si_6O_{15} \cdot 5H_2O$, мон. Am. Min., *44*, 839; ЗВМО, *90*, 110.

ХЕЙДОРНИТ — $Na_2Ca_3B_5O_8(SO_4)_2Cl(OH)_2$, мон. Am. Min., *42*, 120; ЗВМО, *86*, 377.

ХЕЙИТ — $Pb_5Fe_2(VO_4)_2O_4$, мон. Am. Min., *59*, 382; Min. Mag., *39*, 65; ЗВМО, *103*, 361.

ХЕЙКОКИТ — $Cu_4Fe_5S_8$, ромб. Am. Min., *57*, 689; ЗВМО, *102*, 439.

ХЕЙНРИЧИТ (гр. *отенита*) — $Ba(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10 \div 12H_2O$, тетр. Am. Min., *43*, 1134; ЗВМО, *89*, 71.

ХЕЙРОВСКИИТ — $Pb_{10}AgBi_5S_{18}$, ромб. Am. Min., *62*, 397; ЗВМО, *102*, 441.

ХЕЛИМОНДИТ — $Pb_2UO_2(AsO_4)_2$, трикл. Am. Min., *50*, 1143; ЗВМО, *96*, 73.

ХЕЛЛИЭРИТ — $NiCO_3 \cdot 6H_2O$. Am. Min., *44*, 533; ЗВМО, *89*, 67.

ХЕЛЬМУТВИНКЛЕРИТ — $PbZn_2(AsO_4)_2 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *65*, 1067; Min. Mag., *43*, 1061; ЗВМО, *111*, 707.

ХЕМУСИТ — Cu_6SnMoS_8, куб. Am. Min., *55*, 1847; ЗВМО, *102*, 440.

ХЕНДЕРСОНИТ — $Ca_2V^{4+}V_8^{5+}O_{24} \cdot 8H_2O$, ромб. Am. Min., *47*, 1252; ЗВМО, *92*, 572.

ХЕНДРИКСИТ (гр. *слюд*) — $K(Zn, Mn)_3(Si_3Al)O_{10} \cdot (OH)_2$, мон. Am. Min., *51*, 1107; ЗВМО, *97*, 77.

ХЕРЛБУТИТ — $CaBe_2(PO_4)_2$, ромб. Am. Min., *37*, 931.

ХИАСТОЛИТ — разновидность *андалузита*.

ХИБИНСКИТ — $K_2ZrSi_2O_7$, мон. Am. Min., *59*, 1140; *60*, 340; ЗВМО, *103*, 621.

ХИЗЛЕВУДИТ — Ni_3S_2, триг. Am. Min., *62*, 341; М, *I*, 178. См. также: *Минералы метеоритов; Термометрия геологическая*.

ХИЛГАРДИТ — $Ca_2(B_5O_9)Cl \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 187; Min. Abst., *30*, 219.

ХИОЛИТ — $Na_5Al_3F_{14}$, тетр. М, *II/1*, 67. См. также: *Минералы пегматитов*.

ХЛОПИНИТ = *Самарскит*. Am. Min., *57*, 329.

ХЛОРАЛЮМИНИТ — $AlCl_3 \cdot 6H_2O$, триг. М, *II/1*, 220.

ХЛОРАПАТИТ (гр. *апатита*) — $Ca_5(PO_4)_3Cl$, мон. Can. Min., *10*, 252; Дэна, *II/2*, 297. См. также: *Минералогия почв; Минералы метеоритов*.

ХЛОРАРГИРИТ. Хлорид серебра. Название дано Вейсбахом в 1875 г. по составу. Ион хлора может замещаться ионом брома (при $Br > Cl$ — *бромаргирит*).
Состав. $4[AgCl]$; Ag 73,3, Cl 24,7 %.
Свойства. Куб., *Fm3m*. Обычно массивные восковидные агрегаты или в виде пластинок и корочек. Тв. 2—3. Пл. 5,5. Режется ножом. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет жемчужно-серый до бесцветного, но на свету темнеет до фиолетового.
Распространение. Гипергенный минерал, встречающийся только в зоне обогащения серебряных жил. Ассоциирует с другими минералами серебра, *самородным серебром, церусситом, аргентитом, пруститом, прустаргиритом*, лимонитом и *пироморфитом*. Крупные месторождения известны в Брокен-Хилле (штат Новый Южный Уэльс, Австралия), в пустыне Атакама (Чили), в Потоси (Боливия).
Применение. Руда серебра.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Железная шляпа*.
Лит.: М, *II/1*, 136.

ХЛОРАРСЕНИАН = *Аллактит*. Am. Min., *58*, 562.

ХЛОРИТА ГРУППА — *брунсвигит, гровесит, диабантит, донбассит, клинохлор, кукеит, манандонит, нимит, ортошамозит, пеннин, рипидолит, судоит, тюрингит, шамозит* и *шериданит*. См. также: *Диагенетические минералы; Жильные минералы; Минералогия формации Грин-Ривер; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Ортопироксены; Плеохроичные дворики; Породообразующие минералы; Слоистые силикаты; Топотаксия*.

ХЛОРИТОИД. Гидроксилалюмосиликат закисного железа и магния. Название дано Розе в 1837 г. по внешнему сходству с *хлоритом*.
Состав. $4[(Fe^{2+}, Mg)_2Al_4Si_2O_{10}(OH)_4]$.
Распространение. Впервые хлоритоид описан из Косого брода на Урале. Известен также в районе Измир (Турция), в Тироле (Австрия), в Сан-Марчеле (область Пьемонт, Италия), в департаментах Арденны и Морбиан (Франция), в Люксембурге, в Бельгии, на Шетландских о-вах (Великобритания), в Натике, Род-Айленде и в районе Мичиган-Лейк (штат Мичиган, США), в провинции Квебек, вблизи Шибугамо (Канада).

Р. КАМЕРОН

См. также: *Породообразующие минералы*.
Лит.: М, *II/1*, 481.

ХЛОРМАНАССЕИТ — $(Mg, Fe^{2+})_5Al_3(OH)_{16}(Cl, OH, 0{,}5CO_3)_3$, гекс. Min. Abst., *31*, 226; Min. Mag., *43*, 1059.

ХЛОРМАНГАНОКАЛИТ — K_4MnCl_6, триг. Min. Mag., *14*, 397; М, *II/1*, 212.

ХЛОРОКАЛЬЦИТ — $KCaCl_3$. М, *II/1*, 263. См. также: *Минеральные соли*.

ХЛОРОКСИФИТ — $Pb_3CuCl_2O_2(OH)_2$, мон. Min. Mag., *43*, 901.

ХЛОРОМАГНЕЗИТ — $MgCl_2$, триг. М, *II/1*, 205.

ХЛОРОТИЛ — $(Cu, Fe)Cu_6(OH)_6(AsO_4)_3 \cdot 3H_2O$, гекс. RRW, 128.

ХЛОРОТИОНИТ — $K_2Cu(SO_4)Cl_2$, ромб. Дэна, *II/1*, 645.

ХЛОРФЕНИЦИТ — $Mn_3Zn_2(AsO_4)(OH)_7$, мон. Am. Min., *53*, 1110; Дэна, *II/2*, 179.

ХОДРУШИТ — $Pb_2Cu_8Bi_{10}S_{22}$, мон. Am. Min., *56*, 633; ЗВМО, *100*, 80.

ХОЛДЕНИТ — $Mn_6(OH)_8Zn_3(AsO_4)_2(SiO_4)$, ромб. Дэна, *II/2*, 175; Am. Min., *62*, 513.

ХОЛИНГУОРТИТ — $(Rh, Pt, Pd)(As, S)_2$, куб. Am. Min., *50*, 1068; ЗВМО, *96*, 68.

ХОЛМКВИСТИТ (гр. *амфиболов*) — $Li_2Mg_3Al_2(Si_4 \cdot O_{11})_2(OH)_2$, ромб. Am. Min., *63*, 1030; М, *III/3*, 296. См. также: *Минералы пегматитов*.

ХОЛОАЛИТ — $CuPb(TeO_3)_2 \cdot H_2O$, куб. Min. Mag., *44*, 55.

ХОЛТЕДАЛИТ — $Mg_2(PO_4)(OH)$, ромб. Min. Mag., *65*, 809; ЗВМО, *111*, 234.

ХОЛТИТ — $(Al, Sb, Ta)_7(B, Si)_4O_{18}$ (?), ромб. Am. Min., *57*, 1556; Min. Mag., *38*, 21; ЗВМО, *101*, 285.

ХОНДРОДИТ. Гидроксилсиликат магния, содержащий фтор, гр. *гумита*. Название дано Д'Оссоном в 1817 г. и происходит от греческого слова «зерно» (указывает на нахождение минерала в виде обособленных зерен).

Состав. $2[Mg_5(SiO_4)_2(F, OH)_2]$; может содержать Fe^{2+}; отношение F/OH обычно 1 : 1.
Свойства. Мон. Как правило, в зернах, но может встречаться в виде массивных агрегатов. Тв. 6. Пл. 3,1—3,2. Блеск стеклянный до жирного. Полупрозрачный. Цвет желтый до красного.
Распространение. Чаще всего встречается в докембрийских доломитовых мраморах в ассоциации с *флогопитом*, *шпинелью*, *пирротином* и *графитом*.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Минералогия Луны; Минералы оптически одноосные и двуосные.*
Лит.: М, *III/1*, 304.

ХОНЕССИТ — сульфат Fe и Ni. Am. Min. *44*, 995.

ХОНКВИИТ — TiO, куб. Am. Min., *61*, 184; ЗВМО, *106*, 75.

ХОУКИТ — $(Mg, Mn)_{24}Zn_{18}Fe_3^{3+}(SO_4)_4(CO_3)_2(OH)_{81}$ (?), гекс. Am. Min., *65*, 192; Min. Mag., *43*, 1060.

ХОУЛИИТ — CdS, куб. Am. Min., *40*, 55; М, *1*, 202

ХРИЗОБЕРИЛЛ. Оксид бериллия и алюминия. Название дано Вернером в 1790 г.; оно означает «золотистый берилл».
Состав. $BeAl_2O_4$.
Свойства. Ромб., *Pmnb*. На гранях штриховка. Обычно сдвойникован. Тв. 8.5. Пл. 3,65—3,80. Блеск стеклянный. Окрашен в различные оттенки зеленого, коричневого, желтого или красного цвета (александритом называется разновидность изумрудно-зеленого цвета при дневном и красного при искусственном освещении; кошачий глаз — цимофан обладает опалесцирующим блеском, переливчатостью).
Распространение. Редкий минерал, встречается в гранитах, гранитных пегматитах и слюдяных сланцах. Камни ювелирного качества в основном встречаются в аллювиальных отложениях в Шри-Ланке и Бразилии.
Применение. Драгоценный камень.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также; *Геммология*; *Жад*; *Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов.*
Лит.: М, *II/3*, 118.

ХРИЗОКОЛЛА. Водный силикат меди. Название дано Теофрастом около 315 г. до н. э. и происходит от греческих слов «золото» и «клей»; так называлось похожее вещество, применявшееся для пайки золота.
Состав. $(CuAl)_2H_2Si_2O_5(OH)_4 \cdot nH_2O$.
Свойства. Мон. Скрытокристаллический или аморфный. Обычно плотные массивные агрегаты. Тв. 2—4. Пл. 2,0—2,4. Блеск стеклянный до матового. Излом раковистый. Цвет голубой, голубовато-зеленый до зеленого, в случае загрязнения может быть черным или коричневым.
Распространение. Вторичный минерал в зоне окисления месторождений меди, где встречается в ассоциации с *азуритом*, *малахитом*, *купритом*, *самородной медью* и другими минералами меди.
Применение. Второстепенная медная руда, декоративный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Желевная шляпа.*
Лит.: М, *III/2*, 77.

ХРИЗОЛИТ — см. *Оливина группа*. См. также: *Геммология.*

ХРИЗОПРАЗ — зеленая разновидность халцедона. См. также: *Геммология.*

ХРИЗОТИЛ. Гидроксилсиликат магния, гр. *серпентина*. Название дано от греч. chrysos — золото (по цвету).
Состав. $2[Mg_3Si_2O_5(OH)_4]$.
Свойства. Мон. (*клинохризотил*) или ромб. (*ортохризотил* и *парахризотил*). В виде гибких волокон. Тв. 2,5. Пл. 2,55. Цвет желтый, белый или зеленый, иногда серый.
Распространение. Снарнум (Норвегия), Корнуолл (Великобритания), Тейфорд-Майнс (округ Мегантик, провинция Квебек, Канада), округ Моррис (штат Нью-Джерси), округ Гила (штат Аризона), округа Путнам, Сент-Лоуренс и Орандж (штат Нью-Йорк) и вблизи Истона (штат Пенсильвания).
Применение. Главный асбестовый минерал.

К. ФРЕЙ

См. также: *Асбест*; *Минералогия почв*; *Минеральные пигменты и наполнители.*
Лит.: ДХЗ, *3*, 198.

ХРОМАТИТ — $CaCrO_4$, тетр. Am. Min., *49*, 439.

ХРОМИНИТ = *Феникохроит*. Min. Mag., *43*, 1054.

ХРОМИТ. Любой минерал из гр. *шпинели* с составом $(Mg, Fe^{2+})(Cr, Al, Fe^{3+})_2O_4$. Обычно *хромиту* придается состав $FeCr_2O_4$, который, строго говоря, относится к крайнему члену ряда хромитов (*феррохромиту*), обнаруженному только в метеоритах. Название происходит от Cr, обычно являющегося преобладающим элементом. Использовались и другие, не вполне определенные названия, такие как пикотит и березовит. Стивенс в 1944 г. предложил номенклатурную систему, основанную на составе.
Состав. Содержание элементов неизмененного *хромита* варьирует в следующих пределах, вес. %: Cr_2O_3 2—50, MgO 5—18, Fe 10—40 (в пересчете на FeO); второстепенными составляющими являются TiO_2, MnO, NiO, V_2O_3, ZnO. Для большинства измененных *хромитов* характерно обогащение Fe и в меньшей степени — Cr. В первичном *хромите* структуры распада крайне редки или вообще отсутствуют, но обычны для некоторых высокометаморфизованных *хромитов*.
Свойства. Куб., *Fd3m*. Кристаллы октаэдрические, редко додекаэдрические. Тв. 5,5—7,5. Пл. 3,9—4,8. Цвет черный. Черта от темно- до светло-коричневой. В шлифах непрозрачный или темно-вишнево-красный до светло-коричневого. Спайность отсутствует. Слабо- или умеренно-магнитный.
Распространение. *Хромит* встречается в качестве первичного акцессорного минерала в количестве до 5% в большинстве ультраосновных пород, в некоторых тесно связанных с ними анортозитовых породах или базальтах. Во всех месторождениях сегрегация *хромита* состоит из его кристаллов, одновременных с *оливином* в перидотите и с *оливином*, *пироксеном* и *плагиоклазом* в полевошпатовых и пироксенитовых частях перидотит-габбровых комплексов. В расслоенных комплексах, за исключением массивных руд, слои *хромита*, протягивающиеся на десятки километров при равномерной зернистости и постоянной мощности, сложены идиоморфными кристаллами размером менее 1 мм. В бушвелдском комплексе и в стратиформных комплексах типа Фискенессет-Ситтампунди основные хромитовые слои чередуются с пироксенитом, норитом, лейкогаббро и анортозитом. В офиолитовых комплексах *хромит* образует линзовидные залежи в дуните или переслаивается с дунитом в гарцбургите и верлите, иногда в трактолите. Кристаллы большей

частью субидиоморфные до ксеноморфных со средним размером 1—5 мм и до 5—6 см в массивных рудах. Обычной является нодулярная текстура с редкими орбикулами. Хромиты из расслоенных интрузий и линзовидных залежей резко различаются по следующим признакам. В первых из них взаимозамещаются Cr и Fe, а во вторых — Cr и Al. Нодулярная текстура, характерная для многих линзовидных залежей, не встречается в расслоенном типе. Масса линзовидных рудных тел может варьировать от нескольких килограммов до 1 000 000 т. Вследствие протяженности по простиранию и непрерывности месторождения расслоенных интрузий составляют около 99 % мировых ресурсов хрома. Основные запасы хрома сосредоточены в ЮАР, Зимбабве и СССР; запасы других стран — Албании, Филиппин, Турции, Индии, Финляндии, Бразилии, Мадагаскара и Ирана — сравнительно невелики.

Применение. Единственный промышленный источник хрома для металлургии, производства красок. Кроме того, *хромит* непосредственно применяется в качестве высокотемпературного огнеупорного материала.

Т. ТЕЙЕР

См. также: *Алмаз*; *Магнитные минералы*; *Метод паяльной трубки*; *Минералогия мантии*; *Минералы и самородные металлы черных песков*; *Минералы метеоритов*; *Минеральные ресурсы*; *Нерудные и рудные полезные ископаемые*; *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*; *Рудная микроскопия*; *Рудные минералы*.

Лит.: М, *II/3*, 81.

ХУАНХИТ — $BaCe(CO_3)_2F$, гекс. Am. Min., *48*, 1179; ЗВМО, *92*, 199.

ХУДОБАИТ — $(Na, K, Ca)(Mg, Zn, Mn)_2H(AsO_4)_2 \cdot 4H_2O$, (?), трикл. Am. Min., *45*, 1130; *62*, 599; ЗВМО, *90*, 102.

ХУМБЕРСТОНИТ — $K_3Na_7Mg_2(SO_4)_6(NO_3)_2 \cdot 6H_2O$, триг. Am. Min., *55*, 1518; ЗВМО, *98*, 326.

ХУНИИТ = *Иранит*. Am. Min., *61*, 186.

ХУНЧЖАОИТ — $Mg(H_2O)_5B_4O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$, трикл. Am. Min., *62*, 1135; *64*, 369; ЗВМО, *94*, 675.

ХЬЕЛЬМИТ = *Иттромикролит*. См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков*.

ХЬЮМАЛИТ — $Na_4MgV_{10}O_{28} \cdot 24H_2O$, трикл. Am. Min., *51*, 1; ЗВМО, *96*, 74.

ХЬЮЭТТИТ — $CaV_6O_{16} \cdot 9H_2O$, ромб. Am. Min., *44*, 322; Дэна, *II/2*, 513.

ХЮГЕЛИТ — $Pb_2(UO_2)_3(AsO_4)_2(OH)_4 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *47*, 418; Дэна, *II/2*, 223.

ЦВИЗЕЛИТ — $(Fe^{2+}, Mn)_2(PO_4)F$, мон. Дэна, *II/2*, 265. См. также: *Минералы пегматитов*.

ЦЕЗАРОЛИТ. Водный оксид свинца и марганца.

Состав. $PbMn_3O_7 \cdot H_2O$ или $PbMn_6O_{12} \cdot 2H_2O$; в *вудраффите* Pb замещен Zn, в *тодороките* — Ca.

Свойства. Тв. 5. Серо-стальные ячеистые массы.

Распространение. Встречается в Тунисе.

Д. СПЕЙДЕЛ

Лит.: Дэна, *II/1*, 322.

ЦЕЗИЙКУПЛЕТСКИТ (гр. *астрофиллита*) — $(Cs, K, Na)_3(Mn, Fe)_7(Ti, Nb)_2Si_8O_{24}(O, OH, F)_7$, трикл. Am. Min., *57*, 328; М, *III/1*, 656.

ЦЕЙЛОНИТ — разновидность *шпинели*.

ЦЕЙНЕРИТ (гр. *отенита*) — $Cu(UO_2)_2(AsO_4)_2 \cdot 10 \div 16H_2O$, тетр. Am. Min., *42*, 905; Дэна, *II/2*, 429.

ЦЕКТЦЕРИТ — $LiNa(Zr, Ti, HF)Si_6O_{15}$, ромб. Am. Min., *62*, 416; *63*, 304; М, *III/3*, 374.

ЦЕЛЕСТИН. Сульфат стронция. Название дано Вернером в 1799 г. от латинского слова «небесный» (за темно-голубой цвет первых описанных образцов). Между *баритом* и целестином существует непрерывный ряд твердых растворов.

Состав. $4[SrSO_4]$; SrO 56,4, SO_3 43,6 %.

Свойства. Ромб., *Pnma*. Встречается в радиально-волокнистых или зернистых агрегатах. Тв. 3—3,5. Пл. 3,95—3,97. Блеск стеклянный до перламутрового. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый или бесцветный, с голубым или красноватым оттенком.

Распространение. Встречается в виде вкрапленности в известняках и песчаниках либо как выполнение пустот в этих же породах, где ассоциирует с *кальцитом*, *доломитом*, *гипсом*, *галитом*, *серой* и *флюоритом*. Распространенный аутигенный минерал.

Применение. Для получения нитрата стронция для фейерверков, трассирующих пуль и для получения других солей стронция, используемых при рафинировании свекловичного сахара.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы*; *Минералогия формации Грин-Ривер*; *Минералы беспозвоночных и растений*; *Минералы оптически одноосные и двуосные*; *Минералы пещер*; *Нерудные и рудные полезные ископаемые*; *Огнеупорные (тугоплавкие) минералы*; *Породообразующие минералы*.

Лит.: Дэна, *II/2*, 429.

ЦЕЛЛЕРИТ — $Ca(UO_2)(CO_3)_2 \cdot 5H_2O$, ромб. Am. Min., *51*, 1567; ЗВМО, *97*, 71.

ЦЕЛЬЗИАН. Алюмосиликат бария из гр. *полевых шпатов*. Название дано Сьёгреном в 1895 г. в честь шведского натуралиста А. Цельзиуса.

Состав. $BaAl_2Si_2O_8$; Ba может замещаться K, Na и Ca; образует изоморфный ряд с калиевыми *полевыми шпатами*; диморфен с *парацельзианом*.

Свойства. Мон., $I2_1/c$. В виде сдвойникованных коротко-столбчатых или игольчатых кристаллов, обычны массивные агрегаты с выраженной спайностью. Тв. 6—6,5. Пл. 3,1—3,4. Цвет белый, желтый или бесцветный.

Распространение. Обычно встречается вместе с марганцевыми минералами. Основное местонахождение: Якобсберг (Швеция), префектура Татика (Япония), Брокен-Хилл (Австралия), Рив (Уэльс, Великобритания), Отджосонту (Намибия), Аляскинский хребет (США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 191.

ЦЕМАНИТ — $(Zn, Fe)_2(TeO_3)_3(Na_xH_{2-x})\cdot nH_2O$, гекс. Am. Min., *55*, 1448; Can. Min., *10*, 139; ЗВМО, *100*, 88.

ЦЕОЛИТОВ ГРУППА — *амицит, баррерит, бикитаит, брюстерит, вайракит, гармотом, гарронит, гейландит, гершелит, гмелинит, гоннардит, дакиардит, жисмондин, каулсит, клиноптилолит, левин, ломонтит, маццит, мезолит, мерлиноит, морденит, натролит, оффретит, паранатролит, паулингит, светлозарит, сколецит, стеллерит, стильбит, томсонит, уэллсит, феррьерит, филлипсит, фоязит, шабазит, эдингтонит, эпистильбит, эрионит, югаваралит.* См. также: *Аутигенные минералы; Диагенетические минералы; Жильные минералы; Классификация минералов: принципы; Минералогия почв; Наименование минералов; Синтетические минералы; Цеолиты.*

ЦЕОФИЛЛИТ — $Ca_4Si_3O_7(OH, F)_6$, трикл. Min. Mag., *31*, 726.

ЦЕРИАНИТ — $(Ce, Th)O_2$, куб. Am. Min., *40*, 560; ЗВМО, *85*, 375.

ЦЕРИОПИРОХЛОР (гр. *пирохлора*) — $(Ce, Ca, Na)_2\cdot(N, Ta, Ti)_2O_6(O, OH, F)$, куб. Am. Min., *62*, 405; M, *1b/3*, 168.

ЦЕРИТ. Гидроксилсиликат церия с кальцием. Название дано Гизингером и Берцелиусом в 1804 г. по содержанию в минерале церия, название которому было дано ими же по астероиду Церера.
Состав. $(Ce, Ca)_9(Mg, Fe)Si_7(O, OH, F)_{28}$ (?). Триг.
Распространение. Встречается на руднике Бастнес близ Риддархиттона (лен Вестманланд, Швеция).

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: M, *III/1*, 492.

ЦЕРОЛИТ — смесь *серпентина* и *стевенсита*. Am. Min., *50*, 2111.

ЦЕРОТУНГСТИТ — $CeW_2O_6(OH)_3$, мон. Am. Min., *57*, 1558; ЗВМО, *100*, 623.

ЦЕРОЧУХРОВИТ — $Ca_3(Ce, Y)Al_2(SO_4)F_{13}\cdot 10H_2O$, куб. Am. Min., *65*, 1065.

ЦЕРУЛЕИТ — $Cu_2Al_7(OH)_{13}(AsO_4)_4\cdot 11{,}5H_2O$, трикл. Am. Min., *62*, 598; Дэна, *II/2*, 355.

