А. Г. БЕТЕХТИН

КУРС МИНЕРАЛОГИИ

Допущено
Министерством высшего образования СССР
в качестве учебного пособия для университетов
и геолого-разведочных факультетов втузов

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
МОСКВА • 1951

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
76	11 сверху	редких земель:	редких земель,
168	7 снизу	Встречаются до 32 *кг* весом	Встречаются иногда гигантские кристаллы (до 32 *кг* весом)
170	12 снизу	Cb	Cu
171	17 снизу	S 1,93%	S 19,3%
174	2 снизу	430—675%	430—675°
180	3 сверху	Zn 0—90	Zn 0—9
184	7 снизу	моноклинная	ромбическая
187	Рис. 133	см. на стр. 200	
197	14 снизу	$MgCl \cdot KCl \cdot 6H_2O$	$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$
200	Рис. 141	см. на стр. 187	
279	9 снизу	но плавится	не плавится
326	23 снизу	свинцовых	свинцовых рудах
337	Рис. 269	*v* {111}	*o* {111}
361	16 снизу	$Al_4[SiO_2]O$	$Al_2[SiO_4]O$
400	27 сверху	1,68—1,77	1,64—1,77
401	30 сверху	$CaFe_2 \cdot \cdot Fe \cdot \cdot Si_2O_8[OH]$	$CaFe_2 \cdot \cdot Fe \cdot \cdot \cdot Si_2O_3[OH]$
483	7 снизу	Cu и Au	Cu к Au

ПРЕДИСЛОВИЕ

При составлении данного курса минералогии основное внимание было уделено конкретным фактическим сведениям, способствующим точному определению минералов и выяснению условий нахождения минералов в природе, что является главной задачей преподавания минералогии. При этом учащимся важно не только приобрести знания диагностических свойств минералов, но и получить представление о причинах, обусловливающих эти свойства, насколько это позволяют выяснить современные достижения точных наук, на которые опирается минералогия.

В соответствии с этим под определенным углом зрения проработаны общая (теоретическая) и заключительная части курса. Кроме того, в описательную часть введены характеристики типических кристаллических структур минералов с разбором зависимости их важнейших свойств от особенностей строения кристаллического вещества.

Весьма существенные дополнения по сравнению с прежними руководствами внесены также в разделы, касающиеся условий образования и существования минералов в природе.

Наконец, особое внимание обращено на сведения практического характера. Этим и объясняется то обстоятельство, что такие важные в промышленном отношении группы минералов, как сульфиды, окислы и отчасти кислородные соли, описаны подробнее, нежели это мы имели в прежних курсах минералогии.

В учебнике не рассматриваются лишь органические природные образования (нефти, горючие сланцы, угли и пр.), поскольку они представляют собой не минеральные индивиды, а механические смеси сложных, до конца еще не разгаданных соединений (подробнее см. в главе о классификации минералов).

В заключение автор выражает искреннюю признательность Н. А. Смольянинову, М. Ф. Стрелкину, Г. П. Барсанову и другим товарищам по специальности, полезные советы которых были учтены при подготовке рукописи к печати.

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

Å	ангстрем=10^{-8} *см*
mμ	миллимикрон=0,000001 *мм*
a, *b* и *c*	кристаллографические оси: [100], [010] и [001]
(100), (010)...	символы граней кристаллов
{100}, {111}, {210}...	символы простых форм
N	показатель преломления оптически изотропных минералов
Ng, *Nm* и *Np*	оси эллипсоида оптической индикатрисы—направления главных показателей преломления (максимального, среднего и минимального) в оптически двуосных минералах
В. с	вид симметрии
Тв.	твердость
Уд. вес	удельный вес
П. п. тр	перед паяльной трубкой

ОБЩАЯ
ЧАСТЬ

ВВЕДЕНИЕ

МИНЕРАЛОГИЯ И ПОНЯТИЕ О МИНЕРАЛЕ

Минералогия принадлежит к числу геологических наук, изучающих земную кору. Название этой науки в буквальном смысле означает учение о минералах, которое обнимает все вопросы о минералах, включая и происхождение их. Термин минерал происходит от старинного слова «минера», т. е. рудный штуф, кусок руды. Это указывает, что его появление связано с развитием горного промысла.

«Минералогия есть часть естественной истории, которая научает нас познавать ископаемые тела, т. е. отличать оные от всех других тел по существенным их признакам, знать их свойства, пользу и отношения их как между собою, так и к другим телам». Эту замечательную формулировку содержания минералогии, сохранившую значение до наших дней, дал наш выдающийся ученый акад. В. М. Севергин еще в 1798 г.

Другой крупнейший ученый нашей страны—акад. В. И. Вернадский—в конце прошлого столетия создал новое, весьма важное течение в минералогии, положив в основу «изучение минералогических процессов земной коры». Минералогию он рассматривал как «химию земной коры», а минералы—как продукты природных химических реакций. С этой точки зрения под понятием генезис (т. е. происхождение) минералов он подразумевал «тот химический процесс, в результате которого они получаются».