ЦЕРУЛЕОЛАКТИТ — $(Ca, Cu)Al_6(PO_4)_4(OH)_8\cdot 4\div 5H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 395.

ЦЕРУССИТ. Карбонат свинца из гр. *арагонита*. Название дано Тейдингером в 1845 г. от латинских слов «свинцовые белила».
Состав. $4[PbCO_3]$; PbO 83,5, CO_3 16,5 %; в небольших количествах может содержаться серебро.
Свойства. Ромб., *Pmcn*. В виде сдвойникованных кристаллов, а также волокнистых, зернистых, плотных и землистых агрегатов. Тв. 3—3,5. Пл. 6,55. Блеск алмазный. Прозрачный до полупрозрачного. Цвет белый, серый или бесцветный.
Распространение. Образуется в виде гипергенных руд при воздействии карбонатных вод на *галенит* в верхней зоне свинцовых жил, ассоциирует с *галенитом, сфалеритом, англезитом, пироморфитом, смитсонитом* и *лимонитом*; в редких случаях как аутигенный минерал.
Применение. Важная руда свинца.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Аутигенные минералы; Железная шляпа; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Рудные минералы.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 242.

ЦЗИСЯНИТ — $Pb(W, Fe)_2(O, OH)_7$, куб. Am. Min., *64*, 1330; Min. Mag., *43*, 1062.

ЦИАНОТРИХИТ — $Cu_4Al_2(SO_4)(OH)_{12}\cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *44*, 839; Min. Abst., *27*, 279; Дэна, *II/1*, 682.

ЦИАНОХРОИТ — $K_2Cu(SO_4)_2\cdot 6H_2O$, мон. Дэна, *II/1*, 537.

ЦИЗИТ — β-$Cu_2V_2O_7$, мон. Am. Min., *65*, 1146; ЗВМО, *111*, 702.

ЦИКЛОВОЛЛАСТОНИТ — $CaSiO_3$, трикл. Am. Min., *58*, 560; ЗВМО, *103*, 365.

ЦИЛИНДРИТ — $Pb_3FeSn_4Sb_2S_{14}$, трикл. Min. Abst., *27*, 301; M, *1*, 514.

ЦИНАЛЬСИТ = *Фрепонтит* (?) — $Zn_7Al_4(SiO_4)_6\cdot(OH)_2\cdot 9H_2O$ (?), мон. (?). Am. Min., *44*, 208; ЗВМО, *87*, 487.

ЦИНК — Zn, гекс. Can. Min., *6*, 692; Min. Abst., *18*, 200; M, *1*, 57. См. также: *Самородные элементы и сплавы.*

ЦИНКАЛЮМИНИТ — $Zn_6Al_6(SO_4)_2(OH)_{26}\cdot 5H_2O$, гекс. (?).

ЦИНКЕНИТ — $PbSb_4S_7$, гекс. Min. Abst., *29*, 401; M, *1*, 502. См. также: *Рудная микроскопия.*

ЦИНКИТ. Оксид цинка. Название дано по составу.
Состав. ZnO.
Свойства. Гекс., *C6mc*. Структура *вюртцита*. Обычно листоватые сплошные агрегаты. Тв. 4. Пл. 5,7. Цвет темно-красный. Черта оранжево-желтая.
Распространение. Найден в районе Франклина (штат Нью-Джерси, США). Встречается вместе с *франклинитом, виллемитом* и *смитсонитом.*

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Выращивание кристаллов; Рудная микроскопия.*
Лит.: Дэна, *II/1*, 25.

ЦИНКМЕЛАНТЕРИТ — $(Zn, Cu, Fe)SO_4\cdot 7H_2O$, мон.

ЦИНКОБОТРИОГЕН — $(Zn, Mg, Mn)Fe^{3+}(SO_4)_2(OH)\cdot 7H_2O$, мон. Am. Min., *49*, 1776; ЗВМО, *94*, 676.

ЦИНКОВАЯ ОБМАНКА = *Сфалерит.*

ЦИНКОКОПИАПИТ — $ZnFe_4^{3+}(SO_4)_6(OH)_2\cdot 18H_2O$, трикл. Am. Min., *49*, 1777; ЗВМО, *94*, 677.

ЦИНКРОЗАЗИТ — $(Zn, Cu)_2(CO_3)(OH)_2$, мон. Am. Min., *49*, 1323; ЗВМО, *90*, 96.

ЦИНКСИЛИТ — $Zn_3Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$, мон. (?). Am. Min., *46*, 241.

ЦИНК-ЦИППЕИТ — $Zn_2(UO_2)_6(SO_4)_3(OH)_{10} \cdot 16H_2O$, ромб. Can. Min., *14*, 429; Min. Mag., *43*, 1069; Дэна, *II/1*, 706.

ЦИННВАЛЬДИТ. Минерал гр. *слюд*. Название дано по месту находки в Циннвальде (Чехословакия).

Состав. $K_2(LiFe^{2+}Al)_2(AlSi_3)_2O_{20}(F, CH)_4$.

Свойства. Мон. Базальная спайность. Тв. 2,5—4. Пл. 2,90—3,02. Цвет бледно-фиолетовый, желтоватый или серовато-коричневый.

Распространение. Встречается в гранитах и пегматитах совместно с *касситеритом*, *топазом*, *лепидолитом*, *сподуменом*, *бериллом*, *турмалином* и *монацитом*.

К. ФРЕЙ

См. также: *Минералогия почв; Минералы пегматитов; Слоистые силикаты.*

Лит.: ДХЗ, 111—113.

ЦИППЕИТ — $K_4(UO_2)_6(SO_4)_3(OH)_{10} \cdot 16H_2O$. Can. Min., *14*, 429; USGS Bull., *1064*, 141; Дэна, *II/1*, 706.

ЦИРИЛОВИТ — $NaFe_3^{3+}(PO_4)_2(OH)_4 \cdot 2H_2O$, тетр. Am. Min., *42*, 586; Min. Abst., *28*, 230. См. также: *Минералы пегматитов.*

ЦИРКЕЛИТ — $(Ca, Th, TR)Zr(Ti, Nb, Fe)_2O_7$, мон. Am. Min., *60*, 341; *62*, 408; M, *II/3*, 182.

ЦИРКЛЕРИТ — $(Fe, Mg)_9Al_4Cl_{18}(OH)_{12} \cdot 14H_2O$ (?), триг. Дэна, *I/2*, 317.

ЦИРКОН. Силикат циркония. Название дано в 1783 г. А. Вернером.

Состав. $ZrSiO_4$; некоторое количество Zr может замещаться Hf и Th.

Свойства. Тетр., $I4_1/amd$. Тв. 7,5. Пл. 4,68—4,70. Блеск алмазный. Бесцветный, иногда бледно-желтый, желтовато-зеленый и др. Чаще всего образует мелкие призматические кристаллы, иногда сильно измененные. Спайность неотчетливая. Одноосный; оптически положительный; высокое двупреломление; $n = 1{,}923 \div 1{,}960$. Многие цирконы метамиктны, оптически изотропны и имеют гораздо меньшую плотность (около 4,0). Ювелирные разновидности: гиацинт — красноватый, полупрозрачный; жаргон — бесцветный или дымчатый.

Распространение. Один из наиболее часто встречающихся акцессорных минералов в гранитоидах и магматических породах среднего состава, а также в крупных кристаллах в пегматитах. Обычно приурочен к россыпям, где ассоциирует с другими тяжелыми, устойчивыми минералами. Встречается совместно с *апатитом*, *титанитом* и *магнетитом*.

А. ПАБСТ

См. также: *Габитус минералов; Геммология; Классификация минералов: принципы; Кристаллография морфологическая; Метамиктное состояние; Минералогия Луны; Минералогия почв; Минералы и самородные металлы черных песков; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Нерудные и рудные полезные ископаемые; Окраска минералов; Плеохроичные дворики; Россыпные месторождения.*

Лит.: M, *III/1*, 98.

ЦИРКОНОЛИТ = *Циркелит*. Am. Min., *60*, 341 M, *II/3*, 182.

ЦИРКОСУЛЬФАТ — $Zr(SO_4)_2 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *51*, 529; ЗВМО, *95*, 317.

ЦИРКОФИЛЛИТ (гр. *астрофиллита*) — $(K, Na, Ca)_3(Mn, Fe^{3+})_7(Zr, Nb)_2Si_8O_{27}(OH, F)_4$, трикл. Am. Min., *58*, 967; ЗВМО, *94*, 454.

ЦИРСИНАЛИТ — $Na_8(Ca, Mn, Fe)ZrSi_6O_{18}$, триг. Am. Min., *60*, 489; M, *III/2*, 204.

ЦИРТОЛИТ — разновидность *циркона*. M, *III/1*, 116. См. также: *Минералы и самородные металлы черных песков.*

ЦИТРИН — разновидность *кварца*.

ЦОИЗИТ. Гидроксилсиликат кальция и алюминия, гр. *эпидота*. Название дано в честь барона фон Цоиза, от которого Вернер получил первый образец этого минерала.

Состав. $Ca_2Al_3(Si_2O_7)(SiO_4)O(OH)$; CaO 25—26, Al_2O_3 32—35, SiO_2 37—39, H_2O 1—2 вес. %; небольшие количества Ca могут замещаться Mn с образованием розовой разновидности — тулита; Al может замещаться Fe^{3+}.

Свойства. Ромб., *Pnmc*. Тв. 6,0. Пл. 3,2—3,4. Блеск стеклянный. Цвет серый или зеленовато-коричневый. Часто игольчатые кристаллы удлиненные по оси *b*. Спайность совершенная по {100}, несовершенная по {001}. Черта белая. $n_p = 1{,}685 \div 1{,}705$, $n_m = 1{,}688 \div 1{,}710$, $n_g = 1{,}697 \div 1{,}725$; $2V_\alpha = 0 \div 60°$; прямое погасание. Может проявлять аномальную голубую интерференционную окраску. Плоскость оптических осей параллельна (100) в α-цоизитах и параллельна (010) в β-цоизитах, которые часто представляют собой железистые разновидности. Тулит плеохроирует, α — бледно-розовый, β — почти бесцветный, γ — бледно-желтый.

Распространение. Встречается в регионально-метаморфизованных породах умеренных степеней метаморфизма, особенно в пелитовых известковистых песчаниках и известковистых глинистых сланцах. Устанавливается в контактовых слабометаморфизованных карбонатных породах и в регионально-метаморфизованных породах основного состава; изредка как первичный минерал в роговообманковых эклогитах и в гидротермально измененных (соссюритизированных) кальциевых плагиоклазитах. Ассоциирует с *кальцитом*, *серицитом*, *альбитом*, *пренитом*, *амфиболом* и др.

Применение. Известны редкие находки чистых прозрачных кристаллов голубого цвета, представляющих ценность как ювелирный камень.

Р. ХАУИ

См. также: *Геммология; Жильные минералы; Эпидота группа.*

Лит.: M, *III/1*, 709; ДХЗ, *1*, 216.

ЦУМКОРИТ — $PbZnFe_2^{3+}(AsO_4)_2 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *57*, 1558.

ЦУМОИТ — BiTe, триг. Am. Min., *63*, 1162; Min. Mag., *43*, 1068.

Ч, Ш, Щ

ЧАНГБАИТ — $PbNb_2O_6$, триг. Am. Min., *64*, 242; Min. Abst., *29*, 481.

ЧАОИТ — C, гекс. Am. Min., *54*, 326; Science, *161*, 362; ЗВМО, *100*, 614. См. также: *Аллотропия; Самородные элементы и сплавы.*

ЧАПМАНИТ — $SbFe_2(SiO_4)_2(OH)$, мон. Am. Min., *49*, 1499; Min. Abst., *28*, 197; М, *III/1*, 503.

ЧАРОИТ — $(K, Ba, Sr)(Ca, Na)_2Si_4O_{10}(OH, F)\cdot H_2O$, мон. (?). Am. Min., *63*, 1282; Min. Abst., *29*, 481; М, *III/3*, 378.

ЧЕВКИНИТ — $(Ce, La)_2Ti_2O_4(Si_2O_7)$, мон. Am. Min., *53*, 1558; *63*, 499; М, *III/1*, 784. См. также: *Минералы пегматитов.*

ЧЕЛКАРИТ — $CaMgB_2O_4Cl_2\cdot 7H_2O$ (?), ромб. Am. Min., *56*, 1122; Min. Abst., *27*, 80; ЗВМО, *100*, 86.

ЧЕМБЕРСИТ — $Mn_3B_7O_{13}Cl$, ромб. Am. Min., *47*, 665; Min. Abst., *28*, 287; ЗВМО, *92*, 204.

ЧЕРАЛИТ (гр. *монацита*) — $(Ca, Ce, Th)(P, Si)O_4$, мон. Am. Min., *52*, 13; Min. Mag., *43*, 885; ДХЗ, *5*, 377.

ЧЕРМАКИТ (гр. *амфиболов*) — $Ca_2(Mg, Fe^{2+})_3(Al, Fe^{3+})_2(Al_2Si_6)O_{22}(OH, F)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1032; М, *III/3*, 146.

ЧЕРМИГИТ — аммониевые квасцы. См. также: *Выращивание кристаллов.*

ЧЕРНИИТ — $Cu_2(Cd, Zn)SnS_4$, тетр. Can. Min., *16*, 139; ЗВМО, *100*, 216.

ЧЕРНОВИТ — $YAsO_4$, тетр. Am. Min., *53*, 1777; Min. Abst., *28*, 208; ЗВМО, *97*, 616.

ЧЕРНЫХИТ (гр. *слюд*) — $(Ba, Na)(V, Al)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$, мон. Am. Min., *58*, 966; ЗВМО, *102*, 455.

ЧЁРЧИТ (ВЕЙНШЕНКИТ) — $YPO_4\cdot 2H_2O$, Am. Min., *29*, 92; *39*, 851; Дэна, *II/2*, 173.

ЧЕСТЕРИТ — $(Mg, Fe)_{17}Si_{20}O_{54}(OH)_6$, ромб. Am. Min., *63*, 1000; Min. Abst., *29*, 341; ЗВМО, *110*, 233.

ЧИКЛОВАИТ — $Bi_2Te(S, Se)_2$ (?), триг. Am. Min., *35*, 333; М *I*, 578.

ЧИЛИЙСКАЯ СЕЛИТРА = *Нитратин.* Min. Mag., *43*, 1053.

ЧИЛИЙСКИЙ ЛЁВЕИТ = *Хумберстонит.* Am. Min., *55*, 1518; Дэна, *II/1*, 529.

ЧИЛЬДРЕНИТ. Водный фосфат железа и алюминия. Название дано в 1823 г. в честь английского минералога Дж. Чилдрена.

Состав. $8[Fe^{2+}Al(PO_4)(OH)_2\cdot H_2O]$; Fe^{2+} может замещаться Mn^{2+} (при $Mn > Fe$ переходит в *эосфорит*).

Свойства. Ромб., *Bba*2. Кристаллы изометрические, пирамидальные, призматические или таблитчатые. Тв. 5. Пл. 3,2. Блеск стеклянный до жирного. Цвет желтокоричневый до коричневого.

Распространение. В пегматитах или в жилах.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/1*, 529.

ЧКАЛОВИТ — $Na_2BeSi_2O_6$, ромб. Am. Min., *25*, 380; Min. Abst., *28*, 140.

ЧУХРОВИТ — $Ca_3(Y, Ce)Al_2(SO_4)F_{13}\cdot 10H_2O$, куб. Am. Min., *66*, 932; М, *II/1*, 107.

ШАБАЗИТ. Водный алюмосиликат кальция из гр. *цеолитов.* Название впервые дал Боск д'Антик в 1788 г. от греческого слова «хабазиос» — древнего названия камня.

Состав. $2[Ca(Al_2Si_4O_{12})]\cdot 6H_2O$; SiO_2 47,5, Al_2O_3 20,2, CaO 10,9, H_2O 21,4 вес. %.

Свойства. Триг., $R\bar{3}m$; $a = 13{,}8$ Å, $c = 15{,}0$ Å. Тв. 4,5. Пл. 2,05—2,10. Блеск стеклянный. Бесцветный или белый, желтоватый, зеленоватый, красноватый. Прозрачный до полупрозрачного. Габитус кристаллов ромбоэдрический (псевдокубический). Спайность несовершенная по $\{10\bar{1}1\}$. Двойникование по {0001} (двойники прорастания) и по $\{10\bar{1}1\}$. Оптические свойства: $n_e = 1{,}470$ (минимальный), $n_o = 1{,}494$ (максимальный); двупреломление 0,002—0,005; одноосный отрицательный. Существенно замещение (Na, K)Si ≥ ≥ Ca, Al и Ca ≥ Na_2 ≥ K_2; в небольших количествах Ca может замещаться Sr. Дегидратация происходит постепенно, максимальная потеря H_2O 22 %; регидратация хорошая. Минимальный диаметр каналов в алюмосиликатном каркасе 3,9 Å; структура обладает свойствами молекулярного сита. Катионы могут замещаться Li, Na, K, Pb, Cs, NH_4, Ag, Ca, Sr, Ba и Pb. Разлагается в HCl.

Распространение. В пустотах базальтов и андезитов, в ассоциации с *гейландитом*, *стильбитом*, *филлипситом* и другими *цеолитами;* в пустотах третичных базальтов Исландии как верхняя шабазит-томсонитовая зона; в гидротермальных жилах в гнейсах; продукт замещения кремнеземистого стекловатого пепла в отложениях щелочных соляных озер; в цементе пелагонитовых туфов в ассоциации с *филлипситом* и другими *цеолитами*, которые образуются при реакции базальтового стекла с просачивающимися водами; на стенах древнеримских бань в районе восходящих горячих источников Пломбьера (максимальная температура 70 °C) вместе с *филлипситом*; вероятно, в качестве первичного минерала в основной массе щелочного базальта на юго-востоке Калифорнии.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Аутигенные минералы; Цеолиты.*

ШАБУРНЕИТ — $(Tl, Pb)_5(Sb, As)_{21}S_{34}$, трикл. Am. Min., *64*, 242; Min. Mag., *43*, 1059; ЗВМО, *110*, 217.

ШАДЛУНИТ (гр. *пентландита*) — $(Fe, Cu)_8(Pb, Cd)S_8$, куб. Am. Min., *58*, 1114; ЗВМО, *103*, 355.

ШАЙРЕРИТ — $Na_{21}(SO_4)_7F_6Cl$, триг. Am. Min., *56*, 174; Дэна, *II/1*, 645. См. также: *Минеральные соли; Поликристалл.*

ШАЛЛАНТИТ — $6Fe_2(SO_4)_3 \cdot Fe_2O_3 \cdot 63H_2O$. Am. Min., *60*, 736; Min. Abst., *27*, 257; ЗВМО, *101*, 78.

ШАЛЛЕРИТ — $(Mn, Fe^{2+})_8Si_6As(O, OH, Cl)_{26}$. RRW, 542.

ШАМОЗИТ. Гидроксилалюмосиликат железа и магния. Название дано Бертье в 1820 г. по месту находки в Шамозоне (близ Сен-Мориса, кантон Вале, Швейцария). Принадлежит к гр. *хлорита*. Известны две различные полиморфные модификации — мон. и ромб., последняя именуется *ортошамозитом*.

Состав. $2[(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+})_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH, O)_8]$.

Распространение. В различных районах Швейцарии в известняках; редко как диагенетический минерал.

Применение. Важная составляющая европейских оолитовых железных руд.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Диагенетические минералы; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Хлорита группа.*

Лит.: ДХЗ, *3*, 191.

ШАНДИТ — $Ni_3Pb_2S_2$, триг. Am. Min., *35*, 425; Min. Abst., *30*, 19; М, *I*, 448.

ШАНТАЛИТ — $CaAl_2SiO_4(OH)_4$, тетр. Am. Min., *63*, 1282; Min. Abst., *29*, 341; ЗВМО, *110*, 237.

ШАРПИТ — $(UO_2)CO_3 \cdot H_2O$ (?), ромб. (?). Am. Min., *24*, 658; USGS Bull., *1064*, 106; Дэна, *II/1*, 327.

ШАТТУКИТ — $Cu_5(SiO_3)_4(OH)_2$, ромб. Am. Min., *62*, 491; Science, *154*, 506; М, *III/2*, 447.

ШАУРТЕИТ — $Ca_3Ge(SO_4)_2(OH)_6 \cdot 3H_2O$, гекс. Am. Min., *53*, 507; ЗВМО, *97*, 72.

ШАФАРЦИКИТ — $FeSb_2O_4$, тетр. Am. Min., *37*, 136; Min. Abst., *27*, 300; М, *II/3*, 269.

ШАХНЕРИТ — $Ag_{1,1}Hg_{0,9}$, гекс. Am. Min., *58*, 347; ЗВМО, *102*, 437.

ШВАРЦЕМБЕРГИТ — $Pb_6(IO_3)_2Cl_4O_2(OH)_2$, ромб. Дэна, *II/1*, 375.

ШВАТЦИТ, ШВАЦИТ — ртутьсодержащий *тетраэдрит*.

ШЁГРЕНИТ — $Mg_6Fe_2^{3+}(OH)_{16}(CO)_3 \cdot 4H_2O$, гекс. М, *II/3*, 481.

ШЕЕЛИТ. Вольфрамат кальция. Название дано в 1800 г. Карстеном в честь шведского химика К. Шееле, который в 1781 г. установил присутствие оксида вольфрама в этом минерале. Название преобразовано до современного вида Леонхардом в 1821 г.

Состав. $CaWO_4$; W замещается Mo (*повеллит*); небольшая примесь Nb и Ta; Ca замещается TR.

Свойства. Тетр., $I4_1/a$. Обычно октаэдрические кристаллы, а также сплошные массы или со столбчатой отдельностью. Спайность по призме {101}. Тв. 4,5—5. Пл. 5,9—6,1. Блеск алмазный или жирный. Полупрозрачный. Бесцветный, белый, коричневый, зеленый или желтый. Черта белая. Светло-голубая флюоресценция.

Распространение. Встречается в известняках, контактово-метаморфизованных под воздействием гранитов; в кварцевых жилах около гранитов и гранитных пегматитов; обычно в ассоциации с *вольфрамитом*. Местонахождение: Саксония (ГДР), Циннвальд (Чехословакия), Пьемонт (Италия), Андалузия (Испания), Хуанкайя (Перу); в США — округи Иньо и Керн (штат Калифорния), Кочи (штат Аризона), Бавер (штат Юта), хребет Гумбольт (штат Невада), район Файгфелда (штат Коннектикут).

Применение. Вольфрамовая руда.

К. ФРЕЙ

См. также: *Вольфрамитс группа; Выращивание кристаллов; Метод паяльной трубки; Методы окрашивания минералов; Минералы метеоритов; Наименование минералов; Рудная микроскопия.*

Лит.: Дэна, *II/2*, 580.

ШЕНЕВИКСИТ — $Cu_2Fe(AsO_4)_2(OH)_4$, мон. Am. Min., *62*, 1058; Min. Mag., *41*, 27; Дэна, *II/2*, 252.

ШЁНФЛИСИТ — $MgSn(OH)_6$, куб. Am. Min., *57*, 1557; ЗВМО, *102*, 445.

ШЕРВЕТИТ — $Pb_2V_2O_7$, мон. Am. Min., *43*, 1416; ЗВМО, *93*, 454.

ШЕРВУДИТ — $Ca_{4,5}(AlV_{12}^{5+}V_2^{4+})O_{40} \cdot 28H_2O$, тетр. Am. Min., *43*, 749; *63*, 863; ЗВМО, *88*, 318.

ШЕРИДАНИТ (гр. *хлорита*) — $(Mg, Al)_6(Si, Al)_4O_{10}(OH)_8$. ДХЗ, *3*, 164; Min. Mag., *30*, 277.

ШЕРЛ. Обогащенный железом алюмоборосиликат из гр. *турмалина*. Название «шерл» ранее относилось к большому числу минералов, сейчас вышло из употребления.

Состав. $3[NaFe_3^{2+}Al_6(BO_3)_3Si_6O_{18}(OH, F)_4]$.

Свойства. Триг., $R3m$. Призматические кристаллы с треугольными или гексагональными поперечными сечениями; массивные, столбчатые, радиально-лучистые и параллельно-призматические агрегаты. Спайность слабо выражена. Тв. 7—7,5. Пл. 3,10—3,25. Блеск стеклянный до смолистого. Черный. Ярко выражены пироэлектрические и пьезоэлектрические свойства; $n_o = 1{,}655 \div 1{,}675$, $n_e = 1{,}640 \div 1{,}655$. Размеры элементарной ячейки: $a = 15{,}93 \div 16{,}03$ Å, $c = 7{,}12 \div 7{,}19$ Å.

Распространение. Характерен для гранитов, гранитных пегматитов и находящихся с ними в непосредственном контакте пород (грейзены). Также распространенный акцессорный минерал сланцев и гнейсов. Области распространения: пегматитовые провинции Новой Англии, Южной Калифорнии и Южной Дакоты (США). Прекрасные кристаллы встречаются в Пьерпонте (округ Сан-Лоуренс, штат Нью-Йорк) и в районе Рамона (округ Сан-Диего, штат Калифорния).

Ф. РОЗЕНБЕРГ, Ф. ФОЙТ

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Минералы пегматитов; Турмалина группа.*

Лит.: М, *III/2*, 181.

ШЕРТЕЛИТ — $(NH_4)_2MgH_2(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$, ромб. Am. Min., *48*, 635.

ШЕТЕЛИГИТ = *Бетафит* (?). Am. Min., *62*, 407.

ШИЗОЛИТ — марганцовистый *пектолит*. ДХЗ, *2*, 193.

ШИРМЕРИТ — $Ag_3Pb_{3-6}Bi_{9-7}S_{18}$, ромб. Am. Min., *64*, 244; Can. Min., *11*, 952; М, *I*, 570.

ШИФФЕЛИНИТ — $Pb(Te, S)O_4 \cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *66*, 219; Min. Mag., *43*, 771.

ШЛЁССМАХЕРИТ — $(H_3O, Ca)Al_3(SO_4, AsO_4)_2(OH)_6$, триг. Am. Min., *65*, 1068; Min. Abst., *31*, 497; ЗВМО, *101*, 602.

ШМАЙДЕРИТ — $(Pb, Cu)_2SeO_4(OH)_2$ (?), мон. (?). Am. Min., *49*, 1498; ЗВМО, *95*, 316.

ШМИТТЕРИТ — $(UO_2)TeO_3$, ромб. Am. Min., *56*, 411; Min. Abst., *28*, 324; ЗВМО, *101*, 283.

ШНАЙДЕРХЁНИТ — $Fe^{2+}_8As^{3+}_{10}O_{23}$, трикл. Am. Min., *59*, 1139; ЗВМО, *104*, 610.

ШОДЕРИТ — $Al_2(PO_4)(VO_4) \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *64*, 713; ЗВМО, *91*, 199.

ШОЛЬЦИТ — $CaZn_2(PO_4)_2 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *60*, 1019.

ШОРЛОМИТ — черный титанистый *гранат-андрадит*. М, *III/1*, 80.

ШОРТИТ — $Na_2Ca_2(CO_3)_3$, ромб. Дэна, *III/1*, 267. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер; Минеральные соли*.

ШПИНЕЛЬ. Магнезиальная окись алюминия. Название дано Агриколой в 1546 г. По составу является крайним членом в гр. *шпинели*.

Состав. $MgAl_2O_4$; с учетом изоморфных замещений: $(Mg, Fe, Zn, Mn)(Al, Fe, Cr)_2O_4$; $MgAl_2O_4$ — наиболее распространенный минерал в шпинелевой изоморфной серии *герцинит* (Fe), *ганит* (Zn) и *галаксит* (Mn). В плеонасте и цейлоните отношение Mg : Fe равняется 3 : 1.

Свойства. Куб., *Fd3m*. Тв. 7,5—8. Пл. 3 6. Октаэдрические кристаллы. $n = 1{,}719$. Цвет изменчив в зависимости от состава, обычно зеленый, светло-зеленый или коричневатый.

Распространение. Высокотемпературные метаморфические породы, ксенолиты глиноземистых пород, контактово-метаморфизованные известняки; хромистые разновидности встречаются в серпентинитах, тальковых сланцах и ультраосновных породах. При изменении замещается *тальком*, *слюдой*, *серпентином*, *корундом*, *манассеитом*.

Применение. Драгоценный камень.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Геммология; Минералогия Луны; Минералогия мантии; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы; Ортопироксены; Породообразующие минералы; Шпинели группа*.

Лит.: М, *III/3*, 24.

ШПИНЕЛИ ГРУППА — *бруногайерит, галаксит, ганит, герцинит, кохромит, кульсонит, купрошпинель, магнетит, магневюферрит, магневюхромит, манганохромит, нихромит, треворит, ульвошпинель, франклинит, хромит, шпинель* и *якобсит*.

ШРЕЙБЕРЗИТ — $(Fe, Ni)_3P$, тетр. М, *I*, 124. См. также: *Минералы метеоритов; Самородные элементы и сплавы*.

ШРЕЙЕРИТ — $V_2Ti_3O_9$, мон. Am. Min., *62*, 395; *63*, 1182; ЗВМО, *107*, 307.

ШРЕКИНГЕРИТ. Водный сульфаткарбонатфторид урана, натрия и кальция. Назван в 1875 г. в честь И. фон Шрёкинга, открывшего минерал в Иохимстале (Чехословакия).

Состав. $NaCa_3(UO_2)(CO_3)_3(SO_4)F \cdot 10H_2O$.

Свойства. Ромб. Образует пучки чешуйчатых кристаллов с совершенной спайностью в одном направлении. Тв. 2,5. Пл. 2,5. Цвет темно-зеленый. Флюоресцирует.

Распространение. Конечный продукт изменения *уранинита*; ассоциирует с *гипсом*.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *III/1*, 282.

ШТЕЙГЕРИТ — $AlVO_4 \cdot 3H_2O$, мон. Am. Min., *44*, 322.

ШТЕРНБЕРГИТ — $AgFe_2S_3$, ромб.

ШТИЛЛЕИТ — ZnSe, куб. Am. Min., *42*, 584; ЗВМО, *92*, 576.

ШТОЛЬЦИТ. Вольфрамат свинца из гр. *вульфенита*. Название дано в 1845 г. в честь И. Штольца из Теплице (Чехословакия).

Состав. $4[PbWO_4]$.

Свойства. Тетр., $I4_1/a$. Кристаллы обычно дипирамидальные. Тв. 2,5—3. Пл. 7,9—8,3. Блеск смолистый, иногда почти до алмазного. Цвет красный, бурый, желтый. Диморфен с *распитом*.

Распространение. Вторичный минерал зон окисления месторождений вольфрама.

К. ФРЕЙ

ШТРЕНГИТ — $Fe^{3+}PO_4 \cdot 2H_2O$, ромб. Am. Min., *55*, 135. См. также: *Минералы пегматитов*.

ШТРЁТЛИНГИТ — $2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot 8H_2O$, триг. Am. Min., *62*, 395.

ШТРОМЕЙЕРИТ — AgCuS, ромб. М, *I*, 295. См. также: *Рудная микроскопия*.

ШТРУНЦИТ. Водный гидроксилфосфат марганца и железа. Название дано в 1958 г. в честь немецкого минералога Х. Штрунца из Берлина.

Состав. $4[Mn^{2+}Fe^{3+}_2(PO_4)_2(OH)_2 \cdot 6H_2O]$.

Свойства. Трикл. Пористые массы или волосовидные либо листоватые кристаллы. Тв. 2,5. Цвет желтый.

Распространение. Продукт выветривания фосфатных минералов в пегматитах и в других породах, содержащих фосфаты.

К. ФРЕЙ

ШТУМПФЛИТ — Pt(Sb, Bi), гекс. Am. Min., *59*, 211; ЗВМО, *103*, 354.

ШТЮТЦИТ — $Ag_{5-x}Fe$, гекс. Am. Min., *49*, 325.

ШУБНЕЛИТ — $Fe^{3+}VO_4 \cdot H_2O$, трикл. Am. Min., *57*, 1556; ЗВМО, *100*, 622.

ШУИЛИНГИТ — $Pb_3Ca_6Cu_2(CO_3)_8(OH)_6 \cdot 6H_2O$, мон. Am. Min., *43*, 796; Дэна, *III/1*, 301.

ШУЛЬТЕНИТ — $PbHAsO_4$, мон. Дэна, *II/2*, 40.

ШУТЕИТ — $Hg_3(SO_4)O_2$, гекс. Am. Min., *44*, 1026; ЗВМО, 90, 99.

ШУХАРДТИТ — переслаивание обогащенных Ni *вермикулитов* и *хлоритов*. Am. Min., *64*, 1334; ЗВМО, *111*, 244.

ЩЕЛОЧНЫЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ — альбит, анортоклаз, микроклин, ортоклаз и *санидин*.

ЩЕРБАКОВИТ — $(K, Na, Ba)_3(Ti, Nb)_2(Si_2O_7)$, мон. Am. Min., *40*, 788; ЗВМО, *84*, 346.

ЩЕРБИНАИТ — V_2O_5, ромб. Am. Min., *58*, 560; Econ. Geol., *58*, 1186.

Э

ЭВАЛЬДИТ — $Ba(Ca, Ce, Y, Na)(CO_3)_2$, гекс. Am. Min., *56*, 2156; ЗВМО, *102*, 359. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ЭВАНСИТ — $Al_3(PO_4)(OH)_6 \cdot 6H_2O$ (?), аморф. Дэна, *II/2*, 350; Min. Mag., 40, 609.

ЭВДИАЛИТ. Гидроксилсиликат натрия, кальция, железа и циркония. Название дано Штромейером в 1819 г. от греческих слов «легко» и «растворимый» (в знак того, что минерал легкорастворим в кислотах).
Состав. $Na_4(Ca, Ce, Fe^{2+})_2ZrSi_6O_{17}(OH, Cl)_2$. Триг.
Распространение. В сиенитах и связанных с ними пегматитах в районе Юлианшхоба (Гренландия), на Кольском полуострове (СССР), в Лангесунн-фьорде (Южная Норвегия), на Мадагаскаре, на горе Гунерингерринги (штат Квинсленд, Австралия) и вблизи Магнет-Ков (штат Арканзас, США).

К. ФРЕЙ

См. также: *Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *III/2*, 227.

ЭВДИДИМИТ. Гидроксилбериллосиликат натрия. Название дано Брёггером в 1887 г. от греческих слов «хорошо» и «двойник» (в знак того, что минерал обычно встречается в виде сдвойникованных кристаллов).
Состав. $NaBeSi_3O_7(OH)$. Мон.
Распространение. Очень редкие вкрапленники в нефелиновых сиенитах на о. Эвре-Арё (Норвегия), также вблизи Нарсарсука (Гренландия).

Г. МЁРШЕЛЛ

ЭВЕИТ — $Mn_2(AsO_4)(OH)$, ромб. Am. Min., *55*, 319.

ЭВЕНКИТ — $C_{24}H_{50}$, Am. Min., *50*, 2109.

ЭВКАЙРИТ — CuAgSe, ромб. Am. Min., *35*, 337; М, *I*, 535.

ЭВКЛАЗ. Гидроксилсиликат бериллия и алюминия. Название дано Гаюи в 1792 г. от греческих слов со значением «легко» и «трещина» (в знак того, что минерал легко раскалывается).
Состав. $4[BeAlSiO_4(OH)]$. Мон.
Распространение. Найден в золотоносных песках Оренбургской области на Южном Урале (СССР); также найден в Австрии, Баварии (ФРГ) и в штате Минас-Жерайс (Бразилия).
Применение. Второстепенный драгоценный камень.

Р. КАМЕРОН

См. также: *Минералы пегматитов.*
Лит.: М, *III/1*, 424.

ЭВКРИПТИТ. Алюмосиликат лития из гр. *нефелина.* Образуется при изменении *сподумена.* Название дано Брушем и Дэна в 1880 г. от греческих слов «хорошо» и «спрятанный».
Состав. $3[LiAlSiO_4]$. Триг.
Распространение. В Бранчвилле (штат Коннектикут, США) вместе с *альбитом;* образуется, по-видимому, при изменении *сподумена.*
Применение. Искусственная модификация используется в производстве специальной керамики, практически не расширяющейся при нагревании.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералы пегматитов; Огнеупорные (тугоплавкие) минералы.*
Лит.: М, *III/1*, 160.

ЭВКСЕНИТ. Ниобатотанталатотитанат, содержащий уран и редкоземельные элементы. Название дано Шерером в 1840 г. от греческого слова «гостеприимный» (за содержание редкоземельных элементов).
Состав. $(Y, Ca, Ce, U, La, Th)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$. При преобладании Ta называется *тантэвксенитом*, при преобладании Ti — *поликразом.*
Свойства. Ромб., *Pcan.* Цвет черный до коричневого. Черта желтая, серая или красновато-коричневая.
Распространение. Найден в пегматитах и россыпях в Норвегии и Бразилии.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Метамиктное состояние; Минералы и самородные металлы черных песков.*
Лит.: М, *III/3*, 348.

ЭВЛИТИН. Силикат висмута. Название дано Брейтгауптом в 1827 г. от греческого слова «легкоплавкий».
Состав. $4[Bi_4Si_3O_{12}]$. Куб.
Распространение. Найден в Саксонии (ГДР) с самородным висмутом вблизи Шнеберга, также в районе Иоганнгеоргенштадта в виде кристаллов на *кварце.*

Г. МЁРШЕЛЛ

Лит.: М, *III/1*, 14.

ЭВХЛОРИН — $(K, Na)_8Cu_9(SO_4)_{10}(OH)_6$ (?), ромб.

ЭВХРОИТ — $Cu_2(AsO_4)(OH) \cdot 3H_2O$, ромб. Дэна, *II/2*, 363.

ЭГИРИН. Силикат натрия и железа из гр. *пироксенов.*
Состав. $NaFe^{3+}(Si_2O_6)$; Na_2O 13,4, Fe_2O_3 34,6, SiO_2 52,0 %.
Свойства. Мон., *C2/c.* Часто в виде волокнистых агрегатов. Тв. 6—6,5. Пл. 3,40—3,44. Блеск стеклянный. Полупрозрачный. Цвет коричневый или зеленый.
Распространение. Относительно редкий породообразующий минерал, обнаружен в богатых натрием и бедных кремнеземом породах, таких как нефелиновый сиенит и фонолит. Ассоциирует с *ортоклазом, фельдшпатоидами, авгитом* и натриевыми *амфиболами.*

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Клинопироксены; Минералогия формации Грин-Ривер; Минералы оптически одноосные и двуосные; Пироксены.*

ЭГЛЕСТОНИТ — $Hg_6Cl_3O_2H$, куб. Am. Min., *62*, 396; М, *II/1*, 168.

ЭДЕНИТ (гр. *амфиболов*) — $NaCa_2Mg_5(AlSi_7)O_{22}(OH)_2$, мон. Am. Min., *63*, 1032; М, *III/3*, 103.

ЭДИНГТОНИТ. Водный алюмосиликат бария из гр. *цеолитов.* Название дано Гайдингером в 1825 г. в честь Эдингтона, открывшего этот минерал в 1823 г. близ Уэст-Килпатрика (графство Дамбартон, Шотландия).

Состав. $Ba_2[Al_4Si_6O_{20}]\cdot 8H_2O$; SiO_2 35,5, Al_2O_3 20,1, BaO 30,2, H_2O 14,2 вес. %.

Свойства. Ромб., $P2_12_12$; $a = 9{,}60$ Å, $b = 9{,}60$ Å, $c = 6{,}54$ Å. Тв. 4—4,5. Пл. 2,7—2,8. Блеск стеклянный. Бесцветный или белый, коричневый, розовый. Полупрозрачный до непрозрачного. Мелкие псевдотетрагональные кристаллы или в виде пластинок. Спайность по {110} и {1$\bar{1}$0}. Проявляет пироэлектрические свойства. Оптические свойства: $n_p = 1{,}541$, $n_m = 1{,}553$, $n_g = 1{,}557$; двупреломление 0,015; $2V = 54°$ (—); плоскость оптических осей (010); $Np = z$; $Nm = y$; $Ng = x$; дисперсия $r < v$, сильная. В некоторых образцах из Олд-Килпатрика содержится заметное количество Ca; Ba замещается Na, K, Ag и Tl; превращается в гель под действием HCl.

Распространение. В основных магматических породах в районе Килпатрик-Хилс (Шотландия) в ассоциации с *гармотомом, анальцимом, томсонитом, пренитом и кальцитом*; известен также на месторождении Бёхлет (Швеция).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Минералы оптически одноосные и двуосные; Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 395.

ЭЗКУРРИТ — $Na_4B_{10}O_{17}\cdot 7H_2O$, трикл. Am. Min., *52*, 1048; ЗВМО, *87*, 480.

ЭЙЛЕТТЕРСИТ (гр. *крандаллита*) — $(Th, Pb)_{1-x}\cdot Al_3(PO_4, SO_4)_2(OH)_6$ (?), триг. Am. Min., *56*, 1366; *59*, 208; ЗВМО, *101*, 284.

ЭЙТЕЛИТ — $Na_2Mg(CO_3)_2$, гекс. Am. Min., *58*, 211; ЗВМО, *85*, 76. См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*

ЭЙФЕЛИТ (гр. *осумилита*) — $K_2Na_4Mg_9Si_{24}O_{60}$, гекс. Am. Min., *66*, 218.

ЭКАНИТ — $(Th, U)(Ca, Fe, Pb)_2Si_8O_{20}$, тетр. Am. Min., *46*, 1516; Can. Min., *11*, 913; M, *III/2*, 47.

ЭКДЕМИТ — $Pb_6As_2O_7Cl_4$, тетр. M, *II/1*, 245.

ЭКЕРИТ — $Ca_2SnAl_2Si_6O_{18}(OH)_2\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *61*, 956; Min. Rec., *1*, 92; ЗВМО, 101, 286.

ЭКЕРМАНИТ. Гидроксилалюмоферросиликат натрия, магния и лития из гр. *амфиболов.* Название дано Адамсоном в 1942 г. в честь профессора К. фон Экермана из Стокгольма.

Состав. $Na_3(Mg, Li)_4(Al, Fe^{3+})Si_8O_{22}(OH, F)_2$. Мон. Богатый магнием крайний член ряда *экерманит — арфведсонит.*

Распространение. В пектолитовом нефелиновом сиените в Норра-Керре (Швеция).

Применение. Асбестовый минерал.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Асбест.*
Лит.: M, *III/3*, 259.

ЭЛЕКТРУМ — (Au, Ag), куб. См. также: *Классификация минералов: принципы; Рудная микроскопия; Самородные элементы и сплавы.*

ЭЛИИТ — $Pb_4Cu(SO_4)(OH)_8$, мон. Am. Min., *57*, 364; ЗВМО, *102*, 443.

ЭЛЛЕСТАДИТ. Относится к гр. *апатита.* Название дано Д. Мак-Коннеллом в 1937 г. в честь доктора Р. Эллестада из университета Миннесоты.

Состав. $2[Ca_5(SiO_4, PO_4, SO_4)(OH, Cl, F)]$. Гекс.

Распространение. Известен в Крестморе (штат Калифорния, США), где встречается в тесной ассоциации с *вилкеитом, идокразом, кальцитом, диопсидом* и *волластонитом.*

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Апатита группа.*
Лит.: Дэна, *II/2*, 330.

ЭЛЛИСИТ — Tl_3AsS_3, триг. Am. Min., *64*, 701; Min. Mag., *43*, 1060; ЗВМО, *111*, 228

ЭЛЬБАИТ. Литийсодержащий боросиликат алюминия из гр. *турмалина.* Название дано по о. Эльба в Средиземном море.

Состав. $3[Na(Li, Al)_3Al_6(BO_3)Si_6O_{18}(OH, F)_4]$; Na_2O 3,2, Li_2O 4,2, Al_2O_3 40,1, B_2O_3 10,9, SiO_2 37,8, H_2O 3,8 вес. %.

Свойства. Триг., $R3m$. Призматические кристаллы с треугольным или гексагональным поперечным сечением, агрегаты массивные, столбчатые, встречается также в параллельных сростках и радиально-лучистых агрегатах. Спайность проявлена плохо. Тв. 7—7,5. Пл. 3,10—3,25. Блеск стеклянный до смолистого. Цвет красный, зеленый, желтый, синий или бесцветный, окраска часто зональная в пределах одного кристалла. Проявляет ярко выраженные пироэлектрические и пьезоэлектрические свойства. Показатели преломления $n_o = 1{,}640 \div 1{,}655$; $n_e = 1{,}615 \div 1{,}620$. Параметры элементарной ячейки: $a = 15{,}84 \div 15{,}9$ Å, $c = 7{,}10 \div 7{,}13$ Å.

Распространение. Встречается в гранитах, гранит-пегматитах и в жилах поздней стадии формирования гранитных интрузий. Вблизи осевой части или в карманах пегматитов ассоциирует с *кварцем, лепидолитом, сподуменом* и другими минералами. К наиболее известным местонахождениям минерала относятся в США Маунт-Майк (округ Оксфорд, штат Мэн), Хаддам-Нек (штат Коннектикут), Меса-Гранде и Пала (округ Сан-Диего, штат Калифорния) и в Бразилии штат Минас-Жерайс.

Применение. Многие разновидности являются драгоценными камнями (рубеллит — розового цвета, индиголит — синего, верделит — зеленого и ахроит — бесцветный). Пластинки, нарезанные перпендикулярно к тройной оси, используются в качестве пьезодатчиков для измерения скоротечных перепадов давления.

Ф. РОЗЕНБЕРГ, Ф. ФОЙТ

См. также: *Геммология; Минералы пегматитов.*
Лит.: M, *III/2*, 185.

ЭЛЬПАЗОЛИТ — K_2NaAlF_6, куб. M, *II/1*, 51.

ЭЛЬПИДИТ. Водный силикат циркония и натрия. Название дано Линдстрёмом в 1894 г.

Состав. $Na_2ZrSi_6O_{15}\cdot 3H_2O$; содержится некоторое количество Ti, но $Zr > Ti$. Мон.

Распространение. Известен в Нарсарсуке (Гренландия) и в Хибинах (Кольский полуостров, СССР — титанистый *эльпидит*), где встречается вместе с розовым *альбитом* в нефелин-сиенитовых пегматитах.

Г. МЁРШЕЛЛ

См. также: *Минералогия формации Грин-Ривер.*
Лит.: M, *III/2*, 317.

ЭЛЬСВОРТИТ = *Уранпирохлор.* Am. Min., *62*, 406.

ЭМБОЛИТ. Хлорид-бромид серебра. Название дано Брейтгауптом в 1849 г. от греческого слова «вставной», так как минерал имеет промежуточный состав между хлоридом (*хлораргирит*) и бромидом (*бромаргирит*) серебра.

Состав. 4[Ag(Cl, Br)]; отношение Cl/Br меняется в широких пределах. Куб.

Распространение. Вторичный минерал, встречается в зоне окисления месторождений серебра, особенно в засушливых регионах, таких как Чаньярсилло, Трес-Пунтас и Росилла (Чили), Эулайя (штат Чиуауа, Мексика), Санни-Корнер (штат Новый Южный Уэльс, Австралия).

Применение. В Чили важная серебряная руда.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/1*, 136.

ЭМБРЕЙИТ — $Pb_5(CrO_4)_2(PO_4)_2 \cdot H_2O$, мон. Am. Min., *58*, 806; Min. Mag., *38*, 790; ЗВМО, *102*, 452.

ЭМЕЛЕУСИТ — $Li_2Na_4Fe_2^{3+}Si_{12}O_{30}$, ромб. Min. Abst., *29*, 200; Min. Mag., *42*, 31; М, *III/3*, 373.

ЭММОНСИТ — $Fe_2Te_3O_9 \cdot 2H_2O$, трикл. Дэна, *II/2*, 13; Min. Rec., *3*, 82.

ЭМПЛЕКТИТ — $CuBiS_2$, ромб. Min. Abst., *27*, 300; М, *I*, 419. См. также: *Рудная микроскопия.*

ЭМПРЕССИТ — AgTe, ромб. Am. Min., *49*, 325; М, *I*, 592.

ЭНАРГИТ. Сульфид меди и мышьяка. Название дано Брейтгауптом в 1850 г. от греческого слова «отчетливый» (по наличию совершенной спайности).

Состав. Cu_3AsS_4; Cu 48,3, As 19,1, S 32,6 вес. %.

Свойства. Ромб., $Pnm\,2_1$. Обычно столбчатые, пластинчатые или массивные агрегаты. Тв. 3. Пл. 4,43—4,45. Блеск металлический. Цвет серовато-черный до железисто-черного.

Распространение. Редкий минерал, встречается в жилах и метасоматических залежах. Ассоциирует с *пиритом*, *сфалеритом*, *борнитом*, *галенитом*, *тетраэдритом*, *ковеллином* и *халькозином*. Основными месторождениями являются Бьютт (штат Монтана), Бингем и Тинтик (штат Юта, США), Чукикамата (Чили), Морокоча и Серро-де-Паско (Перу).

Применение. Руда меди и мышьяка.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Рудная микроскопия; Рудные минералы.*

Лит.: М, *I*, 408.

ЭНДЕЛЛИТ (гр. *каолинита—серпентина*) — $Al_2 \cdot Si_2O_5(OH)_4 \cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *48*, 214; ДХЗ, *3*, 229.

ЭНДЛИХИТ (гр. *апатита*) — $Pb_5[(V, As)O_4]_3Cl$, гекс.

ЭНИГМАТИТ. Титаносиликат закисного железа и натрия, но может содержать ионы алюминия и окисного железа; родствен *сапфирину*. Название дано Брейтгауптом в 1865 г. от греч. enigma — загадка.

Состав. $Na_2Fe_5^{2+}TiO_2[Si_6O_{18}]$. Трикл.