При этом мы никогда не должны забывать об органической связи науки с практикой. Наука, вызванная к жизни практической необходимостью, всегда должна быть направлена на службу нашему народу. Это тем более важно, что практический опыт является не только критерием научных знаний, но в свою очередь оплодотворяет науку, находясь в диалектическом единстве с нею.

Таким образом, современными главнейшими задачами минералогии как науки о минералах являются: 1) изучение состава, физических и химических свойств природных соединений (минералов) с целью их использования для тех или иных практических надобностей и 2) изучение закономерностей сочетания и последовательного образования минералов в природе не только для получения более реальных представлений об условиях их возникновения, но и для использования при поисках и разведках рудных месторождений.

Под минералами в настоящее время подразумеваются составные части горных пород и руд, отличающиеся друг от друга по химическому составу и физическим свойствам (цвету, блеску, твердости и т. д.). Например, гранит как горная порода состоит из двух главных минералов различного состава: полевого шпата и кварца. Эти минералы отличаются друг от друга также по внешнему виду, особенно на полированных плоскостях. Встречаются и мономинеральные (т. е. состоящие из одного минерала) горные породы. К их числу относится мрамор, представленный тонкозернистым агрегатом кальцита (углекислого кальция).

Минералы представляют собой природные химические соединения, реже самородные элементы[1]. Они возникают в результате разнообразных геологических процессов, совершающихся в земной коре, и встречаются преимущественно в твердом, а иногда в жидком и газообразном состояниях. Твердые минералы обладают определенными физическими и химическими свойствами, обусловленными кристаллическим строением и химическим составом слагающего их вещества. В минералах жидких (самородная ртуть) и газообразных (углекислый газ, сероводород и др.) такая зависимость свойств от строения вещества, естественно, отсутствует.

С известной степенью приближенности можно считать, что каждый минерал, независимо от его размеров, в пределах своего пространственного ограничения представляет однородную среду[2]. Твердые минералы, кроме того, нередко бывают представлены хорошо образованными кристаллами, хотя подавляющая масса их в природе распространена в виде кристаллических зерен с неправильными внешними очертаниями.

Таким образом, минералами называют однородные по составу и строению составные части горных пород и руд, представляющие собой природные химические соединения (или элементы) любого агрегатного состояния (твердого, жидкого, газообразного) и являющиеся естественными продуктами различных геологических процессов, совершающихся в земной коре, включая сюда и продукты жизнедеятельности организмов.

Понятие о минерале и, соответственно, задачи минералогии складывались исторически. Представления о природе минералов менялись по мере развития знаний в области геологии и естествознания в целом. Рассмотрим главнейшие события в истории естествознания, повлиявшие на развитие минералогии.

ВАЖНЕЙШИЕ МОМЕНТЫ В ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МИНЕРАЛОГИИ

Период зарождения минералогии. Интерес к минералам как к полезным ископаемым зародился в глубокой древности, еще задолго до начала исторического (письменного) периода. Расширение минералогических знаний тесно связано с историей развития материальной культуры человека, в которой весьма существенную роль играл горный промысел, особенно в бронзовый и железный века этого периода. Судя по археологическим данным, к числу наиболее древних культурных народов, занимавшихся горным промыслом, принадлежали китайцы, вавилоняне, египтяне, греки и другие народы прибрежной полосы Средиземного моря.

Помимо самородных металлов—меди, золота, серебра, первобытные люди знали и умели находить руды, богатые соединениями меди, олова и железа. Они постепенно научились добывать эти руды, выплавлять из них металлы и изготовлять вначале украшения, затем оружие, столь необходимое в постоянной борьбе за жизнь, и, наконец, орудия труда. В те времена, помимо металлов, знали и собирали различные цветные камни, изумлявшие своей красотой и порождавшие суеверия.

Несомненно, что древние обитатели практическим путем узнали некоторые свойства отдельных полезных ископаемых. Знали они также эмпирические закономерности распространения и залегания руд и пользовались ими при поисках и разработках новых месторождений. Древние горные выработки во многих местах сохранились до наших дней (рис. 1). Научных представ-

---

[1] Разнообразнейшие синтетические продукты, т. е. искусственно получаемые в лабораториях и в заводских условиях химические соединения, не могут называться минералами. Очень многие из этих соединений не встречаются, да и не могут встречаться в природных условиях. Условно называют минералами лишь те искусственные соединения, которые по своему составу и кристаллическому строению отвечают природным соединениям.

[2] Абсолютно химически и физически однородных минералов в природе не существует.

лений о происхождении руд и минералов тогда еще не могло быть. Поскольку в те времена письменность почти не существовала, накапливаемые с течением времени знания и опыт рудокопов передавались устно от одного поколения к другому и с одной территории на другую.