Распространение. В содалитсодержащем сиените района Юлианехоб (Южная Гренландия). В виде мельчайших кристаллов в липаритовых лавах о. Пантеллерия (Италия), а также широко распространен в породах Восточной Африки.

К. ФРЕЙ

См. также: *Породообразующие минералы.*

ЭНСТАТИТ. Силикат магния из гр. ***пироксенов.*** Название дано Кенготтом в 1855 г. от греческого слова «противодействие» (из-за тугоплавкости минерала).

Состав. $Mg_2Si_2O_6$; MgO 40,4, SiO_2 59,6 %; Mg замещается Fe; при содержании Fe > 13 % минерал называется *гиперстеном*; чистый силикат железа ($Fe_2Si_2O_6$) называется *ферросилитом.*

Свойства. Ромб., *Pbca.* Обычно массивные или пластинчатые агрегаты. Тв. 5,5. Пл. 3,2—3,5. Блеск на свежей поверхности стеклянный до перламутрового. Полупрозрачный. Цвет белый с серым, желтым или зеленым оттенком до оливково-зеленого и коричневого.

Распространение. Встречается в магматических породах, таких как пироксенит, перидотит, габбро, норит, в базальтах и в метеоритах. На магнетитовом месторождении Тилли-Фостер в Брюстере (штат Нью-Йорк) встречается вместе с *гранатом* и *хондродитом.*

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Алмаз; Классификация минералов: принципы; Кристаллография морфологическая; Минералогия мантии; Минералогия почв; Минералы метеоритов; Минералы оптически одноосные и двуосные; Ортопироксены; Пироксены.*

Лит.: М, *III/2*, 422.

ЭОСФОРИТ. Водный гидроксилфосфат марганца и алюминия. Название дано в 1878 г. от греч. eos — заря и phoros — несущий (по розовой окраске кристаллов).

Состав. $8[MnAl(PO_4)(OH)_2 \cdot H_2O]$; Mn^{2+} замещается Fe^{2+} с переходом минерала в *чильдренит.*

Свойства. Ромб. Кристаллы призматические; встречается также в виде корок. Тв. 5. Пл. 3,1—3,2. Блеск стеклянный. Цвет розовый, коричневый.

Распространение. В пегматитах и в жилах.

К. ФРЕЙ

Лит.: Дэна, *II/2*, 366.

ЭПИГЕНИТ — (Cu, Fe)$_5$AsS$_6$ (?), ромб. Дэна, *I/1*, 429.

ЭПИДИДИМИТ. Гидроксилбериллосиликат натрия. Название дано Флинком в 1893 г. в связи с тем, что минерал является диморфной модификацией эвдидимита.

Состав. $HNaBeSi_3O_8$.

Распространение. В пегматитах на о. Арё (Лангесуннфьорд, Норвегия) и в Нарсарсуке (Гренландия).

К. ФРЕЙ

Лит.: М, *III/3*, 311.

ЭПИДОТ. Гидроксилсиликат кальция, алюминия и железа из гр. *эпидота.* Название дано Гаюи в 1801 г. от греческого слова «увеличение» (так как в основании вертикальной призмы одна сторона длиннее другой).

Состав. $2[Ca_2(Al, Fe)_3O(SiO_4)(Si_2O_7)OH]$; если $Fe^{3+} < 15$ % (Fe + Al), минерал называется *клиноцоизитом*; Mn замещает (Fe, Al) с переходом минерала в *пьемонтит.*

Свойства. Мон., $P2_1/m$. Грани кристаллов со штриховкой по удлинению. Агрегаты обычно зернистые, но могут быть волокнистые. Тв. 6—7. Пл. 3,35—3,45. Блеск стеклянный. Цвет обычно зеленый, но может быть серым до черного.

Распространение. Обычен в метаморфических породах, таких как гнейсы, кристаллические сланцы, мрамора и амфиболиты, где образуется при изменении *полевых шпатов*, *пироксенов*, *амфиболов* и *биотита.* Обычно встречается вместе с *хлоритом*, *альбитом*, *актинолитом*, *шеелитом* и *гранатами* (в Калифорнии). Особенно хорошо образованные кристаллы находят в Унтерзульцбахтале (Австрия) и на о. Принца Уэльского (Аляска).

Применение. Второстепенный драгоценный камень.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Диагенетические минералы; Жильные минералы; Минералы оптически одноосные и двуосные; Плагиоклазы; Породообразующие минералы.*
Лит.: М, *III/1*, 728.

ЭПИДОТА ГРУППА — *алланит, клиноцоизит, мухинит, пьемонтит, ханкокит, цоизит* и *эпидот.*

ЭПИСТИЛЬБИТ. Водный алюмосиликат кальция из гр. *цеолитов.* Название дано Розе в 1826 г. от греческого слова со значением «дополняющий стильбит».
Состав. $Ca[Al_2Si_6O_{16}]\cdot 5H_2O$; SiO_2 59,2, Al_2O_3 16,8, CaO 9,2, H_2O 14,8 вес. %.
Свойства. Мон., *C2/m*; $a = 8{,}92$ Å, $b = 17{,}73$ Å, $c = 10{,}21$ Å; $\beta = 124°\,20'$. Тв. 4. Пл. 2,2. Блеск стеклянный. Бесцветный, белый или желтоватый. Прозрачный до полупрозрачного. Призматические кристаллы или радиально-лучистые сферолитовые агрегаты. Спайность совершенная по {010}. Двойники крестообразные (прорастания). Проявляет пьезоэлектрические свойства. Оптические свойства: $n_D = 1{,}485 \div 1{,}505$, $n_m = 1{,}497 \div 1{,}515$, $n_g = 1{,}497 \div 1{,}519$; двупреломление 0,010—0,014; $2V = 44°$ (—); плоскость оптических осей (010); $Nm = y$, $Ng : z = -10°$; дисперсия $r < v$. Кумбс и другие считают, что химический состав обычно меняется в пределах от $(Ca, Na_2)_{2,85}Al_{5,7}Si_{18,3}O_{48}\cdot 16H_2O$ до $(Ca, Na_2)_{3,5}Al_7Si_{13}\cdot O_{48}\cdot 16H_2O$. Разлагается HCl.
Распространение. В пустотах в базальтах и андезитах, ассоциирует с *ломонтитом, гейландитом* и *мордénитом*; на *бертрандите* и *берилле* в пегматитах Нью-Йорка; в докембрийских глинистых породах. Известные местонахождения расположены на о. Скай (Шотландия), в долине Роны (Швейцария), в районе Бомбея (Индия) и вблизи Маргаретсвилла (Канада).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 416.

ЭПИСТОЛИТ — $Na_2(Nb, Ti)_2Si_2O_9\cdot nH_2O$, трикл. RRW, 193; М, *III/1*, 673.

ЭПЛОУИТ — $(Co, Mn, Ni)SO_4\cdot 4H_2O$, мон. Am. Min., *50*, 89; Can. Min., *8*, 59; ЗВМО, *102*, 452.

ЭПСОМИТ. Водный сульфат магния из гр. *эпсомита.* Название дано Деламетери в 1806 г. по первому месту находки в источниках близ Эпсома (Англия).
Состав. $MgSO_4\cdot 7H_2O$.
Свойства. Ромб., $P2_12_12_1$. Обычно в виде гроздевидных масс или волокнистых корочек. Тв. 2—2,5. Пл. 1,68. Блеск стеклянный до матового. Прозрачный до полупрозрачного. Горький на вкус. Белый до бесцветного. Растворим в воде.
Распространение. Как правило, в виде выцветов на стенках пещер или горных выработок. Встречается в озерных отложениях. Крупные соляные месторождения обнаружены вблизи Кругер-Маунтин (округ Оровилл, штат Вашингтон), в округе Олбени (штат Вайоминг), в Карлсбаде (штат Нью-Мексико, США) и в Штассфурте (ГДР). Обычно вместе с другими растворимыми солями.
Применение. Очень ограниченное, в медицине, красильном деле, для дубления и в хлопчатобумажной промышленности. Вначале добывалась из природных источников, сейчас налажено промышленное производство эпсомской (горькой, английской) соли.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Галотрихита группа; Минералы метеоритов; Минералы пещер; Минеральные соли.*
Лит.: Дэна, *III/1*, 602.

ЭПСОМСКАЯ СОЛЬ = *Эпсомит.*

ЭРДИТ — $NaFS_2\cdot 2H_2O$, мон. Am. Min., *65*, 509; ЗВМО, *111*, 691.

ЭРИКАИТ — $(Fe, Mn)_3B_7O_{13}Cl$, ромб. Am. Min., *41*, 372.

ЭРИКССОНИТ — $BaMn_2(Fe^{3+}O)Si_2O_7(OH)$, мон. Am. Min., *56*, 2157; Lithos, *4*, 137; М, *III/1*, 659.

ЭРИОНИТ. Водный алюмосиликат натрия, калия, кальция, магния из гр. *цеолитов.* Название дано Иклом в 1898 г. от греческого слова «шерсть».
Состав. $(Na_2, K_2, Ca, Mg)_{4,5}[Al_9Si_{27}O_{72}]\cdot 27H_2O$; SiO_2 57,0, Al_2O_3 16,1, MgO 1,4, CaO 2,9, Na_2O 2,2, K_2O 3,3, H_2O 17,1 вес. %. Здесь $Na_2 : K_2 : Ca : Mg = 2 : 2 : 3 : 2$.
Свойства. Гекс., $P6_3/mmc$; $a = 13{,}26$ Å, $c = 15{,}12$ Å. Пл. 2,02. Блеск перламутровый. Цвет белый. В виде радиально-лучистых спутановолокнистых агрегатов, в которых отдельные индивиды вытянуты по оси *z*. Оптические свойства: $n_o = 1{,}468 \div 1{,}472$, $n_e = 1{,}473 \div 1{,}476$; двупреломление 0,003; одноосный (+). Катионы могут взаимозамещаться, а молекулы воды легко удаляются и ресорбируются; осуществляется обмен между ионами K, Ag и Tl и ионами щелочей; минимальный диаметр наиболее крупных каналов в алюмосиликатном каркасе 3,6 Å; «катионное сито» отличается большой избирательностью. Растворим в HCl.
Распространение. Продукт изменения кремнистых стекловатых туфов в кайнозойских соляных щелочных озерах на западе США, ассоциирует с *клиноптилолитом;* редко как продукт изменения третичных кремнистых туфов на о. Садо (Япония); в пустотах в базальтах на Фарерских островах и островах Мацу и Ики (Япония), где встречается вместе с другими *цеолитами;* в щелочных почвах Олдувайского ущелья в Танзании.

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

См. также: *Наименование минералов; Цеолиты.*
Лит.: ДХЗ, *4*, 386.

ЭРИОХАЛЬЦИТ. Водный хлорид меди. Название дано Скаччи в 1884 г. от греческих слов «шерсть» и «медь» (по облику первых находок минерала на Везувии).
Состав. $2[CuCl_2\cdot 2H_2O]$. Ромб.
Распространение. Редкий; вторичный минерал, ассоциирует с *атакамитом* и *бандилитом;* первоначально описан из фумарольных отложений Везувия во время извержения 1869 г.

Дж. ГИЛБЕРТ

Лит.: М, *II/1*, 254.

ЭРИТРИН. Водный арсенат кобальта. Название дано Бёданом в 1832 г. от греческого слова «красный».
Состав $2[CO_3(AsO_4)_2\cdot 8H_2O]$; CoO 37,5, As_2O_5 38,4, H_2O 24,1 вес. %; при замещении Co никелем образуется непрерывный изоморфный ряд до *аннабергита.*
Свойства. Мон., *C2/m*. В виде корочек, сферических и почковидных агрегатов; может быть землистым. Тв. 1,5—2,5. Пл. 3,06. Блеск алмазный до стеклянного, на плоскостях спайности перламутровый. Цвет розовый до малинового. Полупрозрачный.
Распространение. Редкий; продукт выветривания арсенидов кобальта. Значительные местонахождения находятся в Кобальте (Канада), Шнеберге (ГДР) и в Чехословакии.
Применение. Как признак наличия других минералов кобальта, а также самородного серебра.

Дж. ГИЛБЕРТ

ЭРИТРОСИДЕРИТ — $K_2Fe^{3+}Cl_5 \cdot H_2O$, ромб. М, *II/1*, 256. См. также: *Минеральные соли*.

ЭРЛАНДИТ (цитрат кальция) — $Ca_3(C_6H_5O_7)_2 \cdot 4H_2O$. Дэна, *II/2*, 567.

ЭРЛЕЙИТ = *Таковит*. Am. Min., *62*, 449.

ЭРЛИКМАНИТ (гр. *пирита*) — OsS_2, куб. Am. Min., *56*, 1501; Min. Abst., *28*, 323; ЗВМО, *102*, 438.

ЭРНСТИТ — $(Mn^{2+}_{1-x}Fe^{3+}_x)Al(PO_4)(OH)_{2-x}O_x$ ($x = 0 \div 1$), мон. Am. Min., *56*, 637; ЗВМО, *100*, 623.

ЭРУБЕСЦИТ = *Борнит*.

ЭРУГИТ — $Ni_9As_3O_{16}$, мон. Am. Min., *50*, 2108; Min. Mag., *35*, 72.

ЭСКЕБОРНИТ — $CuFeSe_2$, куб. Am. Min., *57*, 1560; Can. Min., *10*, 786; М, *I*, 557.

ЭСКОЛАИТ — Cr_2O_3, триг. Am. Min., *43*, 1098; *46*, 998; ЗВМО, *89*, 60.

ЭСПЕРИТ — $(Ca, Pb)ZnSiO_4$, мон. Am. Min., *50*, 1170; М, *III/1*, 227.

ЭТТРИНГИТ — $Ca_6Al_2(SO_4)_3(OH)_{12} \cdot 26H_2O$, гекс. Am. Min., *45*, 1137; Дэна, *II/1*, 695.

ЭФЕСИТ. Гидроксилсиликат натрия, алюминия и лития; относится к гр. *слюд*. Назван по Эфесу (Турция), в районе которого он встречается.

Состав. $Na(LiAl_2)[Al_2Si_2O_{10}](OH)_2$. Мон.

Распространение. В районе Эфеса (Турция) и в районе Постмасбурга (ЮАР). Обычно ассоциирует с залежами наждака и рудами марганца.

К. ФРЕЙ

Лит.: ДХЗ, *3*, 115.

ЭШИНИТ. Ниобатотитанат редкоземельных элементов и железа. Название дано Берцелиусом в 1828 г. от греческого слова «стыд» (так как некоторые химические элементы в то время не могли быть выделены из минерала).

Состав. $(Ce, Th, Fe, Ca)(Nb, Ti)_2O_6$; Ce замещается Y с образованием *иттроэшинита* (приорита). Если тантал замещает (Nb, Ti), минерал именуется *танталэшинитом*.

Свойства. Ромб., *Pmnb*. Цвет коричневато-черный, в шлифе красновато-коричневый.

Распространение. Ассоциирует с минералами группы *эвксенита;* обнаружен в пегматитах в районе Миасса (СССР).

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Минералы пегматитов; Минералы и самородные металлы черных песков.*

Лит.: М, *II/3*, 360.

Ю, Я

ЮГАВАРАЛИТ. Водный алюмосиликат кальция, гр. *цеолитов.* Название дано Сакураи и Хайияси в 1952 г. по месту первоначальной находки в горячих источниках вблизи Югавара (Центральная Япония).

Состав. $Ca_2[Al_4Si_{12}O_{32}]\cdot 8H_2O$.

Свойства. Мон., *Pc*; $a = 6{,}73$ Å, $b = 13{,}95$ Å, $c = 10{,}03$ Å. $\beta = 111°30'$. Тв. 4,5. Пл. 2,2. Блеск стеклянный. Бесцветный до белого. Прозрачный до полупрозрачного. Уплощенные кристаллы. Спайность плохая по {010}. $n_p = 1{,}495$, $n_m = 1{,}497$, $n_g = 1{,}504$; двупреломление 0,009; $2V = 56 \div 89°$ (+). Оптическая осевая плоскость перпендикулярна к (010). Очень небольшое количество Ca может замещаться Na. Дегидратация ступенчатая. В HCl не растворяется.

Распространение. Первая находка в Югаваре, а затем еще в ряде районов Японии, в системе жил, секущих неизмененные миоценовые андезитовые туфы; ассоциирует с шабазитом, ломонтитом, *вапракитом* и *кальцитом.* Установлен в слабометаморфизованных туфах Танзова — Маунтин-Ленд (Центральная Япония), в районе Хейнаберс (Юго-Восточная Исландия).

А. ИЙДЗИМА, М. УТАДА

Лит.: ДХЗ, *4*, 444.

ЮКОНИТ — $CaFe^{3+}_3(AsO_4)_6(OH)_9\cdot 18H_2O$ (?), аморф. Дэна, *II/2*, 387.

ЮКСПОРИТ — $(Na, K)(Ca, Sr, Ba)(Ti, Al, Fe)_{0,6}Si_2\cdot O_4(F, Cl)_{0,5}\cdot H_2O$. Am. Min., *62*, 1262.

ЮНГИТ — $Ca_2(H_2O)_6Zn_4Fe^{3+}_8(OH)_9\cdot 10H_2O$, ромб. Am. Min., *65*, 1067; Min. Abst., *31*, 496.

ЮРИИТ (гр. *пироксенов*) — $NaCrSi_2O_6$, мон. Am. Min., *50*, 1096; Science, *149*, 742; M, *III/2*, 392. См. также: *Клинопироксены; Минералогия мантии; Минералы метеоритов.*

ЮТЕНБОГОРДИТ — Ag_3AuS_2, тетр. Am. Min., *65*, 209; Can. Min., *16*, 651; ЗВМО, *40*, 214.

ЯВАПАЙИТ — $KFe^{3+}(SO_4)_2$, мон. Am. Min., *44*, 1105; ЗВМО, *90*, 99.

ЯГИИТ (гр. *осумилита*) — $(Na, K)_3Mg_4(Al, Mg)_6\cdot(Si, Al)_{24}O_{60}$, гекс. Am. Min., *54*, 14; M, *III/2*, 154. См. также: *Минералы метеоритов.*

ЯГОИТ — $Pb_3FeSi_3O_{10}(OH, Cl)$, триг. Am. Min., *43*, 387; ЗВМО, *89*, 74.

ЯГОВЕРИТ — $BaAl_2(PO_4)_2(OH)_2$, трикл. Am. Min., *61*, 175; Can. Min., *12*, 135.

ЯКОБСИТ. Оксид железа и марганца. Название дано по месту первоначальной находки в районе Якобсберга (Швеция). Относится к ряду *магнетита*, гр. *шпинели*

Состав. $MnFe_2O_4$. Куб.

Распространение. Обычно в ассоциации с марганцевыми рудами. Найден в Швеции, Индии и Японии.

Д. СПЕЙДЕЛ

См. также: *Рудная микроскопия; Шпинели группа.*

ЯЛПАИТ — Ag_3CuS_2, тетр. Am. Min., *53*, 1530, 1778; Min. Abst., *29*, 80; M, *I*, 453.

ЯНГУНИТ — $Mn^{4+}_{1,8}(Mn^{2+}, Fe^{3+})_{1,2}O_3(OH)_6$, ромб. Am. Min., *63*, 794; Min. Mag., *41*, 519; ЗВМО, *107*, 330.

ЯНТАРЬ — аморфный углеводород. См. также: *Геммология; Смола и янтарь.*

ЯРЛИТ — $NaSr_3Al_3(F, OH)_{16}$, мон. M, *II/1*, 85.

ЯРОЗИТ. Гидроксилсульфат калия и железа. Название дано Брейтгауптом в 1852 г. по месту первоначальной находки в районе ущелья Харосо (Jaroso) в Сьерра-Альмагрега (Испания). Представляет собой конечный член ряда в гр. *алунита.*

Состав. $[KFe_3(SO_4)_2(OH)_6]$; K_2O 9,41, Fe_2O_3 47,83, SO_3 31,97, H_2O 10,69 вес. %; обычно очень небольшое количество Fe^{3+} замещается Al, имеется лишь несколько примеров, указывающих на возможность существования полного естественного ряда непрерывных составов между *алунитом* и *ярозитом.* Калий обычно замещается натрием с переходом в *натроярозит.*

Свойства. Триг., $R\bar{3}m$. Обычно в виде «рубашек», массивных или волокнистых разностей, конкреций и землистых агрегатов. Тв. 2,5—3,5. Пл. 2,35. Блеск полуалмазный до стеклянного на гранях, смолистый по плоскостям спайности. Полупрозрачный. Проявляет пироэлектрические свойства. Цвет янтарно-желтый (охристый) до темно-коричневого. Черта бледно-желтая.

Распространение. Типичный вторичный минерал, обычно встречается в виде корок или «рубашек» на железных рудах и в трещинах вмещающих их пород, а также как составная часть лимонитовых железных шляп и часто ошибочно принимается за землистую разность лимонита. Как правило, встречается в ассоциации с лимонитом, *гематитом*, *баритом*, *пиритом*, *кварцем* и углями. Основные находки известны в районе Чукикамата (Чили), в Чехословакии, в Греции, в США — в штатах Аризона, Айдахо, Невада и Юта.

Дж. ГИЛБЕРТ

См. также: *Алунита, бёдантита, крандаллита группы; Железная шляпа; Минералогия почв.*

Лит.: Дэна, *II/1*, 660.

ЯРОСЛАВИТ — $Ca_3Al_2F_{10}(OH)_2\cdot H_2O$, ромб. Am. Min., *51*, 1546, 1820; ЗВМО, *96*, 69.

ЯРРОУИТ — Cu_9S_8, гекс. Can. Min., *18*, 511; ЗВМО, *112*, 686.

ЯШМА — красный халцедон. См. также: *Геммология.*

НАЗВАНИЯ МИНЕРАЛОВ

Abelsonite	Абелсонит
Abernathyite	Абернатиит
Abukumalite	Абукумалит
Acanthite	Акантит
Acetamide	Ацетамит
Achavalite	Ашавалит
Achrematite	Ахрематит
Achroite	Ахроит
Acmite	Акмит
Actinolite	Актинолит
Adamite	Адамин
Adelite	Аделит
Admontite	Адмонтит
Adularia	Адуляр
Aegirine	Эгирин
Aenigmatite	Энигматит
Aerugite	Эругит
Aeschynite	Эшинит
Aeschynite-(Y)	Иттроэшинит
Afghanite	Афганит
Afwillite	Афвиллит
Agardite	Агардит
Agate	Агат
Agrellite	Агреллит
Agrinierite	Агриньерит
Aguilarite	Агвиларит
Ahlfeldite	Альфельдит
Aikinite	Айкинит
Ajoite	Ахоит
Akaganeite	Акаганеит
Akatoreite	Акатореит
Akdalaite	Акдалаит
Akermanite	Акерманит
Akrochordite	Акрохордит
Aksaite	Аксаит
Aktashite	Акташит
Alabandine	Алабандин
Alabandite	Алабандин
Alamosite	Аламозит
Alabaster	Алебастр
Alaskaite	Аляскаит
Albertite	Альбертит
Albite	Альбит
Albrittonite	Албриттонит
Aldermanite	Альдерманит
Aldzhanite	Альджанит
Aleksite	Алексит
Alexandrite	Александрит
Algodonite	Альгодонит
Aliettite	Алиэттит
Allactite	Аллактит
Allanite	Алланит
Allargentum	Алларгентум
Allcharite	Аллхарит
Alleghanyite	Аллеганиит
Allevardite	Аллевардит
Alloclasite	Аллоклазит
Allopalladium	Аллопалладий
Allophane	Аллофан
Alluaudite	Аллюодит
Almandine	Альмандин
Almandite	Альмандин
Alstonite	Альстонит
Altaite	Алтаит
Althausite	Альтхаузит
Alum	Квасцы
Aluminite	Алюминит
Aluminocopiapite	Алюмокопиапит
Alumino-katophorite	Алюмокатофорит
Alumohydrocalcite	Алюмогидрокальцит
Alumotungstite	Алюмотунгстит
Alunite	Алунит
Alunogen	Алуноген
Alvanite	Альванит
Amakinite	Амакинит
Amalgam	Амальгама
Amarantite	Амарантит
Amarillite	Амариллит
Amazonite	Амазонит
Amber	Янтарь
Amblygonite	Амблигонит
Ameghinite	Амегинит
Amesite	Амезит
Amethyst	Аметист
Amicite	Амицит
Aminoffite	Аминовит
Ammonioborite	Аммониоборит
Ammoniojarosite	Аммониоярозит
Amosite	Амозит
Amphibole	Амфиболы
Analcime	Анальцим
Analcite	Анальцим
Anandite	Анандит
Anapaite	Анапаит
Anarakite	Анаракит
Anatase	Анатаз
Anauxite	Аноксит
Ancylite	Анкилит
Andalusite	Андалузит
Andersonite	Андерсонит
Andesine	Андезин
Andorite	Андорит
Andradite	Андрадит
Andremeyerite	Андремейерит
Andrewsite	Андрюсит
Anduoite	Андуоит
Angelellite	Анджелеллит
Anglesite	Англезит
Anhydrite	Ангидрит
Anilite	Анилит
Ankerite	Анкерит
Ankylite	Анкилит
Annabergite	Аннабергит
Annite	Аннит
Anorthite	Анортит
Anorthoclase	Анортоклаз
Antarcticite	Антарктикит
Anthoinite	Антуанит
Anthonyite	Антонинит
Anthophyllite	Антофиллит
Antigorite	Антигорит
Antimonite	Антимонит
Antimonpearceite	Антимонпирсеит
Antimony	Сурьма
Antlerite	Антлерит
Apachite	Апачит

Apatite	Апатит
Aphthitalite	Афтиталит
Apjohnite	Апджонит
Aplowite	Эплоуит
Apophyllite	Апофиллит
Apuanite	Апуанит
Aquamarine	Аквамарин
Aragonite	Арагонит
Aramayoite	Арамайоит
Arcanite	Арканит
Archerite	Арчерит
Arcubisite	Аркубисит
Ardealite	Ардеалит
Ardennite	Арденнит
Arfvedsonite	Арфведсонит
Argentite	Аргентит
Argentojarosite	Аргентоярозит
Argentopentlandite	Аргентопентландит
Argentopyrite	Аргентопирит
Argyrodite	Аргиродит
Aristarainite	Аристренит
Arizonite	Аризонит
Armalcolite	Армолколит
Armangite	Армангит
Armenite	Арменит
Armstrongite	Армстронгит
Arnimite	Арнимит
Arrojadite	Арроядит
Arsenate-belovite	Арсенат-беловит
Arsenbrackebuschite	Арсенбракебушит
Arsenic	Мышьяк
Arseniosiderite	Арсениосидерит
Arsenobismite	Арсенобисмит
Arsenoclasite	Арсеноклазит
Arsenohauchecornite	Арсеногаухекорнит
Arsenolamprite	Арсеноламприт
Arsenolite	Арсенолит
Arsenopalladinite	Арсенопалладинит
Arsenopyrite	Арсенопирит
Arsenosulvanite	Арсеносульванит
Arsenpolybasite	Арсенополибазит
Arsenuranospathite	Арсенураношпатит
Arsenuranylite	Арсенуранилит
Arthurite	Артурит
Artinite	Артинит
Asbecasite	Асбекасит
Ascharite	Ашарит
Ashanite	Ашанит
Ashcroftine	Ашкрофтин
Ashtonite	Аштонит
Astrakhanite	Астраханит
Astrolite	Астролит
Astrophyllite	Астрофиллит
Atacamite	Атакамит
Atelestite	Ателестит
Athabascaite	Атабаскаит
Atheneite	Атенеит
Atokite	Атокит
Attacolite	Аттаколит
Attakolite	Аттаколит
Attapulgite	Аттапульгит
Aubertite	Аубертит
Augelite	Аугелит
Augite	Авгит
Aurichalcite	Аурихальцит
Auricupride	Аурикуприд
Aurorite	Аурорит
Aurostibite	Ауростибит
Austinite	Аустинит
Autunite	Отенит
Avicennite	Авиценнит
Avogadrite	Авогадрит
Awaruite	Аваруит
Axinite	Аксинит
Azoproite	Азопроит
Azurite	Азурит
Babefphite	Бабеффит
Babingtonite	Бабингтонит
Baddeleyite	Бадделеит
Badenite	Баденит
Bafertisite	Бафертисит
Bahianite	Бахианит
Bakerite	Бакерит
Balipholite	Балифолит
Balkanite	Балканит
Balyakinite	Балякинит
Bambollaite	Бамболлаит
Banalsite	Банальсит
Bandylite	Бандилит
Bannisterite	Баннистерит
Baotite	Баотит
Bararite	Бараpит
Baratovite	Баратовит
Barbertonite	Барбертонит
Barbierite	Барбьерит
Barbosalite	Барбосалит
Bariandite	Бариандит
Baricite	Барицит
Bariomicrolite	Бариомикролит
Bariopyrochlore	Бариопирохлор
Barite (Baryte)	Барит
Barkevikite	Баркевикит
Barnesite	Барнесит
Barrerite	Барреpит
Barringerite	Баррингерит
Barringtonite	Баррингтонит
Barroisite	Барруазит
Barsanovite	Барсановит
Bartonite	Бартонит
Barylite	Барилит
Barysilite	Барисилит
Barytocalcite	Баритокальцит
Barytolamprophyllite	Баритолампрофиллит
Basaluminite	Базалюминит
Basilite	Базилит
Bassanite	Бассанит
Bassetite	Бассетит
Bastinite	Бастинит
Bastnaesite	Бастнезит
Bastnäsite	Бастнезит
Bastnaesite-(La)	Лантанобастнезит
Bastnaesite-(Y)	Иттробастнезит
Batisite	Батисит
Baumhauerite	Баумгауерит
Baumite	Баумит
Bauranoite	Бауранoит
Bavenite	Бавенит
Bayerite	Байерит
Bayldonite	Байлдонит
Bayleyite	Бейлиит
Baylissite	Бейлиссит
Bazirite	Бацирит
Bazzite	Баццит
Bearsite	Беарсит
Beaverite	Биверит
Beckelite	Беккелит
Becquerelite	Беккерелит
Behierite	Бехиерит
Behoite	Бехоит
Beidellite	Бейделлит
Bellidoite	Беллидоит
Bellingerite	Беллинджериг
Bellite	Беллит

Belovite	Беловит
Belyankinite	Белянкинит
Bementite	Бементит
Benitoite	Бенитоит
Benjaminite	Бенджаминит
Benstonite	Бенстонит
Beraunite	Бераунит
Berborite	Берборит
Bergenite	Бергенит
Berlinite	Берлинит
Bermanite	Берманит
Berndtite	Берндтит
Berryite	Берриит
Berthierine	Бертьерин
Berthierite	Бертьерит
Bertossaite	Бертосаит
Bertrandite	Бертрандит
Beryl	Берилл
Beryllite	Бериллит
Beryllonite	Бериллонит
Berzelianite	Берцелианит
Berzeliite	Берцелиит
Bessmertnovite	Безсмертновит
Beta-roselite	Бета-розелит
Beta-uranophane	Бета-уранофан
Beta-fergusonite	Бета-фергусонит
Betafite	Бетафит
Beta-fergusonite-(Ce)	Бета-церийфергусонит
Betekhtinite	Бетехтинит
Betpakdalite	Бетпакдалит
Beudantite	Бёдантит
Beusite	Беусит
Beyerite	Бейерит
Bianchite	Бианкит
Bicchulite	Бичулит
Bideauxite	Бидоит
Bieberite	Биберит
Bikitaite	Бикитаит
Bilibinskite	Билибинскит
Bilinite	Билинит
Billietite	Бильетит
Billingsleyite	Биллингслеит
Bindheimite	Биндгеймит
Binnite	Биннит
Biotite	Биотит
Biphosphammite	Бифосфаммит
Biringuccite	Бирингучит
Birnessite	Бёрнессит
Bisbeeite	Бисбиит
Bischofite	Бишофит
Bismite	Бисмит
Bismoclite	Бисмоклит
Bismuth	Висмут
Bismuthinite	Висмутин
Bismutite	Бисмутит
Bismutoferrite	Бисмутоферрит
Bismutohauchecornit	Бисмутогаухекорнит
Bismutomicrolite	Бисмутомикролит
Bismutotantalite	Бисмутотанталит
Bityite	Битиит
Bixbyite	Биксбиит
Bjarebyite	Бьярбиит
Blakeite	Блэкеит
Blanchardite	Бланшардит
Blende	Сфалерит
Blixite	Бликсит
Bloedite	Блёдит
Blomstrandine	Бломстрандит
Bobierrite	Бобьеррит
Boehmite	Бёмит
Bogdanovite	Богдановит
Boggildite	Бёггильдит
Bohdanowiczite	Богдановичит
Bokite	Бокит
Boleite	Болеит
Bolivarite	Боливарит
Boltwoodite	Болтвудит
Bonaccordite	Бонаккордит
Bonattite	Бонаттит
Bonchevite	Бончевит
Boothite	Бутит
Boracite	Борацит
Borax	Бура
Borcarite	Боркарит
Borickyite	Боржицкиит
Borishanskiite	Боришанскит
Bornemanite	Борнеманит
Bornhardtite	Борнхардит
Bornite	Борнит
Borvskite	Боровскит
Botallackite	Боталлакит
Botryogen	Ботриоген
Boulangerite	Буланжерит
Bournonite	Бурнонит
Boussingaultite	Буссенготит
Boyleite	Бойлеит
Brabantite	Брабантит
Bracewellite	Бресуэлит
Brackebuschite	Бракебушит
Bradleyite	Бредлеит
Braggite	Брэггит
Braitschite	Брайчит
Brammallite	Браммалит
Brandisite	Брандизит
Brandtite	Брандтит
Brannerite	Браннерит
Brannockite	Браннокит
Brassite	Брассит
Braunite	Браунит
Bravaisite	Бравезит
Bravoite	Бравоит
Brazilianite	Бразилианит
Bredigite	Бредигит
Breithauptite	Брейтгауптит
Breunnerite	Брейнерит
Brewsterite	Брюстерит
Brezinaite	Брецинаит
Brianite	Брайенит
Briartite	Бриартит
Brindleyite	Бриндлейит
Britholite	Бритолит
Britholite-(Y)	Иттробритолит
Brochantite	Брошантит
Brockite	Броккит
Bromargyrite	Бромаргирит
Bromellite	Бромеллит
Bromyrite	Бромирит
Bronzite	Бронзит
Brookite	Брукит
Brownmillerite	Браунмиллерит
Brucite	Брусит
Bruggenite	Брюггенит
Brugnatellite	Бруньятеллит
Brunogeierite	Бруногайерит
Brunsvigite	Брунсвигит
Brushite	Брушит
Buchwaldite	Бухвальдит
Buddingtonite	Бадингтонит
Buergerite	Бюргерит
Buetschliite	Бючлиит
Bukovite	Буковит
Bukovskyite	Буковскиит
Bultfonteinite	Бултфонтейнит
Bunsenite	Бунзенит

Burangaite	Бурангит
Burbankite	Бурбанкит
Burckhardtite	Буркхардтит
Burkeite	Бёркеит
Bursaite	Бурсаит
Bustamite	Бустамит
Butlerite	Бутлерит
Buttgenbachite	Буттгенбахит
Bystromite	Бистрёмит
Bytownite	Битовнит
Cacoxenite	Какоксен
Cadmium	Кадмий
Cadmoselite	Кадмоселит
Cadwaladerite	Кадваладерит
Cafarsite	Кафарсит
Cafatite	Кафетит
Cahnite	Канит
Calamine	Каламин
Calciborite	Кальциборит
Calciocopiapite	Кальциокопиапит
Calcioferrite	Кальциоферрит
Calciotantalite	Кальциотанталит
Calciouranoite	Кальциоураноит
Calciovolborthite	Кальциофольбортит
Calcite	Кальцит
Calcium-catapleite	Кальций-катаплеит
Calcjarlite	Калькярлит
Calclacite	Кальклацит
Calcspar	Кальцит
Calcurmolite	Калькурмолит
Calderite	Кальдерит
Caledonite	Каледонит
Californite	Калифорнит
Calkinsite	Калкинсит
Callaghanite	Каллаганит
Calomel	Каломель
Calumetite	Кальюметит
Calzirtite	Кальциртит
Canasite	Канасит
Canavesite	Канавесит
Cancrinite	Канкринит
Canfieldite	Канфильдит
Cannizzarite	Канниццарит
Cappelenite	Каппеленит
Caracolite	Караколит
Carboborite	Карбоборит
Carbocernaite	Карбоцернаит
Carbonate apatite	Карбонат-апатит
Carbonate-cyanotrichite	Карбонат-цианотрихит
Carbonate fluorapatite	Карбонат-фторапатит
Carbonate hydroxyapatite	Карбонат-гидроксилапатит
Carletonite	Карлтонит
Carlfriesite	Карлфризит
Carlhintzeite	Карлгинтцеит
Carlinite	Карлинит
Carlsbergite	Карлсбергит
Carminite	Карминит
Carnallite	Карналлит
Carnotite	Карнотит
Carobbiite	Кароббиит
Carpholite	Карфолит
Carrboydite	Каррбойдит
Carrollite	Карролит
Caryinite	Кариинит
Caryocerite	Кариоцерит
Caryopilite	Кариопилит
Cassidyite	Кассидиит
Cassiterite	Касситерит
Catapleiite	Катаплеит
Catophorite	Катофорит
Cattierite	Каттьерит
Cavansite	Кавансит
Caysichite	Кайсикхит
Cebollite	Себоллит
Celadonite	Селадонит
Celestine (Celestite)	Целестин
Celsian	Цельзиан
Cerargyrite	Кераргирит
Cerianite	Церианит
Ceriopyrochlore	Цериопирохлор
Cerite	Церит
Cernyite	Черниит
Cerolite	Церолит
Cerotungstite	Церотунгстит
Ceruleite	Церулеит
Cerussite	Церуссит
Cervantite	Сервантит
Cesarolite	Цезаролит
Cesbronite	Сесбронит
Cesium-kupletskite	Цезийкуплетскит
Ceylonite	Цейлонит
Chabazite	Шабазит
Chabourneite	Шабурнеит
Chalcanthite	Халькантит
Chalcoalumite	Халькоалюмит
Chalcocite	Халькозин
Chalcosine	Халькозин
Chalcocyanite	Халькокианит
Chalcomenite	Халькоменит
Chalconatronite	Хальконантронит
Chalcophanite	Халькофанит
Chalcophyllite	Халькофиллит
Chalcopyrite	Халькопирит
Chalcosiderite	Халькосидерит
Chalcostibite	Халькостибит
Chalcothallite	Халькоталлит
Chalcotrichite	Халькотрихит
Challantite	Шаллантит
Chambersite	Чемберсит
Chamosite	Шамозит
Changbaiite	Чангбаит
Chantalite	Шанталит
Chaoite	Чаоит
Chapmanite	Чапманит
Charoite	Чароит
Chelkarite	Челкарит
Chenevixite	Шеневиксит
Cheralite	Чералит
Chernovite	Черновит
Chernykhite	Черныхит
Chervetite	Шерветит
Chesterite	Честерит
Chevkinite	Чевкинит
Childrenite	Чильдренит
Chiolite	Хиолит
Chkalovite	Чкаловит
Chloraluminite	Хлоралюминит
Chlorapatite	Хлорапатит
Chlorargyrite	Хлораргирит
Chlorite	Хлорит
Chloritoid	Хлоритоид
Chlormanasseite	Хлорманассеит
Chlormanganokalite	Хлорманганокалит
Chlorocalcite	Хлорокальцит
Chloromagnesite	Хлоромагнезит
Chlorophoenicite	Хлорфеницит
Chlorothionite	Хлоротионит
Chlorotile	Хлоротил
Chloroxiphite	Хлороксифит
Choloalite	Холоалит
Chondrodite	Хондродит
Christite	Кристит
Chromatite	Хроматит

Chromite	Хромит
Chrysoberyl	Хризоберилл
Chrysocolla	Хризоколла
Chrysolite	Хризолит
Chrysotile	Хризотил
Chudobaite	Худобаит
Chukhrovite	Чухровит
Chukrovite-(Ce)	Церочухровит
Churchite	Чёрчит
Cinnabar	Киноварь
Claringbullite	Кларингбуллит
Clarkeite	Кларкеит
Claudetite	Клаудетит
Clausthalite	Клаусталит
Cleavelandite	Клевеландит
Cliffordite	Клиффордит
Cliftonite	Клифтонит
Clinobisvanite	Клинобисванит
Clinochalcomenite	Клинохалькоменит
Clinochlore	Клинохлор
Clinochrysotile	Клинохризотил
Clinoclase	Клиноклаз
Clinoenstatite	Клиноэнстатит
Clinoferrosilite	Клиноферросилит
Clinohedrite	Клиноэдрит
Clinoholmquistite	Клинохолмквистит
Clinohumite	Клиногумит
Clinohypersthene	Клиногиперстен
Clinojimthompsonite	Клиноджимтомпсонит
Clinoptilolite	Клиноптилолит
Clinosafflorite	Клиносаффлорит
Clinostrengite	Клиноштренгит
Clinotyrolite	Клинотиролит
Clinoungemachite	Клиноунгемахит
Clinozoisite	Клиноцоизит
Clintonite	Клинтонит
Coalingite	Коалингит
Cobaltite	Кобальтин
Cobaltomenite	Кобальтоменит
Cobaltpentlandite	Кобальтпентландит
Cobalt-zippeite	Кобальтциппеит
Cochromite	Кохромит
Coconinoite	Коконинoит
Coeruleolactite	Церулеолактит
Coesite	Коэсит
Coffinite	Коффинит
Cohenite	Когенит
Colemanite	Колеманит
Collinsite	Коллинсит
Coloradoite	Колорадоит
Columbite	Колумбит
Colusite	Колусит
Combeite	Комбеит
Compreignacite	Компреньясит
Congolite	Конголит
Conichalcite	Конихальцит
Connellite	Коннеллит
Cookeite	Кукеит
Cooperite	Куперит
Copiapite	Копиапит
Copper	Медь
Coquimbite	Кокимбит
Corderoite	Кордероит
Cordierite	Кордиерит
Cordylite	Кордилит
Corkite	Коркит
Cornetite	Корнетит
Cornubite	Корнубит
Cornwallite	Корнваллит
Coronadite	Коронадит
Corrensite	Корренсит
Corundophilite	Корундофиллит
Corundum	Корунд
Corvusite	Корвусит
Cosalite	Козалит
Cosmochlore	Космохлор
Costibite	Костибит
Cotunnite	Котуннит
Coulsonite	Кульсонит
Cousinite	Кузинит
Covellite (Covelline)	Ковеллин
Cowlesite	Каулсит
Crandallite	Крандаллит
Creaseyite	Кризейит
Crednerite	Креднерит
Creedite	Кридит
Crestmoreite	Крестморит
Crichtonite	Кричтонит
Cristobalite	Кристобалит
Crocidolite	Крокидолит
Crocoite	Крокоит
Cronstedtite	Кронстедтит
Crookesite	Крукесит
Crossite	Кроссит
Cryolite	Криолит
Cryolithionite	Криолитионит
Cryptohalite	Криптогалит
Cryptomelane	Криптомелан
Csiklovaite	Чикловаит
Cubanite	Кубанит
Cumengeite	Куменгит
Cummingtonite	Куммингтонит
Cuprite	Куприт
Cuproartinite	Купроартинит
Cuproauride	Купроаурид
Cuprobismutite	Купробисмутит
Cuprocopiapite	Купрокопиапит
Cuprohydromagnesite	Купрогидромагнезит
Cupropavonite	Купропавонит
Cuprorivaite	Купрориваит
Cuprosklodowskite	Купросклодовскит
Cuprospinel	Купрошпинель
Cuprostibite	Купростибит
Cuprotungstite	Купротунгстит
Cuprouranite	Купроуранит
Curetonite	Кюретонит
Curienite	Кюрьенит
Curite	Кюрит
Curtisite	Куртизит
Cuspidine	Куспидин
Custerite	Кюстерит
Cyanite	Кианит
Cyanochroite	Цианохроит
Cyanotrichite	Цианотрихит
Cyclowollastonite	Цикловолластонит
Cylindrite	Цилиндрит
Cymrite	Кимрит
Cyrilovite	Цириловит
Cyrtolite	Циртолит
Dachiardite	Дакиардит
Dadsonite	Дедсонит
Dahllite	Даллит
Dalyite	Дэлиит
Danalite	Даналит
Danburite	Данбурит
Dannemorite	Даннеморит
D'Ansite	Дансит
Daomanite	Даоманит
Darapiosite	Дарапиозит
Darapskite	Дарапскит
Dashkesanite	Дашкесанит
Datolite	Датолит
Daubreeite	Добреит

Daubreelite	Добреелит
Davidite	Давидит
Davisonite	Дависонит
Davreuxite	Давреуксит
Davyne	Давин
Dawsonite	Давсонит
Daylngite	Дайингит
Deerite	Дирит
Dehrnite	Дернит
Delafossite	Делафоссит
Delhayelite	Дельхайелит
Dellaite	Деллаит
Delrioite	Дельриоит
Delvauxite	Дельвоксит
Demesmaekerite	Демесмэкерит
Denningite	Денингит
Derbylite	Дербилит
Derriksite	Дерриксит
Desautelsite	Десотельсит
Descloizite	Деклуазит
Desmine	Десмин
Despujolsite	Депюжолсит
Devilline	Девиллин
Devillite	Девиллин
Dewindtite	Девиндтит
Diabantite	Диабантит
Diaboleite	Диаболеит
Diadochite	Диадохит
Diamond	Алмаз
Diaphorite	Диафорит
Diaspore	Диаспор
Dickinsonite	Диккинсонит
Dickite	Диккит
Dienerite	Динерит
Dietrichite	Дитрихит
Dietzeite	Дитцеит
Digenite	Дигенит
Dimorphite	Диморфит
Diopside	Диопсид
Dioptase	Диоптаз
Disthene	Дистен
Dittmarite	Диттмарит
Dixenite	Диксенит
Djalmaite	Джалмаит
Djerfisherite	Джерфишерит
Djurleite	Джарлеит
Dolerophanite	Долерофанит
Dolomite	Доломит
Doloresite	Долоресит
Domeykite	Домейкит
Donathite	Донатит
Donbassite	Донбассит
Donnayite	Доннейит
Dorfmanite	Дорфманит
Douglasite	Дугласит
Downeyite	Доунейит
Dravite	Дравит
Dresserite	Дрессерит
Droogmansite	Дрогмансит
Drugmanite	Другманит
Drysdallite	Дрисдаллит
Dufrenite	Дюфренит
Dufrenoysite	Дюфренуазит
Duftite	Дуфтит
Dugganite	Дугганит
Dumontite	Дюмонтит
Dumortierite	Дюмортьерит
Dundasite	Дундазит
Durangite	Дурангит
Duranusite	Дюранюзит
Dussertite	Дюссертит
Duttonite	Даттонит
Dypingite	Дипингит
Dyscrasite	Дискразит
Dzhalindite	Джалиндит
Eakerite	Экерит
Earleyite	Эрлейит
Earlandite	Эрландит
Ecdemite	Экдемит
Eckermannite	Экерманит
Edenite	Эденит
Edingtonite	Эдингтонит
Eglestonite	Эглестонит
Eifelite	Эйфелит
Eitelite	Эйтелит
Ekanite	Эканит
Ekaternite	Екатеринит
Elbaite	Эльбаит
Electrum	Электрум
Ellestadite	Эллестадит
Ellisite	Эллисит
Ellsworthite	Эльсвортит
Elpasolite	Эльпазолит
Elpidite	Эльпидит
Elyite	Элиит
Embolite	Эмболит
Embreyite	Эмбрейит
Emeleusite	Эмелеусит
Emerald	Изумруд
Emery	Наждак
Emmonsite	Эммонсит
Emplectite	Эмплектит
Empressite	Эмпрессит
Enargite	Энаргит
Endellite	Энделлит
Endlichite	Эндлихит
Englishite	Инглишит
Enigmatite	Энигматит
Enstatite	Энстатит
Eosphorite	Эосфорит
Ephesite	Эфесит
Epididymite	Эпидидимит
Epidote	Эпидот
Epigenite	Эпигенит
Epistilbite	Эпистильбит
Epistolite	Эпистолит
Epsomite	Эпсомит
Erdite	Эрдит
Eremeyevite	Еремеевит
Ericaite	Эрикаит
Ericssonite	Эрикссонит
Eriochalcite	Эриохальцит
Erionite	Эрионит
Erlichmanite	Эрликманит
Ernstite	Эрнстит
Erubescite	Эрубесцит
Erythrite	Эритрин
Erythrosiderite	Эритросидерит
Eschynite	Эшинит
Eskebornite	Эскеборнит
Eskolaite	Эсколаит
Esperite	Эсперит
Ettringite	Эттрингит
Eucairite	Эвкайрит
Euchlorine	Эвхлорин
Euchroite	Эвхроит
Euclase	Эвклаз
Eucryptite	Эвкриптит
Eudialyte	Эвдиалит
Eudidymite	Эвдидимит
Eulytite	Эвлитин
Euxenite	Эвксенит
Evansite	Эвансит