Первые литературные упоминания и попытку классификации неорганических природных тел мы находим у греческого ученого и философа Аристотеля (384—322 гг. до нашей эры). Минеральные образования, подобные металлам, он относил к группе «металлоидов». Его ученик Теофраст (371—286 гг. до нашей эры) вопросам минералогии посвятил специальный трактат «О камнях». Он уже в практическом разрезе описывает 16 минеральных видов, главным образом драгоценных камней. Позднее римский натуралист Плиний Старший, погибший в 79 г. при извержении Везувия, написал четы-

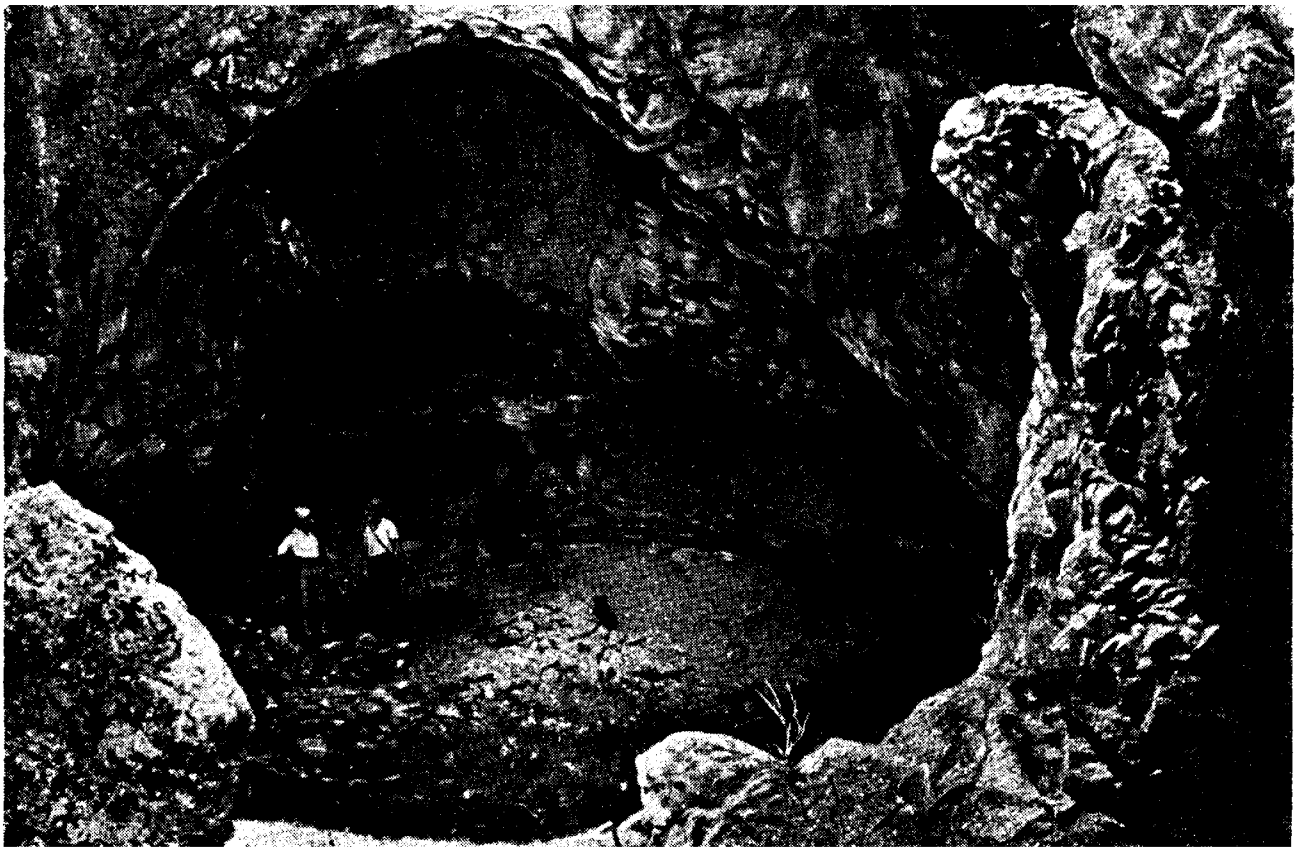


Рис. 1. Одна из древних выработок на сурьмяном месторождении (Средняя Азия). По В. И. Соболевскому

ре трактата, в которых собрал все, что было известно в то время о минералах, включая и фантастические предания.

В период раннего средневековья явный подъем научного творчества происходил в арабских странах Востока, воспринявших древнегреческую и индийскую культуры. При этом, как выяснилось, огромное влияние на развитие арабской науки оказали ученые, вышедшие из народов Средней Азии (Узбекистана), находившихся в то время в подчинении Багдадскому халифату. В области минералогии выдающимся естествоиспытателем в начале XI в. был великий ученый, математик и астроном Бируни (972—1048), уроженец Хорезма (Узбекистан). В своей работе о драгоценных камнях он дает замечательные для своего времени описания минералов и, что особенно важно, впервые в истории минералогии при определении минеральных видов применяет физические константы как относительную твердость и удельный вес. Другим представителем выдающихся ученых того времени является Авиценна—Ибн-Сина (980—1037), также уроженец Хорезма. Он в своем «Трактате о камнях» дал классификацию известных в то время минералов, разделив их на четыре класса: 1) камни и земли, 2) горючие или сернистые ископаемые, 3) соли и 4) металлы.

В европейских странах на протяжении средних веков из-за мрачного религиозного режима царил полный застой научной мысли. В так называемых лапидариях (от латинского слова «лапис» — камень), представлявших единственную минералогическую литературу того времени, приводились главным образом фантастические описания магических свойств камней.