Eveite	Эвеит
Evenkite	Эвенкит
Ewaldite	Эвальдит
Eylettersite	Эйлеттерсит
Ezcurrite	Эзкуррит
Fabianite	Фабианит
Faheyite	Фейхиит
Fairbankite	Файрбанкит
Fairchildite	Файрчильдит
Fairfieldite	Файрфильдит
Falcondoite	Фалкондоит
Famatinite	Фаматинит
Farringtonite	Фаррингтонит
Fassaite	Фассаит
Faujasite	Фоязит
Faustite	Фостит
Fayalite	Фаялит
Fedorite	Федорит
Fedorovskite	Федоровскит
Feitknechtite	Файткнехтит
Feldspar	Полевой шпат
Felsobanyite	Фельшёбаниит
Femolite	Фемолит
Fenaksite	Фенаксит
Ferberite	Ферберит
Ferdisilicite	Фердисилицит
Fergusonite	Фергусонит
Fermorite	Ферморит
Fernandinite	Фернандинит
Feroxyhyte	Фероксигит
Ferrazite	Феррацит
Ferricopiapite	Феррикопиапит
Ferridravite	Ферридравит
Ferrierite	Феррьерит
Ferrihydrite	Ферригидрит
Ferrimolybdite	Ферримолибдит
Ferrinatrite	Ферринатрит
Ferripyrophyllite	Феррипирофиллит
Ferrisicklerite	Феррисиклерит
Ferrisymplesite	Феррисимплезит
Ferritungstite	Ферритунгстит
Ferroactinolite	Ферроактинолит
Ferroanthophyllite	Ферроантофиллит
Ferroaxinite	Ферроаксинит
Ferrobarroisite	Ферробарруазит
Ferrobustamite	Ферробустамит
Ferrocarpholite	Феррокарфолит
Ferrocolumbite	Ферроколумбит
Ferroeckermannite	Ферроэкерманит
Ferroedenite	Ферроэденит
Ferroferritschermakite	Ферроферричермакит
Ferrogedrite	Феррожедрит
Ferroglaucophane	Ферроглаукофан
Ferrohexahydrite	Феррогексагидрит
Ferroholmquistite	Феррохолмквистит
Ferrohornblende	Феррогорнблендит
Ferrokaersutite	Феррокерсутит
Ferropargasite	Ферропаргасит
Ferropumpellyite	Ферропумпеллиит
Ferrorichterite	Феррорихтерит
Ferroselite	Ферроселит
Ferrosilite	Ферросилит
Ferrotantalite	Ферротанталит
Ferrotschermakite	Феррочермакит
Ferrowinchite	Ферровинчит
Ferrowylliete	Ферроуиллиит
Ferruccite	Ферручит
Fersilicite	Ферсилицит
Fersmanite	Ферсманит
Fersmite	Ферсмит
Fervanite	Ферванит
Fibroferrite	Фиброферрит
Fibrolite	Фибролит
Fiedlerite	Фидлерит
Fillowite	Филловит
Finnemanite	Финнеманит
Fischesserite	Фишессерит
Fizelyite	Физелиит
Flagstaffite	Флагстаффит
Fleischerite	Флейшерит
Fletcherite	Флетчерит
Flinkite	Флинкит
Florencite	Флоренсит
Fluellite	Флюеллит
Fluoborite	Флюоборит
Fluocerite	Флюоцерит
Fluorapatite	Фторапатит
Fluorapophyllite	Фторапофиллит
Fluorite	Флюорит
Fluorspar	Плавиковый шпат
Foggite	Фоггит
Forbesite	Форбезит
Formanite	Форманит
Fornacite	Форнасит
Forsterite	Форстерит
Foshagite	Фошагит
Foshallasite	Фошалласит
Fourmarierite	Фурмарьерит
Fowlerite	Фаулерит
Fraipontite	Фрепонтит
Francevillite	Франсвиллит
Franckeite	Франкеит
Francoanellite	Франкоанеллит
Francolite	Франколит
Frankdicksonite	Франкдиксонит
Franklinite	Франклинит
Franzinite	Францинит
Freboldite	Фребольдит
Freibergite	Фрейбергит
Freieslebenite	Фрейеслебенит
Fresnoite	Фресноит
Freudenbergite	Фройденбергит
Friedelite	Фриделит
Friedrichite	Фридрихит
Fritzscheite	Фритчеит
Frohbergite	Фробергит
Frolovite	Фроловит
Frondelite	Фронделит
Froodite	Фрудит
Fuchsite	Фуксит
Fukalite	Фукалит
Fukuchilite	Фукучилит
Fuloppite	Фюлёппит
Furongite	Фуронгит
Gabrielsonite	Габриэльсонит
Gadolinite	Гадолинит
Gagarinite	Гагаринит
Gageite	Гагеит
Gahnite	Ганит
Gaidonnayite	Гейдоннеит
Gaitite	Гейтит
Galaxite	Галаксит
Galeite	Гельит
Galena	Галенит
Galenite	Галенит
Galenobismutite	Галенобисмутит
Galkhaite	Галхаит
Gallite	Галлит
Gamagarite	Гамагарит
Ganomalite	Ганомалит
Ganophyllite	Ганофиллит
Garnet	Гранат

Garnierite	Гарниерит
Garrelsite	Гаррелсит
Garronite	Гарронит
Gaspeite	Гаспеит
Gatumbaite	Гатумбаит
Gaudefroyite	Годефруаит
Gaylussite	Гейлюссит
Gearksutite	Геарксутит
Gedrite	Жедрит
Gehlenite	Геленит
Geikielite	Гейкилит
Genkinite	Генкинит
Genthelvite	Гентгельвин
Gentnerite	Гентнерит
Geocronite	Геокронит
Georgeite	Джорджеит
Georgiadesite	Джорджиадесит
Gerasimovskite	Герасимовскит
Gerhardtite	Герхардтит
Germanite	Германит
Gersdorffite	Герсдорфит
Gerstleyite	Герстлиит
Gerstmannite	Герстманит
Getchellite	Гетчеллит
Geversite	Геверсит
Gianellaite	Джианеллаит
Giannetite	Джианнетит
Gibbsite	Гиббсит
Giessenite	Гиссенит
Gilalite	Гилалит
Gillespite	Джиллеспит
Gilpinite	Джильпинит
Gilsonite	Джилсонит
Giniite	Гиниит
Ginorite	Джинорит
Giorgiosite	Джорджиозит
Girdite	Гирдит
Gismondite	Жисмондин
Gittinsite	Гиттинсит
Gladite	Гладит
Glauberite	Глауберит
Glaucochroite	Глаукохроит
Glaucodot	Глаукодот
Glaucokerinite	Глаукокеринит
Glauconite	Глауконит
Glaucophane	Глаукофан
Glaukosphaerite	Глаукосферит
Glucine	Глюцин
Glushinskite	Глушинскит
Gmelinite	Гмелинит
Godlevskite	Годлевскит
Goedkenite	Гоудкенит
Goethite	Гётит
Goergeyite	Горгеит
Gold	Золото
Goldfieldite	Голдфилдит
Goldichite	Гольдичит
Goldmanite	Голдманит
Gonnardite	Гоннардит
Gonyerite	Гониерит
Goosecreekite	Гускрикит
Gorceixite	Горсейксит
Goshenite	Гошенит
Goslarite	Госларит
Gotzenite	Гётценит
Goudeyite	Гоудейит
Gowerite	Гоуерит
Goyazite	Гояцит
Graemite	Грэмит
Graftonite	Графтонит
Grandidierite	Гранднджерит
Grantsite	Грантсит
Graphite	Графит
Gratonite	Грейтонит
Grayite	Грейит
Greenalite	Гриналит
Greenockite	Гринокит
Greigite	Грейгит
Grimaldiite	Гримальдит
Grimselite	Гримзелит
Griphite	Грифит
Grossular	Гроссуляр
Groutite	Гроутит
Grovesite	Гровесит
Gruenlingite	Грюнлингит
Grunerite	Грюнерит
Guanajuatite	Гуанахуатит
Guanglinite	Гуанглинит
Gudmundite	Гудмундит
Guerinite	Геренит
Guettardite	Геттардит
Guildite	Гильдит
Guilleminite	Гийменит
Gummite	Гуммит
Gunningite	Ганнингит
Gustavite	Густавит
Gutsevichite	Гуцевичит
Guyanaite	Гвианаит
Gypsum	Гипс
Gyrolite	Гиролит
Haapalaite	Хааплаит
Hackmanite	Гакманит
Hafnon	Гафнон
Hagendorfite	Хагендорфит
Häggite	Хеггит
Haidingerite	Гайдингерит
Haiweeite	Хейвиит
Hakite	Хакит
Halite	Галит
Hallimondite	Хелимондит
Halloysite	Галлуазит
Halotrichite	Галотрихит
Halurgite	Галургит
Hambergite	Гамбергит
Hammarite	Хаммарит
Hancockite	Ханкокит
Hanksite	Ганксит
Hannayite	Ганнайит
Haradaite	Харадаит
Hardystonite	Гардистонит
Harstigite	Гарстигит
Harkerite	Харкерит
Harmotome	Гармотом
Hastingsite	Гастингсит
Hastite	Хастит
Hatchettolite	Гатчеттолит
Hatchite	Гатчит
Hatrurite	Хатрурит
Hauchecornite	Гаухекорнит
Hauckite	Хоукит
Hauerite	Гауерит
Hausmannite	Гаусманнит
Haüyne	Гаюин
Hawleyite	Хоулиит
Haxonite	Хаксонит
Haycockite	Хейкокит
Heazlewoodite	Хизлевудит
Hectorite	Гекторит
Hedenbergite	Геденбергит
Hedleyite	Хедлиит
Hedyphane	Гедифан
Heideite	Хайдеит
Heidornite	Хейдорнит

Heinrichite	Хейнричит
Heliophyllite	Гелиофиллит
Heliotrope	Гелиотроп
Hellandite	Гелландит
Hellyerite	Хеллиэрит
Helmutwinklerite	Хельмутвинклерит
Helvite	Гельвин
Hemafibrite	Гемафибрит
Hematite	Гематит
Hematolite	Гематолит
Hematophanite	Гематофанит
Hemihedrite	Гемиэдрит
Hemimorphite	Гемиморфит
Hemusite	Хемусит
Hendersonite	Хендерсонит
Hendricksite	Хендриксит
Henritermierite	Анритермьерит
Hercynite	Герцинит
Herderite	Гердерит
Herschelite	Гершелит
Herzenbergite	Герценбергит
Hessite	Гессит
Hetaerolite	Гетеролит
Heterogenite	Гетерогенит
Heteromorphite	Гетероморфит
Heterosite	Гетерозит
Heulandite	Гейландит
Hewettite	Хьюэттит
Hexahydrite	Гексагидрит
Hexahydroborite	Гексагидроборит
Hexatestibiopanickelite	Гексатестибиопаникелит
Heyite	Хейит
Heyrovskyite	Хейровскиит
Hibonite	Ибонит
Hibschite	Гибшит
Hidalgoite	Идальгоит
Hiddenite	Гидденит
Hieratite	Гиератит
Hilairite	Илерит
Hilgardite	Хилгардит
Hillebrandite	Гиллебрандит
Hinsdalite	Гинсдалит
Hiortdahlite	Йортдалит
Hisingerite	Гизингерит
Hjelmite	Хьельмит
Hocartite	Окартит
Hodgkinsonite	Годжкинсонит
Hodrushite	Ходрушит
Hoegbomite	Хёгбомит
Hoernesite	Гёрнесит
Högbomite	Хёгбомит
Hohmannite	Гогманнит
Holdenite	Холденит
Hollandite	Голландит
Hollingworthite	Холингуортит
Holmquistite	Холмквистит
Holtedahlite	Холтедалит
Holtite	Холтит
Homilite	Гомилит
Honessite	Хонессит
Hongquiite	Хонквиит
Hopeite	Гопеит
Hornblende	Роговая обманка
Horn silver	Хлораргирит
Horsfordite	Горсфордит
Hortonolite	Гортонолит
Howieite	Хауиит
Howlite	Говлит
Hsianghualite	Сянхуалит
Huanghoite	Хуанхит
Huebnerite	Гюбнерит
Huemulite	Хьюмалит
Hügelite	Хюгелит
Hühnerkobelite	Хюнеркобелит
Hulsite	Гулсит
Humberstonite	Хумберстонит
Humboldtine	Гумбольдин
Humite	Гумит
Hummerite	Хаммерит
Hungchaoite	Хунчжаоит
Huntite	Гунтит
Hureaulite	Гюролит
Hurlbutite	Херлбутит
Hutchinsonite	Хатчинсонит
Huttonite	Хаттонит
Hyacinth	Гиацинт
Hyalophane	Гиалофан
Hyalotekite	Гиалотекит
Hydrargillite	Гидраргиллит
Hydrobasaluminite	Гидробазалюминит
Hydroboracite	Гидроборацит
Hydrocalcite	Гидрокальцит
Hydrocalumite	Гидрокалюмит
Hydrocerussite	Гидроцеруссит
Hydrochlorborite	Гидрохлорборит
Hydrodresserite	Гидродрессит
Hydrogarnet	Гидрогранат
Hydroglauberite	Гидроглауберит
Hydrogrossular	Гидрогроссуляр
Hydrohalite	Гидрогалит
Hydrohetaerolite	Гидрогетеролит
Hydromagnesite	Гидромагнезит
Hydromica	Гидрослюда
Hydromolysite	Гидромолизит
Hydromuscovite	Гидромусковит
Hydroniumjarosite	Гидрониоярозит
Hydrophane	Гидрофан
Hydrophilite	Гидрофилит
Hydroromarchite	Гидроромаркит
Hydroscarbroite	Гидроскарброит
Hydrotalcite	Гидроталькит
Hydrotungstite	Гидротунгстит
Hydrougrandite	Гидроуграндит
Hydroxyapatite	Гидроксилапатит
Hydroxyapophyllite	Гидроксилапофиллит
Hydroxylapatite	Гидроксилапатит
Hydroxylbastnaesite	Гидроксилбастнезит
Hydroxylellestadite	Гидроксилэллестадит
Hydroxylherderite	Гидроксилгердерит
Hydrozincite	Гидроцинкит
Hypercinnabar	Гиперциннабарит
Hypersthene	Гиперстен
Ianthinite	Иантинит
Ice	Лед
Idaite	Идаит
Iddingsite	Иддингсит
Idocrase	Идокраз
Idrialite	Идриалит
Iimoriite	Иимориит
Ikaite	Икаит
Ikunolite	Икунолит
Ilesite	Илезит
Ilimaussite	Илимаусит
Illite	Иллит
Ilmajokite	Ильмайокит
Ilmenite	Ильменит
Ilmenorutile	Ильменорутил
Ilsemannite	Ильземаннит
Ilvaite	Ильваит
Imandrite	Имандрит
Imgreite	Имгрэит
Imhofite	Имхофит
Incaite	Инкаит

Inderborite	Индерборит
Inderite	Индерит
Indialite	Индиалит
Indicolite	Индиголит
Indigirite	Индигирит
Indite	Индит
Indium	Индий
Inesite	Инезит
Innelite	Иннэлит
Insizwaite	Инсизваит
Inyoite	Инионит
Iodargyrite	Иодаргирит
Iodobromite	Иодобромит
Iodyrite	Иодирит
Iowaite	Айоваит
Iranite	Иранит
Iraquite	Иракит
Irarsite	Ирарсит
Irhtemite	Иртемит
Iridarsenite	Иридарсенит
Iridium	Иридий
Iridosmine	Иридосмин
Iridosmium	Иридосмин
Iriginite	Иригинит
Iron	Железо
Ishikawaite	Ишикаваит
Isoclasite	Изоклазит
Isoferroplatinum	Изоферроплатина
Isokite	Изокит
Isomertieite	Изомертьиит
Isostannite	Изостаннин
Itoite	Итоит
Iwakiite	Ивакит
Ixiolite	Иксиолит
Jacobsite	Якобсит
Jadeite	Жадеит
Jagoite	Ягоит
Jagowerite	Яговерит
Jahnsite	Джансит
Jalpaite	Ялпаит
Jamborite	Джемборит
Jamesonite	Джемсонит
Janggunite	Янгунит
Jargon	Жаргон
Jarlite	Ярлит
Jarosite	Ярозит
Jasper	Яшма
Jeffersonite	Джефферсонит
Jennite	Дженнит
Jeremejevite	Еремеевит
Jet	Гагат
Jezekite	Ежекит
Jimboite	Джимбоит
Jimthompsonite	Джимтомпсонит
Jixianite	Цзисянит
Joaquinite	Джоакинит
Joesmithite	Джосмитит
Johachidolite	Йохачидолит
Johannite	Иоганнит
Johannsenite	Йохансенит
Johnbaumite	Джонбомит
Johnsomervilleite	Джонсомервиллит
Joliotite	Жолиотит
Jokokuite	Джококуит
Jonesite	Джонесит
Jordanite	Иорданит
Jordisite	Иордизит
Joseite	Жозеит
Jouravskite	Журавскит
Julgoldite	Джулголдит
Julienite	Жюльенит
Jungite	Юнгит
Junitoite	Джунитоит
Junoite	Джуноит
Jurbanite	Джурбанит
Kaersutite	Керсутит
Kafehydrocyanite	Кафегидроцианит
Kahlerite	Калерит
Kainite	Каинит
Kainosite	Кайнозит
Kaliborite	Калиборит
Kalicinite	Калицинит
Kalinite	Калинит
Kaliophilite	Калиофилит
Kalipyrochlore	Калипирохлор
Kalistrontite	Калистронцит
Kalsilite	Калсилит
Kamacite	Камасит
Kämmererite	Кеммерерит
Kanemite	Канемит
Kankite	Канькит
Kanoite	Каноит
Kanonaite	Канонаит
Kaolinite	Каолинит
Karelianite	Карелианит
Karibibite	Карибибит
Karnasurtite	Карнасуртит
Karpatite	Карпатит
Karpinskite	Карпинскит
Karpinskyite	Карпинскиит
Kasolite	Казолит
Kassite	Кассит
Katophorite	Катофорит
Katoptrite	Катоптрит
Kawazulite	Кавацулит
Kazakovite	Казаковит
Keatite	Китит
Keckite	Кеккит
Kegelite	Кегелит
Kehoeite	Кегоеит
Keithconnite	Кейтконнит
Keldyshite	Келдышит
Kellyite	Келлиит
Kemmlitzite	Кемлицит
Kempite	Кемпит
Kennedyite	Кеннедиит
Kentrolite	Кентролит
Kenyaite	Кенияит
Kermesite	Кермезит
Kernite	Кернит
Kerstenite	Керстенит
Kesterite	Кёстерит
Kettnerite	Кеттнерит
Keyite	Кейит
Khademite	Кхадемит
Khibinskite	Хибинскит
Khinite	Кхинит
Khlopinite	Хлопинит
Khuniite	Хуниит
Kidwellite	Кидуэллит
Kieserite	Кизерит
Kilchoanite	Килхоанит
Killalaite	Киллалаит
Kimzeyite	Кимцеит
Kingite	Кингит
Kingsmountite	Кингсмаунтит
Kinoite	Киноит
Kinoshitalite	Киноситалит
Kirschsteinite	Кирштейнит
Kitkaite	Киткаит
Kladnoite	Кладноит
Klaprothite	Клапротит

Klebelsbergite	Клебельсбергит
Kleberite	Клеберит
Kleemanite	Климанит
Kleinite	Клейнит
Klockmannite	Клокманнит
Kmaite	Кмаит
Knebelite	Кнебелит
Knipovichite	Книповичит
Knopite	Кнопит
Knorringite	Кноррингит
Koashvite	Коашвит
Kobeite	Кобеит
Kobellite	Кобеллит
Koechlinite	Кёхлинит
Koenenite	Кёненит
Koettigite	Кеттигит
Kogarkoite	Когаркоит
Koktaite	Коктаит
Kolbeckite	Кольбекит
Kolicite	Коликит
Kolovratite	Коловратит
Kolskite	Кольскит
Kolwezite	Колвезит
Kolymite	Колымит
Komarovite	Комаровит
Koninckite	Конинкит
Koritnigite	Коритнигит
Kornelite	Корнелит
Kornerupine	Корнерупин
Korzhinskite	Коржинскит
Kosmochlor	Космохлор
Kostovite	Костовит
Kotoite	Котоит
Köttigite	Кеттигит
Kotulskite	Котульскит
Koutekite	Коутекит
Kozulite	Коцулит
Kraisslite	Крайслит
Kramerite	Крамерит
Kratochvilite	Кратохвилит
Krausite	Краузит
Krauskopfite	Краускопфит
Krautite	Краутит
Kreittonite	Крайтонит
Kremersite	Кремерзит
Krennerite	Креннерит
Kreuzbergite	Кройцбергит
Kribergite	Крибергит
Krinovite	Криновит
Kroehnkite	Крёнкит
Krupkaite	Крупкаит
Krutaite	Крутаит
Krutovite	Крутовит
Kryzhanovskite	Крыжановскит
Ktenasite	Ктенасит
Kulanite	Куланит
Kulkeite	Кулкеит
Kullerudite	Куллерудит
Kunzite	Кунцит
Kupletskite	Куплетскит
Kuramite	Курамит
Kuranakhite	Куранахит
Kurchatovite	Курчатовит
Kurgantaite	Кургантаит
Kurnakovite	Курнаковит
Kurumsakite	Курумсакит
Kusuite	Кусуит
Kutinaite	Кутинаит
Kutnohorite	Кутнагорит
Kutnahorite	Кутнагорит
Kyanite	Кианит
Kyanophyllite	Кианофиллит
Labradorite	Лабрадор
Labuntsovite	Лабунцовит
Lacroixite	Лакруаит
Laffittite	Лафитит
Laihunite	Лайхунит
Laitakariite	Лайтакариит
Lamprobolite	Лампроболит
Lamprophyllite	Лампрофиллит
Lanarkite	Ланаркит
Landauite	Ландауит
Landesite	Ландезит
Landsbergite	Ландсбергит
Langbanite	Лангбанит
Langbeinite	Лангбейнит
Langisite	Лангисит
Langite	Лангит
Lansfordite	Лансфордит
Lanthanite	Лантанит
Lapis lazuli	Ляпис-лазурь
Laplandite	Лапландит
Lapparentite	Лаппарантит
Larderellite	Лардереллит
Larnite	Ларнит
Larosite	Ларозит
Larsenite	Ларсенит
Latiumite	Латиумит
Latrappite	Латраппит
Laubmannite	Лаубманнит
Laueite	Лауэит
Laumontite	Ломонтит
Launayite	Лонэит
Laurionite	Лаурионит
Laurite	Лаурит
Lausenite	Лаусенит
Lautarite	Лаутарит
Lautite	Лаутит
Lavendulan	Лавендулан
Lavenite	Ловенит
Lavrovite	Лавровит
Lawrencite	Лавренсит
Lawsonbauerite	Лоусонбауэрит
Lawsonite	Лавсонит
Lazarevicite	Лазаревичит
Lazulite	Лазулит
Lazurite	Лазурит
Lead	Свинец
Lead glance	Свинцовый блеск
Leadhillite	Ледгиллит
Lechatelierite	Лешательерит
Lecontite	Леконтит
Legrandite	Леграндит
Lehiite	Лехиит
Leifite	Лейфит
Leightonite	Лейтонит
Leiteite	Лейтит
Lemoynite	Лемуанит
Lengenbachite	Ленгенбахит
Lenoblite	Леноблит
Leonhardite	Леонгардит
Leonite	Леонит
Lepidocrocite	Лепидокрокит
Lepidolite	Лепидолит
Lepidomelane	Лепидомелан
Lermontovite	Лермонтовит
Lesserite	Лессерит
Letovicite	Летовицит
Leucite	Лейцит
Leucophanite	Лейкофанит
Leucophoenicite	Лейкофеницит
Leucophosphite	Лейкофосфит
Leucosphenite	Лейкосфенит
Leucoxene	Лейкоксен