Таким образом, минералогия как наука за первый, огромный по времени этап ее развития, закончившийся в средние века, находилась еще в эмбриональном состоянии. Минералами в основном назывались руды. Классификация их была весьма примитивна. Представления о химических элементах, как и о самой химии, еще не существовало. Следовательно, не могло быть и представления о химической природе минералов. Химия появилась лишь в конце средних веков в виде алхимии, увлечение которой продолжалось вплоть до XVIII в. Алхимики стремились отыскать «философский камень», с помощью которого можно было бы превращать простые или «несовершенные» металлы в благородные, главным образом в золото. Считалось, что металлы состоят из мышьяка, серы и воды, или из ртути и серы в разных пропорциях, а также из мышьяка. Кстати, понятия алхимиков о «сере» и «ртути» совершенно не соответствуют современным понятиям. Стремление добыть «философский камень» надолго отвлекло исследователей от научного направления в химии и от систематического изучения природы, толкая их на составление самых фантастических обобщений.

Современный период развития минералогии. Примерно со второй половины XV столетия, начиная с эпохи Возрождения, и особенно в XVIII и XIX столетиях, в условиях бурного роста торгового капитала естествознание вступает в фазу революционного развития, постепенно сбрасывая оковы религии. Такие гиганты научной мысли, как Коперник, Лаплас, Ляйелль, Дарвин и многие другие, разбили миф о божественном сотворении мира и научно обосновали естественное развитие Космоса и Земли. Это сразу же сказалось на развитии всех отраслей естествознания. Уровень развития ряда наук стал резко повышаться, особенно математики, физики, химии, биологии, геологии. Естествоиспытатели стали накапливать научные факты, изучать закономерности в явлениях природы и начали сознательно проводить научные эксперименты.

Уже в XVI в. в европейской литературе появился ряд важных работ по минералогии. Так, итальянец В. Бирингуччио (умер в 1538 г.) и, особенно, яхимовский лекарь Георгий Агрикола (1490—1555) в Чехословакии независимо друг от друга дали содержательные по тому времени сводки минералогических знаний, накопленных в горной практике при разработке рудных месторождений Саксонии, Чехии (Рудные горы), Италии и других стран Европы.

Отрешившись от алхимии, Агрикола сделал много точных наблюдений в области условий нахождения и образования различных минералов в рудных месторождениях. В результате своих работ он создал классификацию минералов, которая в общем виде хотя и немногим отличается от приведенной выше классификации Авиценны, но проработана им гораздо глубже. Минеральные образования Агрикола делил на горючие ископаемые, земли, соли, драгоценные камни, металлы и минеральные смеси. Важно отметить, что им подробно описаны диагностические признаки минералов: цвет, прозрачность, блеск, вкус, запах, вес, твердость и др. Однако данные химического состава минералов у него еще отсутствуют. В своих работах он касается и вопросов генезиса рудных месторождений. Труды Агриколы оказали большое влияние на минералогические исследования ряда поколений.

В нашей стране явный прогресс в развитии горной промышленности, а вместе с ней и познаний в области полезных ископаемых наметился в период феодальной монархии, главным образом со времени Ивана IV (XVI в.). В этот период потребности в минеральном сырье стали значительно возрастать в связи с усилением мощи Московской Руси, особенно после ликвида-

ции угрозы со стороны татарских полчищ за Уралом—в Сибири. Однако резкий перелом в развитии горного дела наступил в петровское время, в начале XVIII в. При этом огромную роль сыграли уральские минеральные богатства, до тех пор лежавшие втуне. В самом начале семисотых годов Петром I на Урал были посланы тульские кузнецы, в том числе братья Демидовы. Их усилиями с помощью местных рудознатцев в ряде мест были открыты месторождения железных и медных руд. Некоторые из них разрабатываются и в настоящее время (рис. 2). На Среднем Урале были созданы десятки железоделательных заводов (Каменский, Невьянский, Нижне-Тагильский и др.). Этим было положено прочное начало горнозаводского дела на Урале, занявшем в дальнейшем ведущее положение в нашей промышленности.



Рис. 2. Вид современных разработок на горе Высокой у г. Нижнего Тагила (Урал). По Н. Н. Яковлеву

Начало развития отечественной минералогии связано с именем гениального русского ученого акад. М. В. Ломоносова (1711—1765). Этот исключительно одаренный и всесторонне образованный человек, сын простого крестьянина Архангельской губернии, не только стоял несравнимо выше ученых немцев, работавших в Академии, но намного опередил и лучшие умы Европы. Исходя из своей «корпускулярной философии», он высказал теорию строения кристаллического вещества, развил кинетическую теорию газов, механическую теорию теплоты, в чем почти на сто лет ушел вперед от своих современников. Как талантливый химик, он применил количественный анализ химических процессов, установил роль воздуха в горении органических веществ и задолго до Лавуазье сформулировал закон сохранения вещества.

Непосредственно вопросами минералогии М. В. Ломоносов занялся во второй половине своей научной деятельности. Еще в 1742 г. он приступил к изучению минералов и составлению каталога минералогического музея Академии наук. Незадолго перед смертью он предпринял составление исключительно важной по замыслу «Общей системы Российской минералогии» В 1761 г. он представил в Сенат проект собирания минералов — «разных

песков, разных камней, разных глин, смотря по их цветам»—по всей нашей стране с присылкой их для изучения в Петербург. В 1763 г. им было составлено обращение к содержателям заводов, «дабы для сочинения оной Российской минералогии они постарались прислать разные руды промышленных у себя металлов». К сожалению, неожиданная смерть не позволила ему осуществить свою идею.

Будучи пламенным патриотом своей родины, он на русском языке издавал написанные им геологические труды («Слово о рождении металлов от трясения Земли», «О слоях земных» и др.). В них он дает многочисленные практические указания по поискам руд. Следует заметить, что Ломоносов тесно был связан с горнопромышленными предприятиями, на развитие которых оказал большое влияние.



М. В. Ломоносов (1711—1765)

В Западной Европе в это время господствующую роль играла Швеция с ее широко развитыми горной промышленностью и металлургией. К середине XVIII в. здесь выдвинулась целая группа шведских минералогов. Из них упомянем о Линнее и Кронштедте, являвшихся современниками М. В. Ломоносова. К. Линней (1707—1778), автор известного труда «Система природы», сделал попытку применить двойную номенклатуру (род и вид) к минералам, подобную той, которая им была предложена в систематике растений и животных. Заслугой А. Кронштедта (1702—1765) является то, что он исключил из области минералогии ископаемые организмы. Много внимания он уделял также разработке метода паяльной трубки и изучению химического состава минералов. Следует, однако, заметить, что развитие химии, а следовательно, и минералогии сильно тормозилось еще существовавшими в то время мистическими представлениями об «основных началах» («флогистоне», «извести» и др.), введенных еще в XVI в. немецким химиком Парацельзом.

В конце XVIII в. во всех главных странах Европы, с развитием промышленного капитала, происходит новый мощный подъем во всех областях культуры и науки. Благодаря ряду крупнейших изобретений этого периода техника переживает настоящий переворот. В связи с успехами химии и физики, в развитии минералогии наблюдается новый, более ярко выраженный прогресс.

В богатой различными металлическими полезными ископаемыми Саксонии, в связи с развитием горной промышленности, в течение XVIII в. непрерывно продолжались и минералогические исследования. Была создана Фрейбергская школа минералогов во главе с А. Г. Вернером (1750—1817) и позднее И. А. Брейтгауптом, оказавшая свое влияние на развитие минералогии в ряде сопредельных стран.

Сам Вернер принципиально нового в минералогию внес очень мало. В заслугу ему ставят лишь то, что он и его ученики, использовав все достижения предшественников и современников, уделили много внимания детальному

описанию минералов, их внешним признакам, включая и данные кристаллографии, начало которой положили современники Вернера—французские ученые Роме де-Лиль (1736—1790) и Р. Ж. Гаюи (1743—1822).

В России за это время развитие минералогических знаний шло самостоятельными путями и вскоре достигло столь высокого уровня, что обратило на себя внимание всей Западной Европы. Огромную роль в этом сыграли организованные Академией наук во второй половине XVIII в. грандиозные путешествия ученых по разным провинциям нашей обширной страны, главным образом по Уралу и Сибири. Эти экспедиции были вызваны потребностями бурно развивавшейся в то время промышленности Российской империи. В печати появились фундаментальные описания географии, этнографии, фауны, флоры и минеральных богатств нашей страны—И. И. Лепехина (1771—1772), П. С. Палласа (1771—1788), И. Ф. Германа (1789—1811), В. Ф. Зуева, В. М. Севергина и др.



В. М. Севергин (1765—1826)

Не малую роль в открытии минеральных месторождений сыграли местные энтузиасты—простые крестьяне и горные деятели. В конце XVIII и в первой половине XIX вв. их усилиями были выявлены многочисленные месторождения драгоценных цветных камней (турмалинов, топаза, горного хрусталя, изумруда, малахита и др.), месторождения золота, платины, впервые открытые на Урале, месторождения железа, меди, свинца, серебра и т. д. Все эти открытия, особенно новых минералов, посылавшихся на международные выставки, получили широкое признание за границей и вошли как крупный вклад в историю мировой науки.

Среди русских минералогов в это время выдвинулись такие замечательные ученые-естествоиспытатели, как В.М.Севергин и Д. И. Соколов.