Levyne	Левин
Lewisite	Льюизит
Lewistonite	Льистонит
Liandratite	Лиандратит
Liberite	Либерит
Libethenite	Либетенит
Liddicoatite	Лиддикоатит
Liebenbergite	Либенбергит
Liebigite	Либигит
Likasite	Ликазит
Lillianite	Лиллианит
Lime	Известь
Limonite	Лимонит
Linarite	Линарит
Lindackerite	Линдакерит
Lindgrenite	Линдгренит
Lindströmite	Линдстрёмит
Linnaeite	Линнеит
Liottite	Лиоттит
Lipscombite	Липскомбит
Liroconite	Лироконит
Liskeardite	Лискирдит
Litharge	Глёт
Lithidionite	Литидионит
Lithiophilite	Литиофилит
Lithiophorite	Литиофорит
Lithiophosphate	Литиофосфат
Liveingite	Ливейнгит
Livingstonite	Ливингстонит
Lizardite	Лизардит
Lodestone	Магнетит
Loellingite	Лёллингит
Loeweite	Ловеит
Lokkaite	Локкаит
Löllingite	Лёллингит
Lomonosovite	Ломоносовит
Lonsdaleite	Лонсдейлит
Loparite	Лопарит
Lopezite	Лопецит
Lorandite	Лорандит
Loranskite	Лоранскит
Lorenzenite	Лоренценит
Lorettoite	Лореттоит
Loseyite	Лозейит
Loughlinite	Лафлинит
Lovdarite	Ловдарит
Loveringite	Ловерингит
Lovozerite	Ловозерит
Löweite	Лёвеит
Lucinite	Люцинит
Ludlamite	Лудламит
Ludlockite	Лудлокит
Ludwigite	Людвигит
Lüneburgite	Люнебургит
Lueneburgite	Люнебургит
Lueshite	Луешит
Luetheite	Луетеит
Lusakite	Люсакит
Lusungite	Люсюнгит
Luzonite	Люцонит
McAllisterite	Макэлистерит
McConnellite	Макконнелит
MacDonaldite	Макдональдит
Macedonite	Македонит
Macfallite	Макфаллит
McGillite	Макгиллит
McGovernite	Макговернит
McGuinnessite	Макгиннесит
Machatschkiite	Махачкиит
Mackayite	Макейит
McKelveyite	Маккельвиит
Mackinawite	Макинавит
McKinstryite	Маккинстриит
Mackintoshite	Макинтошит
Madocite	Мэдокит
Magadiite	Магадиит
Magbasite	Магбасит
Maghagendorfite	Магхагендорфит
Maghemite	Маггемит
Magnesioarfvedsonite	Магнезиоарфведсонит
Magnesioaxinite	Магнезиоаксинит
Magnesiocarpholite	Магнезиокарфолит
Magnesiochromite	Магнезиохромит
Magnesiocopiapite	Магнезиокопиапит
Magnesioferrite	Магнезиоферрит
Magnesiokatophorite	Магнезиокатофорит
Magnesioriebeckite	Магнезиорибекит
Magnesiotitanate	Магнезиотитанат
Magnesiowüstite	Магнезиовюстит
Magnesite	Магнезит
Magnesium chlorophoenicite	Магний-хлорофёницит
Magnesium zippeite	Магний-циппеит
Magnetite	Магнетит
Magnetoplumbite	Магнетоплюмбит
Magnioborite	Магниоборит
Magniophilite	Магниофилит
Magniotriplite	Магниотриплит
Magnocolumbite	Магноколумбит
Magnophorite	Магнофорит
Magnussonite	Магнуссонит
Majakite	Маякит
Majorite	Меджорит
Makatite	Макатит
Mäkinenite	Мэкиненит
Malachite	Малахит
Malacon	Малакон
Malanite	Маланит
Malayaite	Малаяит
Maldonite	Мальдонит
Malladrite	Малладрит
Mallardite	Маллардит
Manandonite	Манандонит
Manasseite	Манассеит
Mandarinoite	Мандариноит
Manganapatite	Манганапатит
Manganaxinite	Манганаксинит
Manganbabingtonite	Манганбабингтонит
Manganbelyankinite	Манганбелянкинит
Manganberzeliite	Манганберцелиит
Manganese-hoernesite	Манганхёрнесит
Manganese-shadlunite	Манганшадлунит
Manganhumite	Мангангумит
Manganite	Манганит
Mangan-neptunite	Манган-нептунит
Manganochromite	Манганохромит
Manganocolumbite	Манганоколумбит
Manganolangbeinite	Манганолангбейнит
Manganophyllite	Манганофиллит
Manganosite	Манганозит
Manganostibite	Манганостибит
Manganotantalite	Манганотанталит
Manganpyrosmalite	Манганпиросмалит
Manjiroite	Манжироит
Mansfieldite	Мансфильдит
Mapimite	Мапимит
Marcasite	Марказит
Margarite	Маргарит
Margarosanite	Маргаросанит
Marialite	Мариалит
Maricite	Маричит
Marignacite	Мариньякит
Mariposite	Марипозит
Marokite	Марокит

Marrite	Маррит
Marshite	Маршит
Marsturite	Марстурит
Marthozite	Мартозит
Mascagnite	Масканьит
Maskelynite	Маскелинит
Maslovite	Масловит
Massicot	Массикот
Masutomilite	Масутомилит
Masuyite	Масюйит
Matildite	Матильдит
Matlockite	Матлокит
Matraite	Матраит
Mattagamite	Маттагамит
Matteuccite	Маттеучит
Maucherite	Маухерит
Maufite	Мауфит
Mawsonite	Моусонит
Mayenite	Майенит
Mazzite	Маццит
Mboziite	Мбозиит
Medmontite	Медмонтит
Meerschaum	Меершаум
Meionite	Мейонит
Meixnerite	Мейкснерит
Melanite	Меланит
Melanocerite	Меланоцерит
Melanophlogite	Меланофлогит
Melanostibite	Меланостибит
Melanotekite	Меланотекит
Melanovanadite	Меланованадит
Melanterite	Мелантерит
Melilite	Мелилит
Meliphanite	Мелифанит
Melkovite	Мелковит
Mellite	Меллит
Melnikovite	Мельниковит
Melonite	Мелонит
Melonjosephite	Мелонжозефит
Mendipite	Мендипит
Mendozite	Мендоцит
Meneghinite	Менегинит
Mercallite	Меркаллит
Mercury	Ртуть
Merenskyite	Меренскиит
Merlinoite	Мерлиноит
Merrihueite	Меррихьюит
Mertiete	Мартиит
Merwinite	Мервинит
Mesolite	Мезолит
Messelite	Месселит
Meta-aluminite	Метаалюминит
Meta-alunogen	Метаалуноген
Meta-ankoleite	Метаанколеит
Meta-autunite	Метаотенит
Metaborite	Метаборит
Metacalciouranoite	Метакальциоураноит
Metacaltsuranoite	Метакальциоураноит
Metacinnabar	Метациннабарит
Metadelrioite	Метадельриоит
Metahaiweeite	Метахейвиит
Metahalloysite	Метагаллуазит
Metaheinrichite	Метахейнрихит
Metahewettite	Метахьюэттит
Metahohmannite	Метагогманнит
Metakahlerite	Метакалерит
Metakirchheimerite	Метакирххеймерит
Metalodevite	Металодевит
Metanatrolite	Метанатролит
Metanovacekite	Метановачекит
Metarossite	Метароссит
Metaschoderite	Меташодерит
Metaschoepite	Меташёпит
Metasideronartrite	Метасидеронатрит
Metastibnite	Метастибнит
Metatorbernite	Метаторбернит
Metatyuyamunite	Метатюямунит
Meta-uranocircite	Метаураноцирцит
Meta-uranospinite	Метаураноспинит
Meta-uranopilite	Метауранопилит
Metavandendriesscheite	Метавандендрисшеит
Metavanuralite	Метаванауралит
Metavariscite	Метаварисцит
Metavauxite	Метавоксит
Metavivianite	Метавивианит
Metavoltine	Метавольтин
Metazellerite	Метацеллерит
Metazeunerite	Метацейнерит
Meyerhofferite	Мейергофферит
Meymacite	Меймакит
Miargyrite	Миаргирит
Michenerite	Майченерит
Microcline	Микроклин
Microlite	Микролит
Microsommite	Микросоммит
Miersite	Майерсит
Miharaite	Михараит
Milarite	Миларит
Millerite	Миллерит
Millisite	Миллисит
Millosevichite	Миллозевичит
Mimetite	Миметезит
Minasragrite	Минасрагрит
Minguzzite	Мингуццит
Minium	Сурик
Minnesotaite	Миннесотаит
Minyulite	Миниюлит
Mirabilite	Мирабилит
Misenite	Мизенит
Miserite	Майзерит
Mispickel	Миспикель
Mitridatite	Митридатит
Mitscherlichite	Митчерлихит
Mixite	Миксит
Mizzonite	Миццонит
Moctezumite	Моктесумит
Mohrite	Морит
Moissanite	Муассанит
Moluranite	Молуранит
Molybdenite	Молибденит
Molybdite	Молибдит
Molybdomenite	Молибдоменит
Molybdophyllite	Молибдофиллит
Molysite	Молизит
Monazite	Монацит
Moncheite	Мончеит
Monetite	Монетит
Monheimite	Монгеймит
Monimolite	Монимолит
Monohydrocalcite	Моногидрокальцит
Monsmedite	Монсмедит
Montanite	Монтанит
Montbrayite	Монтбрейит
Montebrasite	Монтебразит
Monteponite	Монтепонит
Monteregianite	Монтереджианит
Montgomeryite	Монтгомериит
Monticellite	Монтичеллит
Montmorillonite	Монтмориллонит
Montroseite	Монтрозеит
Montroydite	Монтроидит
Mooihoekite	Моихукит
Mooreite	Мурeит
Moorhouseite	Мурхаусит

Moraesite	Мораесит
Mordenite	Морденит
Morenosite	Моренозит
Morganite	Морганит
Morinite	Моринит
Morion	Морион
Mosandrite	Мозандрит
Moschellandsbergite	Мошеландсбергит
Mosesite	Мозезит
Mossite	Моссит
Mottramite	Моттрамит
Motukoreaite	Мотукореаит
Mounanaite	Мунанаит
Mountainite	Маунтейнит
Mourite	Моурит
Mpororoite	Мпоророит
Mroseite	Мрозит
Muirite	Мюирит
Mukhinite	Мухинит
Mullite	Муллит
Murataite	Муратаит
Murdochite	Мёрдокит
Murmanite	Мурманит
Muscovite	Мусковит
Muskoxite	Мускоксит
Muthmannite	Мутманнит
Nacaphite	Накафит
Nacrite	Накрит
Nadorite	Надорит
Nagelschmidtite	Нагельшмидтит
Nagyagite	Нагиагит
Nahcolite	Нахколит
Nakauriite	Накауриит
Nambulite	Намбулит
Nanlingite	Наньлинит
Nantokite	Нантокит
Narsarsukite	Нарсарсукит
Nasinite	Назинит
Nasledovite	Наследовит
Nasonite	Назонит
Natisite	Натисит
Natroalunite	Натроалунит
Natroapophyllite	Натроапофиллит
Natrochalcite	Натрохальцит
Natrofairchildite	Натрофайрчильдит
Natrojarosite	Натроярозит
Natrolite	Натролит
Natromontebrasite	Натромонтебразит
Natron	Натрон
Natroniobite	Натрониобит
Natrophilite	Натрофилит
Natrophosphate	Натрофосфат
Natrosilite	Натросилит
Naujakasite	Науяказит
Naumannite	Науманнит
Navajoite	Навахоит
Nealite	Нилит
Neighborite	Нейборит
Nekoite	Некоит
Nemalite	Немалит
Nenadkevichite	Ненадкевичит
Nenadkevite	Ненадкевит
Neotantalite	Неотанталит
Neotocite	Неотокит
Nepheline	Нефелин
Nephelite	Нефелин
Nepouite	Непуит
Neptunite	Нептунит
Nesquehonite	Несквегонит
Newberyite	Ньюбериит
Neyite	Нейит
Niccolite	Никелин
Nichromite	Нихромит
Nickel	Никель
Nickelbischofite	Никельбишофит
Nickelbloedite	Никельблёдит
Nickeline	Никелин
Nickel-iron	Никель-железо
Nickel-hexahydrite	Никельгексагидрит
Nickel-skutterudite	Никельскуттерудит
Nickel-zippeite	Никельциппеит
Nifontovite	Нифонтовит
Nigerite	Нигерит
Niggliite	Нигглиит
Nimesite	Нимезит
Nimite	Нимит
Ningyoite	Нингиоит
Niningerite	Нининг ерит
Niobo-aeschynite	Ниобоэшинит
Niobophyllite	Ниобофиллит
Niocalite	Ниокалит
Nisbite	Нисбит
Nissonite	Ниссонит
Niter	Калиевая селитра
Nitratine	Нитратин
Nitrobarite	Нитробарит
Nitrocalcite	Нитрокальцит
Nitroglauberite	Нитроглауберит
Nitromagnesite	Нитромагнезит
Nobleite	Ноблеит
Nolanite	Ноланит
Nontronite	Нонтронит
Norbergite	Норбергит
Nordenskioldine	Норденшельдин
Nordite	Нордит
Nordstrandite	Нордстрандит
Nordströmite	Нордстрёмит
Norsethite	Норсетит
Northupite	Нортупит
Nosean (Noselite)	Нозеан
Novacekite	Новачекит
Novaculite	Новакулит
Novakite	Новакит
Nowackiite	Новацкиит
Nsutite	Нсутит
Nuffieldite	Нафилдит
Nukuandamite	Нукундамит
Nyerereite	Ниеререит
Oboyerite	Обойерит
Obruchevite	Обручевит
Octahedrite	Октаэдрит
O'Danielite	Оданиелит
Offretite	Оффретит
Ojuelaite	Охуэлаит
Okanoganite	Оканоганит
Okenite	Окенит
Oldhamite	Ольдгамит
Olgite	Ольгит
Oligiste	Гематит
Oligoclase	Олигоклаз
Oligonite	Олигонит
Olivenite	Оливенит
Olivine	Оливин
Olmsteadite	Олмстедит
Olsacherite	Олзахерит
Olshanskyite	Ольшанскит
Olympite	Олимпит
Omeiite	Омейит
Omphacite	Омфацит
Onofrite	Онофрит
Onoratoite	Ораторит
Oosterboschite	Остербошит

Opal	Опал
Orcelite	Орселит
Ordonezite	Ордоньезит
Oregonite	Орегонит
Orientite	Ориентит
Orpheite	Орфеит
Orpiment	Аурипигмент
Orthite	Ортит
Orthoantigorite	Ортоантигорит
Orthobrannerite	Ортобраннерит
Orthochamosite	Ортошамозит
Orthochrysotile	Ортохризотил
Orthoclase	Ортоклаз
Orthoericssonite	Ортоэриксонит
Orthoferrosilite	Ортоферросилит
Orthopinakiolite	Ортопинакиолит
Orthose	Ортоклаз
Oryzite	Орицит
Osarizawaite	Осаризаваит
Osarsite	Осарсит
Osbornite	Осборнит
Osmiridium	Осмирид
Osmium	Осмий
Osumilite	Осумилит
Otavite	Отавит
Ottemannite	Отеманит
Ottrelite	Оттрелит
Otwayite	Отуэйит
Ourayite	Урейит
Overite	Оверит
Owyheeite	Овихиит
Oxammite	Оксаммит
Oxyapatite	Оксиапатит
Oxyhornblenbe	Окисленная роговая обманка
Pabstite	Пабстит
Pachnolite	Пахнолит
Paigeite	Пайгеит
Painite	Пейнит
Palagonite	Палагонит
Palermoite	Палермоит
Palladium	Палладий
Palladoarsenide	Палладоарсенид
Palladobismutharsenide	Палладобисмутарсенид
Palladseite	Палладсеит
Pallite	Паллит
Palmierite	Пальмьерит
Palygorskite	Палыгорскит
Panabase	Панабаз
Pandaite	Пандаит
Pandermite	Пандермит
Panethite	Панетит
Paolovite	Паоловит
Papagoite	Папагоит
Para-alumohydrocalcite	Параалюмогидрокальцит
Parabutlerite	Парабутлерит
Paracelsian	Парацельзиан
Parachrysotile	Парахризотил
Paracoquimbite	Паракокимбит
Paracostibite	Паракостибит
Paradamite	Парадамит
Paradocrasite	Парадокразит
Paragonite	Парагонит
Paraguanajuatite	Парагуанахуатит
Parahilgardite	Парахильгардит
Parahopeite	Парагопеит
Parajamesonite	Параджемсонит
Parakeldyshite	Паракелдышит
Parakhinite	Паракхинит
Paralaurionite	Паралауронит
Paralstonite	Паральстонит
Paramelaconite	Парамелаконит
Paramontroseite	Парамонтрозеит
Paranatrolite	Паранатролит
Parapierrotite	Парапьерротит
Pararammelsbergite	Парараммельсбергит
Pararealgar	Парареальгар
Paraschachnerite	Парашахнерит
Paraschoepite	Парашёпит
Paraspurrite	Параспёррит
Parasymplesite	Парасимплезит
Paratacamite	Паратакамит
Paratellurite	Парателлурит
Paravauxite	Паравоксит
Paraveatchite	Паравитчит
Parawollastonite	Параволластонит
Pargasite	Паргасит
Parisite	Паризит
Parkerite	Паркерит
Parnauite	Парноит
Parsettensite	Парсеттенсит
Parsonsite	Парсонсит
Partheite	Партеит
Partzite	Партцит
Parwelite	Парвелит
Pascoite	Паскоит
Paternoite	Патерноит
Patronite	Патронит
Paulingite	Паулингит
Paulmooreite	Паулмуреит
Pavonite	Павонит
Paxite	Паксит
Pearceite	Пирсеит
Pecoraite	Пекораит
Pectolite	Пектолит
Pekoite	Пекоит
Pellyite	Пеллиит
Pendletonite	Пендлтонит
Penfieldite	Пенфильдит
Penikisite	Пеникисит
Penkvilksite	Пенквилксит
Pennantite	Пеннантит
Pennine	Пеннин
Penroseite	Пенрозеит
Pentagonite	Пентагонит
Pentahydrite	Пентагидрит
Pentahydroborite	Пентагидроборит
Pentlandite	Пентландит
Percylite	Перцилит
Peretaite	Перетаит
Perhamite	Перхамит
Periclase	Периклаз
Peridot	Перидот
Perite	Перит
Perloffite	Перловит
Permingeatite	Перминжатит
Perovskite	Перовскит
Perrierite	Перрьерит
Perryite	Перриит
Petalite	Петалит
Petarasite	Петарасит
Petrovicite	Петровицит
Petscheckite	Петшикит
Petzite	Петцит
Pharmacolite	Фармаколит
Pharmacosiderite	Фармакосидерит
Phenacite	Фенакит
Phenakite	Фенакит
Phengite	Фенгит
Phillipsite	Филлипсит
Phlogopite	Флогопит
Phoenicochroite	Феникохроит
Phosgenite	Фосгенит

Phosinaite	Фосинаит
Phosphammite	Фосфаммит
Phosphoferrite	Фосфоферрит
Phosphophyllite	Фосфофиллит
Phosphorroesslerite	Фосфоррёсслерит
Phosphosiderite	Фосфосидерит
Phosphuranylite	Фосфуранилит
Phurcalite	Фуркалит
Pianlinite	Пианлинит
Pickeringite	Пиккерингит
Picotite	Пикотит
Picotpaulite	Пикополит
Picrochromite	Пикрохромит
Picrolite	Пикролит
Picromerite	Пикромерит
Picropharmacolite	Пикрофармаколит
Piemontite	Пьемонтит
Pierrotite	Пьерроит
Pigeonite	Пижонит
Pimelite	Пимелит
Pinakiolite	Пинакиолит
Pinchite	Пинчит
Pinnoite	Пинноит
Pintadoite	Пинтадоит
Pirssonite	Пирссонит
Pisanite	Пизанит
Pistacite	Пистацит
Pitchblende	Урановая смолка
Pitticite	Питтицит
Plagioclase	Плагиоклаз
Plagionite	Плагионит
Plancheite	Планшеит
Platarsite	Платарсит
Platiniridium	Платинистый иридий
Platinum	Платина
Plattnerite	Платтнерит
Platynite	Платинит
Playfairite	Плейферит
Pleonaste	Плеонаст
Pleonectite	Плеонектит
Plessite	Плессит
Plombierite	Пломбьерит
Plumalsite	Плюмалсит
Plumbago	Плюмбаго
Plumbobetafite	Плюмбобетафит
Plumboferrite	Плюмбоферрит
Plumbogummite	Плюмбогуммит
Plumbojarosite	Плюмбоярозит
Plumbomicrolite	Плюмбомикролит
Plumbopalladinite	Плюмбопалладинит
Plumbopyrochlore	Плюмбопирохлор
Poitevinite	Пуатвенит
Polarite	Полярит
Polhemusite	Полхемусит
Polianite	Полианит
Polkovicite	Полковицит
Pollucite	Поллуцит
Polybasite	Полибазит
Polycrase	Поликраз
Polydymite	Полидимит
Polyhalite	Полигалит
Polylithionite	Полилитионит
Polymignite	Полимигнит
Portlandite	Портландит
Posnjakite	Познякит
Potarite	Потарит
Potash alum	Калиевые квасцы
Poubaite	Поубаит
Poughite	Поит
Powellite	Повеллит
Prehnite	Пренит
Preiswerkite	Прайсверкит
Preobrazhenskite	Преображенскит
Priceite	Прайсеит
Priderite	Прайдерит
Priorite	Приорит
Probertite	Пробертит
Prochlorite	Прохлорит
Prosopite	Прозопит
Prosperite	Просперит
Proudite	Проудит
Proustite	Прустит
Przhevalskite	Пржевальскит
Pseudoautunite	Псевдоотенит
Pseudoboleite	Псевдоболеит
Pseudobrookite	Псевдобрукит
Pseudocotunnite	Псевдокотуннит
Pseudolaueite	Псевдолауэит
Pseudoleucite	Псевдолейцит
Pseudomalachite	Псевдомалахит
Pseudowollastonite	Псевдоволластонит
Psilomelane	Псиломелан
Ptilolite	Птилолит
Pucherite	Пухерит
Pumpellyite	Пумпеллиит
Purpurite	Пурпурит
Putoranite	Путоранит
Pyrargyrite	Пираргирит
Pyrite	Пирит
Pyroaurite	Пироаурит
Pyrobelonite	Пиробелонит
Pyrochlore	Пирохлор
Pyrochroite	Пирохроит
Pyrolusite	Пиролюзит
Pyromorphite	Пироморфит
Pyrope	Пироп
Pyrophanite	Пирофанит
Pyrophyllite	Пирофиллит
Pyrosmalite	Пиросмалит
Pyrostilpnite	Пиростильпнит
Pyroxferroite	Пироксферроит
Pyroxmagnite	Пироксмангит
Pyrrhoarsenite	Пирроарсенит
Pyrrhotite	Пирротин
Pyrrhotine	Пирротин
Quartz	Кварц
Queitite	Квейтит
Quenselite	Квенселит
Quenstedtite	Квенстедтит
Quetzalcoatlite	Кветцалькоатлит
Rabbittite	Раббиттит
Raguinite	Рагинит
Raite	Раит
Rajite	Раджит
Ralstonite	Ральстонит
Ramdohrite	Рамдорит
Rameauite	Рамоит
Rammelsbergite	Раммельсбергит
Ramsayite	Рамзаит
Ramsdellite	Рамсделлит
Rancieite	Рансьеит
Rankamaite	Ранкамаит
Rankinite	Ранкинит
Ranquilite	Ранквилит
Ransomite	Рансомит
Ranunculite	Ранункулит
Raspite	Распит
Rasvumite	Расвумит
Rathite	Ратит
Rauenthalite	Рауенталит
Rauvite	Раувит
Realgar	Реальгар

Rectorite	Ректорит
Reddingite	Реддингит
Redingtonite	Редингтонит
Redledgeite	Редледжеит
Reedmergnerite	Ридмерджнерит
Reevesite	Ривесит
Refikite	Рефикит
Reinerite	Рейнерит
Renardite	Ренардит
Renierite	Реньерит
Retgersite	Ретгерсит
Retzian	Ретциан
Reyerite	Рейерит
Rezbanyite	Рецбаниит
Rhabdophane	Рабдофан
Rhenium	Рений
Rhodesite	Родзит
Rhodium	Родий
Rhodizite	Родицит
Rhodochrosite	Родохрозит
Rhodonite	Родонит
Rhodostannite	Родостаннит
Rhodusite	Родусит
Rhomboclase	Ромбоклаз
Rhonite	Рёнит
Richellite	Ришеллит
Richetite	Ришетит
Richterite	Рихтерит
Rickardite	Риккардит
Riebeckite	Рибекит
Rijkeboerite	Рейкебурит
Ringwoodite	Рингвудит
Rinkite	Ринкит
Rinkolite	Ринколит
Rinneite	Риннеит
Ripidolite	Рипидолит
Rivadavite	Ривадавит
Riversideite	Риверсайдит
Robertsite	Робертсит
Robinsonite	Робинсонит
Rockbrigeite	Рокбриджеит
Rodalquilarite	Родалкиларит
Roeblingite	Рёблингит
Roedderite	Рёддерит
Roemerite	Рёмерит
Roentgenite	Рентгенит
Roepperite	Ропперит
Roesslerite	Рёсслерит
Rogersite	Роджерсит
Roggianite	Роджианит
Rohaite	Рохаит
Rokühnite	Рокюнит
Romanechite	Романешит
Romarchite	Ромаркит
Romeite	Ромеит
Römerite	Рёмерит
Röntgenite	Рентгенит
Rooseveltite	Рузвельтит
Roquesite	Рокезит
Rosasite	Розазит
Roscherite	Рошерит
Roscoelite	Роскоэлит
Roselite	Розелит
Rosemaryite	Роземарит
Rosenbuschite	Розенбушит
Rosenhahnite	Розенханит
Rosickyite	Розицкит
Rossite	Россит
Rostite	Ростит
Rösslerite	Рёсслерит
Roubaultite	Рубоит
Routhierite	Рутьерит
Roweite	Ровеит
Rowlandite	Роуландит
Rozenite	Роценит
Rubellite	Рубеллит
Ruby	Рубин
Rucklidgeite	Раклиджит
Ruizite	Руицит
Rusakovite	Русаковит
Russellite	Русселит
Rustenburgite	Рустенбургит
Rustumite	Рустумит
Ruthenarsenite	Рутенарсенит
Rutheniridosmine	Рутениридосмин
Ruthenium	Рутений
Rutherfordine	Рёзефордин
Rutile	Рутил
Rynersonite	Ринерсонит
Saamite	Саамит
Sabatierite	Сабатьерит
Sabinaite	Сабинаит
Sabugalite	Сабугалит
Saffl orite	Саффлорит
Sahamalite	Сахамалит
Sahlinite	Салинит
Sainfeldite	Сенфельдит
Sakhaite	Сахаит
Sakharovaite	Сахаровант
Sakuraiite	Сакураит
Salammoniac	Нашатырь
Saleeite	Салеит
Salesite	Салезит
Salite	Салит
Salmonsite	Салмонсит
Samarskite	Самарскит
Samiresite	Самирезит
Sampleite	Самплеит
Samsonite	Самсонит
Samuelsonite	Самуэлсоиит
Sanbornite	Санборнит
Sanderite	Зандерит
Sanidine	Санидин
Sanjuanite	Санхуанит
Sanmartinite	Санмартинит
Santaclaraite	Сантакларант
Santafeite	Сантафеит
Santanaite	Сантанаит
Santite	Сантит
Saponite	Сапонит
Sapphire	Сапфир
Sapphirine	Сапфирин
Sarabauite	Сарабауит
Sarcolite	Сарколит
Sarcopside	Саркопсид
Sard	Сард
Sarkinite	Саркинит
Sarmientite	Сармьентит
Sartorite	Сарторит
Saryarkite	Сарыаркит
Sassolite	Сассолин
Satimolite	Сатимолит
Satpaevite	Сатпаевит
Satterlyite	Саттерлиит
Sauconite	Сауконит
Sazhinite	Сажинит
Sborgite	Сборжит
Scacchite	Скаккит
Scapolite	Скаполит
Scarbroite	Скарброит
Scawtite	Скоутит
Schachnerite	Шахнерит
Schafarzikite	Шафрзикит

Schairerite	Шайрерит
Schallerite	Шаллерит
Schaurteite	Шауртеит
Scheelite	Шеелит
Schertelite	Шертелит
Scheteligite	Шетелигит
Schieffelinite	Шиффелинит
Schirmerite	Ширмерит
Schizolite	Шизолит
Schlossmacherite	Шлёссмахерит
Schmiederite	Шмайдерит
Schmitterite	Шмиттерит
Schneiderhöhnite	Шнайдерхёнит
Schoderite	Шодерит
Schoenfliesite	Шёнфлисит
Schoepite	Скупит
Scholzite	Шольцит
Schoonerite	Скунерит
Schorl	Шерл
Schorlomite	Шорломит
Schreibersite	Шрейберзит
Schreyerite	Шрейерит
Schroeckingerite	Шрекингерит
Schubnelite	Шубнелит
Schuchardtite	Шухардтит
Schuetteite	Шутеит
Schuilingite	Шуилингит
Schultenite	Шультенит
Schwartzembergite	Шварцембергит
Schwatzite	Шватцит
Schwazite	Швацит
Scolecite	Сколецит
Scorodite	Скородит
Scorzalite	Скорцалит
Seamanite	Симанит
Searlesite	Сирлезит
Sederholmite	Седерхолмит
Sedovite	Седовит
Seeligerite	Зеелигерит
Segelerite	Сегелерит
Seidozerite	Сейдозерит
Seinäjokite	Сейняйокит
Sekaninaite	Секанинаит
Selenite	Селенит
Selenium	Селен
Selenjoseite	Селенжозеит
Selenolite	Селенолит
Selen-tellurium	Селен-теллур
Seligmannite	Зелигманнит
Sellaite	Селлаит
Semenovite	Семеновит
Semseyite	Семсейит
Senaite	Сенаит
Senarmontite	Сенармонтит
Senegalite	Сенегалит
Sengierite	Сенжьерит
Sepiolite	Сепиолит
Serandite	Серандит
Serendibite	Серендибит
Sergeevite	Сергеевит
Serpentine	Серпентин
Serpierite	Серпиерит
Seybertite	Сейбертит
Shadlunite	Шадлунит
Shandite	Шандит
Sharpite	Шарпит
Shattuckite	Шаттукит
Shcherbakovite	Щербаковит
Shcherbinaite	Щербинаит
Sheridanite	Шериданит
Sherwoodite	Шервудит
Shortite	Шортит
Siberskite	Сибирскит
Sicklerite	Сиклерит
Siderazot	Сидеразот
Siderite	Сидерит
Sideromelane	Сидеромелан
Sideronatrite	Сидеронатрит
Siderophyllite	Сидерофиллит
Siderotil	Сидеротил
Sidorenkite	Сидоренкит
Siegenite	Зигенит
Sigloite	Сиглоит
Silhydrite	Силгидрит
Sillenite	Силленит
Sillimanite	Силлиманит
Silver	Серебро
Silver glance	Серебряный блеск
Simonellite	Симонеллит
Simplotite	Симплотит
Simpsonite	Симпсонит
Sincosite	Синкозит
Sinhalite	Синхалит
Sinjarite	Синджарит
Sinnerite	Зинерит
Sinoite	Синоит
Siserskite	Сысерскит
Sismondite	Сисмондин
Sjögrenite	Шёгренит
Skinnerite	Скиннерит
Sklodowskite	Склодовскит
Skutterudite	Скуттерудит
Slavikite	Славикит
Slavyanskite	Славянскит
Slawsonite	Слаусонит
Smaltite	Смальтин
Smithite	Смитит
Smithsonite	Смитсонит
Smolianinovite	Смольяниновит
Smythite	Смайтит
Sobolevskite	Соболевскит
Sobotkite	Соботкит
Soda	Сода
Soda alum	Натриевые квасцы
Sodalite	Содалит
Soda niter	Нитратин
Soddyite	Соддиит
Sodium alum	Натриевые квасцы
Sodium autunite	Натроотенит
Sodium betrakdalite	Натриевый бетпакдалит
Sodium boltwoodite	Натриевый болтвудит
Sodium gedrite	Натриевый жедрит
Sodium uranospinite	Натриевый ураноспинит
Sodium zippeite	Натроциппеит
Sogdianite	Согдианит
Söhngeite	Зёнгеит
Solongoite	Солонгоит
Sonolite	Сонолит
Sonoraite	Сонораит
Sorbyite	Сорбиит
Sorensenite	Соренсенит
Soucekite	Соучекит
Souzalite	Сузалит
Spadaite	Спадаит
Spangolite	Спанголит
Spencerite	Спенсерит
Sperrylite	Сперрилит
Spessartine	Спессартин
Spessartite	Спессартин
Sphaerocobaltite	Сферокобальтит
Sphalerite	Сфалерит
Sphene	Сфен
Spherocobaltite	Сферокобальтит
Spinel	Шпинель

Spionkopite	Спионкопит
Spiroffite	Спирофит
Spodiosite	Сподиозит
Spodumene	Сподумен
Spurrite	Спёррит
Stanfieldite	Стенфилдит
Stannite	Станнин
Stannoidite	Станноидит
Stannomicrolite	Станномикролит
Stannopalladinite	Станнопалладинит
Staringite	Старингит
Starkeyite	Старкеит
Staurolite	Ставролит
Steatite	Стеатит
Steenstrupine	Стенструпин
Steigerite	Штейгерит
Stellerite	Стеллерит
Stenhuggarite	Стенхугарит
Stenonite	Стенонит
Stepanovite	Степановит
Stephanite	Стефанит
Stercorite	Стеркорит
Sterlinghillite	Стерлингхиллит
Sternbergite	Штернбергит
Sterryite	Стеррит
Stetefeldtite	Стетефилдит
Stevensite	Стевенсит
Stewartite	Стюартит
Stibiconite	Стибиоконит
Stibiobetafite	Стибиобетафит
Stibiocolumbite	Стибиоколумбит
Stibiopalladinite	Стибиопалладинит
Stibiotantalite	Стибиотанталит
Stibivanite	Стибиванит
Stibnite	Стибнит
Stichtite	Стихтит
Stilbite	Стильбит
Stilleite	Штиллеит
Stillwaterite	Стиллуотерит
Stillwellite	Стиллуэллит
Stilpnomelane	Стильпномелан
Stishovite	Стишовит
Stistaite	Стистаит
Stoiberite	Стойберит
Stokesite	Стокезит
Stolzite	Штольцит
Stottite	Стоттит
Stranskiite	Странскиит
Strashimirite	Страшимирит
Strätlingite	Штрётлингит
Strelkinite	Стрелкинит
Strengite	Штренгит
Stringhamite	Стрингхамит
Stromeyerite	Штромейерит
Strontianite	Стронцианит
Strontiapatite	Стронциоапатит
Strontioborite	Стронциоборит
Strontiodresserite	Стронциодрессерит
Strontioginorite	Стронциоджинорит
Strontiohilgardite	Стронциохилгардит
Strunzite	Штрунцит
Struverite	Струверит
Struvite	Струвит
Studtite	Студтит
Stuetzite	Штютцит
Stumpflite	Штумпфлит
Sturtite	Стёртит
Stützite	Штютцит
Suanite	Суанит
Sudburyite	Садбернит
Sudoite	Судоит
Sugilite	Сугилит
Sulfatapatite	Сульфатапатит
Sulfoborite	Сульфоборит
Sulfohalite	Сульфогалит
Sulfur	Сера
Sulvanite	Сульванит
Sundiusite	Сундиусит
Sungulite	Сунгулит
Suolunite	Суолунит
Surinamite	Суринамит
Surite	Сурит
Sursassite	Сурсассит
Susannite	Сузаннит
Sussexite	Суссексит
Svabite	Свабит
Svanbergite	Сванбергит
Svetlozarite	Светлозарит
Swartzite	Свартцит
Swedenborgite	Сведенборгит
Swinefordite	Свайнфордит
Switzerite	Свитцерит
Sylvanite	Сильванит
Sylvinite	Сильвинит
Sylvite	Сильвин
Symplesite	Симплезит
Synadelphite	Синадельфит
Synchisite	Синхизит
Syngenite	Сингенит
Szaibelyite	Ссайбелиит
Szmikite	Смикит
Szomolnokite	Ссомольнокит
Taaffeite	Таафеит
Tacharanite	Тахеранит
Tachyhydrite	Тахигидрит
Tachylite	Тахилит
Tadzhikite	Таджикит
Taeniolite	Тайниолит
Taenite	Тэнит
Takanelite	Таканелит
Takeuchiite	Такеутиит
Takovite	Таковит
Talc	Тальк
Talmessite	Талмессит
Talnakhite	Талнахит
Tamarugite	Тамаругит
Tancoite	Танкоит
Taneyamalite	Танеямалит
Tangeite	Тангент
Tantalaeschynite	Танталэшинит
Tantalite	Танталит
Tanteuxenite	Тантэвксенит
Tanzanite	Танзанит
Tapiolite	Тапиолит
Taramellite	Тарамеллит
Taramite	Тарамит
Taranakite	Таранакит
Tarapacaite	Тарапакаит
Tarasovite	Тарасовит
Tarbuttite	Тарбуттит
Tarnowitzite	Тарновскит
Tarnowskite	Тарновскит
Tatarskite	Тарарскит
Tavistockite	Тавистокит
Tavorite	Таворит
Tawmawite	Тавмавит
Taylorite	Тейлорит
Tazheranite	Тажеранит
Teallite	Тиллит
Teepleite	Типлеит
Teineite	Тейнеит
Telargpalite	Теларгпалит
Tellurantimony	Теллурантимон

Tellurite	Теллурит
Tellurium	Теллур
Tellurobismuthite	Теллуровисмутит
Tellurohauchecornite	Теллурогаухекорнит
Telluropalladinite	Теллуропалладинит
Temagamite	Темагамит
Tengerite	Тенгерит
Tennantite	Теннантит
Tenorite	Тенорит
Tephrorite	Тефроит
Terlinguaite	Терлингуаит
Ternovskite	Терновскит
Terruggite	Теруггит
Tertschite	Тертшит
Teschemacherite	Тешемахерит
Testibiopalladite	Тестибиопалладит
Tetradymite	Тетрадимит
Tetraferroplatinum	Тетраферроплатина
Tetrahedrite	Тетраэдрит
Tetrakalsilite	Тетракалсилит
Tetranatrolite	Тетранатролит
Tetrataenite	Тетратэнит
Tetrawickmanite	Тетравикманит
Texasite	Техасит
Thadeuite	Тадеуит
Thalcusite	Талкусит
Thalenite	Таленит
Thalfensite	Талфенисит
Thaumasit	Таумасит
Thenardite	Тенардит
Thermonatrite	Термонатрит
Thomsenolite	Томсенолит
Thomsonite	Томсонит
Thorbastnaesite	Торбастнезит
Thoreaulite	Торолит
Thorianite	Торианит
Thorite	Торит
Thorogummite	Торогуммит
Thorosteenstrupine	Торостенструпин
Thortveitite	Тортвейтит
Thorutite	Торутит
Threadgoldite	Тредголдит
Thulite	Тулит
Thuringite	Тюрингит
Tiemannite	Тиманнит
Tienshanite	Тяньшанит
Tikhonenkovite	Тихоненковит
Tilasite	Тилазит
Tilleyite	Тиллеит
Tin	Олово
Tinaksite	Тинаксит
Tincal	Тинкал
Tincalconite	Тинкалконит
Tinticite	Тинтикит
Tintinaite	Тинтинаит
Tinzenite	Тинценит
Tiragalloite	Тирагаллоит
Tirodite	Тиродит
Tisinalite	Тисиналит
Titanite	Титанит
Tlalocite	Тлалокит
Tlapallite	Тлапаллит
Tobermorite	Тоберморит
Tochilinite	Точилинит
Tocornalite	Токориалит
Todorokite	Тодорокит
Toernebohmite	Тёрнебомит
Tombarthite	Томбартит
Tomichite	Томичит
Topaz	Топаз
Topazolite	Топазолит
Torbernite	Торбернит
Törnebohmite	Тёрнебомит
Torreyite	Торрейит
Tourmaline	Турмалин
Tranquillityite	Транквиллитит
Traskite	Траскит
Treasurite	Трежерит
Trechmannite	Трехманнит
Tremolite	Тремолит
Trevorite	Треворит
Tridymite	Тридимит
Trigonite	Тригонит
Trikalsilite	Трикалсилит
Trimerite	Тримерит
Triphylite	Трифилин
Triplite	Триплит
Triploidite	Триплоидит
Trippkeite	Триппкеит
Tripuhyite	Трипугиит
Tritomite	Тритомит
Tritomite-Y	Иттротритомит
Troegerite	Трёгерит
Trogtalite	Трогталит
Troilite	Троилит
Trolleite	Троллеит
Trona	Трона
Truscottite	Трускоттит
Trūstedtite	Трюстедтит
Tscheffkinite	Чевкиинит
Tschermakite	Чермакит
Tschermigite	Чермигит
Tschevkinite	Чевкинит
Tsilaisite	Тсилаизит
Tsumcorite	Цумкорит
Tsumebite	Тсумебит
Tsumoite	Цумоит
Tucekite	Тусекит
Tugarinovite	Тугариновит
Tugtupite	Тугтупит
Tuhualite	Тухуалит
Tulameenite	Туламинит
Tundrite	Тундрит
Tunellite	Танелит
Tungstenite	Тунгстенит
Tungstite	Тунгстит
Tungusite	Тунгусит
Tunisite	Тунисит
Turanite	Туранит
Turgite	Тургит
Turjite	Турьит
Turquoise	Бирюза
Tuscanite	Тусканит
Tvalchrelidzeite	Твалчрелидзеит
Tveitite	Твейтит
Twinnite	Твиннит
Tychite	Тихит
Tyretskite	Тыретскит
Tyrolite	Тиролит
Tyrrellite	Тирреллит
Tysonite	Тисонит
Tyuyamunite	Тюямунит
Ugrandite	Уграндит
Uhligite	Улигит
Uklonskovite	Уклонсковит
Ulexite	Улексит
Ullmannite	Ульманнит
Ultramarine	Ультрамарин
Ulvite	Ульвит
Ulvöspinel	Ульвошпинель
Umangite	Умангит
Umbozerite	Умбозерит
Umonoite	Умохоит

Ungemachite	Унгемахит
Upalite	Упалит
Uralborite	Уралборит
Uralite	Уралит
Uralolite	Уралолит
Uramphite	Урамфит
Uraninite	Уранинит
Uranite	Уранит
Uranmicrolite	Уранмикролит
Uranocircite	Ураноцирцит
Uranophane	Уранофан
Uranopilite	Уранопилит
Uranospathite	Ураноспатит
Uranosphaerite	Ураносферит
Uranospinite	Ураноспинит
Uranothorianite	Уранторианит
Uranothorite	Ураноторит
Uranotile	Уранотил
Uranpyrochlore	Уранпирохлор
Urea	Мочевина
Ureyite	Юриит
Uricite	Урикит
Urvantsevite	Урванцевит
Usovite	Усовит
Ussingite	Уссингит
Ustarasite	Устарасит
Uvanite	Уванит
Uvarovite	Уваровит
Uvite	Увит
Uytenbogaardtite	Ютенбогордит
Uzbekite	Узбекит
Vaesite	Ваэсит
Valentinite	Валентинит
Valleriite	Валлериит
Vanadinite	Ванадинит
Vanalite	Ваналит
Vandenbrandeite	Ванденбрандеит
Vandendriesscheite	Вандендрисшеит
Vanoxite	Ваноксит
Vanthoffite	Вантгоффит
Vanuralite	Ванурали т
Vanuranylite	Ванураниллит
Variscite	Варисцит
Varlamoffite	Варламовит
Varulite	Варулит
Vashegyite	Вашегиит
Vaterite	Фатерит
Vauquelinite	Вокелинит
Vauxite	Воксит
Väyrynenite	Вяюриненит
Veatchite	Витчит
Veenite	Веенит
Velikite	Великит
Verdelite	Верделит
Vermiculite	Вермикулит
Verplanckite	Верпланкит
Versiliaite	Версилиаит
Vertumnite	Вертумнит
Vesignieite	Везиньеит
Vesuvianite	Везувиан
Veszelyite	Весцелиит
Vigezzite	Виджецит
Vikingite	Викингит
Villamaninite	Вилламанинит
Villiaumite	Виллиомит
Vimsite	Вимсит
Vincentite	Винцентит
Vinogradovite	Виноградовит
Violan	Виолан
Violarite	Виоларит
Virgilite	Виргилит
Viridine	Виридин
Viseite	Визеит
Vishnevite	Вишневит
Vitusite	Витусит
Vivianite	Вивианит
Vladimirite	Владимирит
Vlasovite	Власовит
Voglite	Фоглит
Volborthite	Фольбортит
Volkovskite	Волковскит
Voltaite	Вольтаит
Volynskite	Волынскит
Vonsenite	Вонсенит
Vrbaite	Врбаит
Vuagnatite	Вюаньятит
Vulcanite	Вулканит
Vuonnemite	Вуоннемит
Vysotskite	Высоцкит
Wad	Вад
Wadeite	Вадеит
Wagnerite	Вагнерит
Wairakite	Вайракит
Wairauite	Уайрауит
Wakabayashilite	Вакабаяшилит
Wakefieldite	Уэкфилдит
Wallisite	Валлисит
Walpurgite	Вальпургит
Walstromite	Уолстромит
Wardite	Вардит
Wardsmithite	Уордсмитит
Warikahnite	Вариканит
Warwickite	Варвикит
Wattevillite	Ваттевиллит
Wavellite	Вавеллит
Waylandite	Вейлендит
Weberite	Веберит
Weddellite	Уэдделлит
Weeksite	Уиксит
Wegscheiderite	Вегшайдерит
Wehrlite	Верлит
Weibullite	Вейбуллит
Weilerite	Вейлерит
Weilite	Вейлит
Weinschenkite	Вейншенкит
Weissbergite	Вейссбергит
Weissite	Вейссит
Welinite	Велинит
Wellsite	Уэллсит
Weloganite	Велоганит
Welshite	Велшит
Wenkite	Венкит
Wermlandite	Вермландит
Wernerite	Вернерит
Westerveldite	Вестервелдит
Westgrenite	Вестгренит
Wherryite	Уэрриит
Whewellite	Уэвеллит
Whiteite	Уайтит
Whiteite-(Mn)	Манганоуайтит
Whitlockite	Витлокит
Whitmoreite	Уитморит
Wickenburgite	Уикенбургит
Wickmanite	Викманит
Wightmanite	Уайтменит
Wiikite	Виикит
Wilkeite	Вилькеит
Wilkmanite	Вилкманит
Willemite	Виллемит
Willemseite	Уиллемсит
Willyamite	Виллиамит
Winchite	Винчит

Winstanleyite	Уинстанлейит
Wiserite	Визерит
Witherite	Витерит
Wittichenite	Виттихенит
Wittite	Виттит
Wodginite	Воджинит
Woehlerite	Вёлерит
Wolfeite	Вольфеит
Wolframite	Вольфрамит
Wollastonite	Волластонит
Wölsendorfite	Вёлсендорфит
Wonesite	Вонезит
Woodhouseite	Вудхаузеит
Woodruffite	Вудраффит
Woodwardite	Вудвардит
Wroewolfeite	Роуволфит
Wulfenite	Вульфенит
Wurtzite	Вюртцит
Wüstite	Вюстит
Wyartite	Виартит
Wyllieite	Уиллиит
Xanthiosite	Ксантиозит
Xanthoconite	Ксантоконит
Xanthophyllite	Ксантофиллит
Xanthosiderite	Ксантосидерит
Xanthoxenite	Ксантоксенит
Xenotime	Ксенотим
Xiangjiangite	Сянцзянит
Xingzhongite	Ксингцхонгит
Xocomecatlite	Ксокомекатлит
Xonotlite	Ксонотлит
Yagiite	Ягиит
Yaroslavite	Ярославит
Yarrowite	Ярроуит
Yavapaiite	Явапайит
Yeatmanite	Етманит
Yedlinite	Йедлинит
Yftisite	Ифтисит
Yixunite	Йиксунит
Yoderite	Иодерит
Yofortierite	Иофортьерит
Yoshimuraite	Иошимураит
Yttrialite	Иттриалит
Yttrobetafite	Иттробетафит
Yttrocerite	Иттроцерит
Yttrocolumbite	Иттроколумбит
Yttrocrasite	Иттрокразит
Yttrofluorite	Иттрофлюорит
Yttromicrolite	Иттромикролит
Yttropyrochlore	Иттропирохлор
Yttrotantalite	Иттротанталит
Yttrotungstite	Иттротунгстит
Yugawaralite	Югаваралит
Yukonite	Юконит
Yuksporite	Юкспорит
Zaherite	Захерит
Zairite	Заирит
Zapatalite	Запаталит
Zaratite	Заратит
Zavaritskite	Заварицкит
Zektzerite	Цектцерит
Zellerite	Целлерит
Zemannite	Цеманит
Zeophyllite	Цеофиллит
Zeunerite	Цейнерит
Zhemchuzhnikovite	Жемчужниковит
Ziesite	Цизит
Zinalsite	Цинальсит
Zinc	Цинк
Zincaluminite	Цинкалюминит
Zinc blende	Цинковая обманка
Zinccopiapite	Цинккопиапит
Zincite	Цинкит
Zincobotryogen	Цинкоботриоген
Zincocopiapite	Цинкокопиапит
Zincrosasite	Цинкрозазит
Zincsilite	Цинксилит
Zinc-zippeite	Цинк-циппеит
Zinkenite	Цинкенит
Zinnwaldite	Циннвальдит
Zippeite	Циппеит
Zircon	Циркон
Zirconolite	Цирконолит
Zircophyllite	Циркофиллит
Zircosulfate	Циркосульфат
Zirkelite	Циркелит
Zirklerite	Цирклерит
Zirsinalite	Цирсиналит
Zoisite	Цоизит
Zorite	Зорит
Zunyite	Зуниит
Zussmanite	Зусманит
Zvyagintsevite	Звягинцевит
Zwieselite	Цвизелит
Zykaite	Зикаит

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ЭНЦИКЛОПЕДИЯ

Редактор издательства *В. С. Селиванов*
Переплет художника *А. А. Власова*
Технические редакторы: *И. Г. Сидорова, Н. П. Старостина*
Корректоры *М. И. Витис, В. Н. Малахова*

ИБ № 5791
Сдано в набор 24.01.85. Подписано в печать 24.06.85. Формат 84×108$^{1}/_{16}$. Бумага тип. № 3 и мелованная. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 55,44. Усл. кр.-отт. 55,44. Уч.-изд. л. 75,8. Тираж 60 000 экз. Зак. 174/678. Цена 5 р. 60 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12.

Набрано в Ленинградской типографии № 6 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 193144, Ленинград, ул. Моисеенко, 10. Заказ № 26.

Отпечатано с матриц во Владимирской типографии Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли 600000, г. Владимир, Октябрьский пр., 7