В. М. Севергин (1765—1826), являясь последователем и продолжателем трудов М. В. Ломоносова, вел непримиримую борьбу со всякого рода схоластикой в минералогии, особенно свойственной последователям немецкой школы Вернера. Крупной заслугой В. М. Севергина является то, что он осуществил идею Ломоносова о создании «Общей системы Минералогии Российской», обобщив громадный материал, собранный академическими экспедициями. В 1809 г. он выпустил в свет два тома «Опыта минералогического землеописания Государства Российского», где сведения по отдельным минералам он стремился привести «в такой систематический порядок, по коему бы, так сказать, единым взглядом обозреть можно было все то, что доселе в разных странах пространной Империи Российской открыто было». Среди многочисленных его работ особого внимания заслуживают: «Первые основания минералогии или естественной истории ископаемых тел» (1798), «Пробирное искусство или руководство к химическому испытанию металлических руд» (1801), «Подробный словарь минералогический» (1807), «Новая система минералов, основанная на наружных отличительных признаках» (1816). Эти работы сыграли огромную роль в деле популяризации и распространения минералогических сведений в нашей стране. Многие введенные этим ученым термины прочно укоренились в минералогической и химической литературе. Севергин, будучи также образованнейшим химиком, при изучении минералов обращал внимание не только на внешние физические их свойства, но и на химические признаки.

Д. И. Соколов (1788—1852), почетный член Академии наук, пользовался исключительной популярностью как талантливый профессор, читавший в течение 33 лет минералогию и другие курсы геологии в Петербургском Горном корпусе (ныне Горном институте), основанном еще в 1773 г. Одним из первых преподавателей геологии он был и в Петербургском университете, открывшемся в 1819 г. Он воспитал многочисленных выдающихся деятелей практической геологии, работавших в горных предприятиях, и целую плеяду ученых, занявших кафедры в ряде университетов. Написанное им двухтомное «Руководство к минералогии» (1832) являлось образцовым пособием для учащихся. «Всего более я старался о том, —писал он в предисловии к руководству, —чтобы в сочиненной мной минералогии заключались сколь возможные полные и верные сведения о русских месторождениях минералов, кои в иностранных минералогиях показываются всегда кратко и ошибочно». Наряду с В. М. Севергиным ему принадлежит и большая заслуга в популяризации минералогических знаний путем публичных лекций, всегда привлекавших обширный круг слушателей.

Примерно в середине XIX в. минералогия окончательно начала оформляться как наука о минералах. Ряд названий горных пород, считавшихся до тех пор минералами, после микроскопических исследований был изъят из минералогической номенклатуры. Минералы все больше и больше стали привлекать внимание исследователей как кристаллические индивиды, обладающие определенными свойствами. Вместо прежних многословных рассуждений о минералах последователей школы Вернера стали появляться точные описания кристаллографических форм, физических и химических особенностей с полными химическими анализами минералов.

В России этот период совпал с периодом разложения крепостнического строя, оказавшегося тормозом для развития капитализма на основе внедрявшейся машинной техники и крупного производства. Сильно возросшие в связи с этим требования промышленности создали благоприятную почву для развития наук, в том числе и минералогии.



Н. И. Кокшаров (1818—1892)



П. В. Еремеев (1830—1899)

Ярким представителем русских минералогов этого времени был акад. Н. И. Кокшаров (1818—1892). С его именем связан расцвет русской минералогии, широко признанный и за границей. Им проделана огромная работа по точному изучению и систематизации минералов наших месторождений. Его многочисленные, до сих пор непревзойденные по точности описания и измерения кристаллов, главным образом на уральском материале,

прочно вошли во все учебники и справочники по минералогии. О его трудоспособности можно судить по выдающемуся 11-томному труду: «Материалы для минералогии России» (1852—1892), где он свел все фактические данные в этой области. Большая заслуга в этом отношении принадлежит также последователю Кокшарова—крупнейшему минералогу акад. П. В. Еремееву (1830—1899). Ему мы обязаны замечательными исследованиями весьма многочисленных минералов, как собранных им лично, так и присланных его учениками с различных концов нашей страны. Ценный вклад в науку представляют и его исследования минеральных псевдоморфоз.



Д. И. Менделеев (1834—1907)



В. И. Вернадский (1863—1945)

По мере накопления полных химических анализов минералов, проводившихся многими исследователями (акад. Т. Е. Ловиц, Вокелен, Волластон, Любарский, московскии аптекарь Р. Герман, П. Евреинов, Теннант и др.), внимание ученых стал привлекать вопрос о систематике минералов на химической основе. Но рациональная классификация минералов оказалась возможной только после появления периодической системы химических элементов, созданной гениальным русским ученым Д. И. Менделеевым (1834—1907). Огромное значение периодического закона подчеркивается тем, что он лег в основу многих современных величайших достижений в области естественных наук.

Мысль о том, что минералы представляют собой продукты химических реакций, совершающихся в земной коре, наиболее ярко отражена в многочисленных трудах крупнейшего русского естествоиспытателя проф. Московского университета акад. В. И. Вернадского (1863—1945) Он учился у таких корифеев русской науки, как Д. И. Менделеев, Н А Меншуткин, В. В. Докучаев, А. П. Карпинский, и по праву считается реформатором отечественной минералогии. Рассматривая минералогию как «химию земной коры», Вернадский создал новое направление в области минералогических исследований. Много внимания он уделял вопросам химической конституции минералов в свете новейших достижений мировой науки, вопросам парагенезиса минералов и изучению условий существования минералов в природе в историческом аспекте. При этом он большое значение придавал наблюдению в природе и устанавливаемым в ней фактам. «Точно научно установленный факт,—учил он,—по существу, всегда дает больше, чем основанная на нем, его объясняющая, теория. Он верен и для будущей

теории и в исторической смене теорий он остается неизменным». Однако В. И. Вернадский отнюдь не умалял и значение теории. «Без научных теорий,—писал он,—мы не в состоянии разобраться в научных фактах, теряемся и запутываемся в их бесконечном, неуклонно растущем с ходом времени, разнообразии и количестве». Обладая большой эрудицией и превосходным знанием литературного наследия, Вернадский дал ряд интереснейших обобщений, послуживших основой для созданной им новой области знания—геохимии. Первые попытки обобщения по химическим процессам в земной коре делались еще в середине прошлого столетия К. Бишофом (1792—1870) и Эли де-Бомоном (1798—1874). Своим современным развитием эта отрасль знания, кроме В. И. Вернадского, обязана В. М. Гольдшмидту (1888—1947) и особенно советскому ученому акад. А. Е. Ферсману.

Очень важное значение для развития современной минералогии имели достижения коллоидной химии, физической химии, физики и кристаллохимии.

Исследования в области природных коллоидных систем были впервые обобщены и развиты нашим ученым П. П. Веймарном и рано скончавшимся австрийским ученым Ф. Корню. Следует отметить затем работы Ван-Беммелена по изучению свойств важнейших коллоидов земной коры, а также Р. Лизеганга—о роли диффузионных явлений и ритмических реакций в природных коллоидах. В неорганической природе коллоидные вещества играют громадную роль не только в коре выветривания горных пород и руд, но и в процессах, связанных с магматической деятельностью. Во многих случаях, особенно при изучении руд, удается устанавливать реликтовые признаки первоначально существовавших коллоидных веществ, имеющие очень большое значение для понимания процессов минералообразования вообще.

Не менее важны достижения в области физической химии, в частности в учении о фазах (в физико-химическом смысле слова) и о равновесиях физико-химических систем. В этой области исследований, кроме Гиббса, давшего правило фаз, мировая наука многим обязана нашему выдающемуся ученому акад. Н. С. Курнакову (1860—1941), создателю физико-химического анализа сплавов и других сложных тел с применением геометрических методов изображения соотношений между составом и свойствами изучаемых веществ. С его именем связано также создание термического анализа сложных соединений по методу плавкости.

Приложение законов физической химии к минералогии началось, по существу, в самое последнее время и обещает быть весьма плодотворным. Представление о минералах как о фазах природных физико-химических систем имеет большое значение для реального понимания процессов образования кристаллических минеральных агрегатов и кладет основу зарождающейся в наши дни теоретической минералогии.

Конец XIX и начало XX вв. ознаменовались рядом открытий в области физики, приведших к поразительным достижениям современной науки.

В 1895 г. В. Рентген (1845—1923), изучая катодные лучи, открыл «Х-лучи» (называемые теперь рентгеновскими лучами), положившие начало развитию новой методики исследования минерального вещества. Открытие в 1912 г. физиком М. Лауэ явлений дифракции рентгеновских лучей при прохождении их через кристалл и дальнейшие исследования в этом направлении русского ученого Г. В. Вульфа, У. Г. Брэгга и У. Л. Брэгга (отца и сына), Л. Паулинга, а в последнее время блестящие достижения Н. В. Белова —позволили тесно связать внутреннее кристаллическое строение минералов с их химическим составом и физическими свойствами. Исследования в этой области доказали правильность догадок Ломоносова о кристаллическом строении и подтвердили гениальный теоретический вывод 230 законов расположения атомов внутри кристаллов, впервые сделанный нашим великим ученым акад. Е. С. Федоровым (1853—1919) в его классическом труде «Симметрия правильных систем фигур» (1890). Это учение о симметрии целиком легло в основу современного рентгеноструктурного анализа кристаллов

В результате этих достижений зародилась новая отрасль научного знания — кристаллохимия как наука о закономерностях связи кристаллической структуры минералов с их химическим составом и физическими свойствами.

Проникновение в тайны внутреннего строения кристаллических веществ позволило открыть ряд весьма важных положений. Во многих группах минералов удалось установить строго закономерное расположение катионов и анионов, удерживаемых в кристаллических постройках электростатическими силами в соответствии с общим законом химической валентности. Благодаря этим исследованиям представилась возможность уточнить химические формулы многих сложных соединений, что в свою очередь открыло пути для создания рациональной классификации минералов. Однако для нас самое главное то, что в функциональной зависимости от особенностей кристаллического строения химических соединений находятся не только внешние формы кристаллов, но также такие свойства, как оптические, электрические, механические (твердость, спайность, упругость) и пр. В ряде же случаев по химической конституции, физическим и химическим свойствам минерала можно предсказать тип его кристаллической структуры. В. И. Вернадский в одной из своих речей в 1927 г., касаясь рентгенометрического изучения минералов, говорил: «Это одно из величайших открытий точных наук быстро сдвигает минералогию на новый путь и открывает перед ней негаданные огромные перспективы». Таким образом, успехи кристаллохимических исследований вместе с другими достижениями физики, химии и физической химии предопределили новый, современный этап в развитии минералогии.



Е. С. Федоров (1853—1919)

В 1896 г. французский физик А. Беккерель (1852—1908) сделал крупное открытие, установив радиоактивное излучение солей урана. Вскоре после этого (1899) химики М. Кюри-Склодовская и П. Кюри открыли новый химический элемент радий, обладающий необычайной радиоактивностью, т. е. явлением самопроизвольного выделения энергии в виде особых лучей (α, β и γ). Явления радиоактивности сыграли важную роль в разработке современной теории о составе и строении атомных ядер, превращении химических элементов и в учении об изотопах.

Успехи минералогии за последнее столетие очень многим обязаны также развитию специальных методик исследования кристаллического вещества. Начиная с 1857 г., когда Г. Сорби применил к микроскопу поляризационные устройства, изучение минералов (прозрачных) в тонких шлифах сразу подвинулось далеко вперед. Над усовершенствованием методики оптических исследований в сходящемся свете немало потрудились многие ученые (Лякруа, Бекке, Райт и др.). Однако исключительное значение приобрел предложенный знаменитым русским кристаллографом акад. Е. С. Федоровым метод изучения тонких шлифов в параллельном свете с помощью специального устройства, получившего название универсального федоровского столика. Могучим средством в руках минералогов и геохимиков стало также исследование минеральных веществ с помощью спектрального, рентгеноструктурного и рентгеноспектрального анализов. Наконец, за последнее тридцатилетие большие успехи сделаны в исследовании непрозрачных минералов в полированных шлифах в отраженном свете.

Наряду с изучением природных объектов велись и экспериментальные исследования по синтезу соединений, встречающихся в природе. Искус-

ственным получением минералов занимались еще в XVIII в., но систематические опыты по синтезу минералов начали проводиться лишь в середине XIX столетия (Г. Добре, Ф. Фуке и др.). Больших успехов в этой области достиг наш русский ученый К. Д. Хрущов.

Таким образом, за сравнительно короткий период времени, начавшийся с эпохи Возрождения, и особенно за последние 150 лет, минералогия, наряду с другими естественными науками, сделала большой шаг вперед. Важно подчеркнуть, что этот прогресс во многом обязан достижениям химии и физики, кристаллохимии и коллоидной химии и, наконец, физической химии, т. е. тех точных наук, на которые опирается минералогия при изучении природных веществ, составляющих земную кору. Методики минералогических исследований настолько усовершенствовались, что теперь не составляет большого труда изучение даже скрытокристаллических масс. К прежним способам определения минералов присоединились более точные и быстрые методы изучения вещества. На смену прежним, часто формальным, описаниям минералов пришли целеустремленные исследования минеральных веществ. Минералогов перестала интересовать одна лишь эстетическая сторона природных минеральных тел и хорошо образованных кристаллов. Главное внимание начали уделять изучению особенностей состава и различных тонких свойств минеральных веществ — свойств, которые могут быть так или иначе использованы для научных и практических целей. В вопросах, связанных с условиями образования минералов, вместо стремления к гипотетическим, часто ничем не доказанным выкладкам, исследователей стало интересовать реальное положение вещей в природе. Начали разрабатываться научные методы анализа парагенезиса минералов с применением законов термодинамики и физической химии.



А. Е. Ферсман (1883—1945)

Минералогия в настоящее время прочно легла в основу ряда геологических дисциплин, и прежде всего тех, объектами изучения которых являются горные породы (петрография) и руды (минераграфия), т. е. те минеральные агрегаты, которые как самостоятельные составные части слагают земную кору.

В развитии отечественной минералогии, как и во всех других науках, резкий перелом наступил после Великой Октябрьской социалистической революции. Широко развернувшиеся в годы сталинских пятилеток геологические исследования и поисково-разведочные работы в самых различных районах Союза необычайно обогатили наши знания, особенно в области региональной минералогии. За сравнительно короткий срок была проделана огромная работа по систематическому изучению не только старых районов, но и целого ряда новых обширных областей Союза, вовсе не освещенных или слабо затронутых предыдущими исследованиями. Некоторые из них оказались исключительно интересными в минералогическом и других отношениях. Без детальных минералогических исследований было бы немыслимо открытие весьма многочисленных месторождений полезных ископаемых, явившихся сырьевой базой для мощного развития самых различных отраслей нашего народного хозяйства.

Огромную роль в открытии и освоении минеральных богатств сыграли экспедиционные исследования проводившиеся Академией наук СССР в ряде районов нашей страны под непосредственным руководством выдающегося

ученого А. Е. Ферсмана (1883—1945), талантливого ученика и продолжателя В. И. Вернадского. А. Е. Ферсман, по его собственным словам, отдал «больше полустолетия жизни, исканий и увлечений, больше полустолетия любви, упорной и упрямой, любви безраздельной к камню, безжизненному камню природы, к самоцвету, к куску простого кварца, к обломку черной руды». Необычайно многогранная деятельность этого ученого, обладавшего неиссякаемой энергией, наиболее плодотворно проявилась в советское время. Он изучил сотни самых различных месторождений на Урале, в Средней Азии, Сибири и зарубежных странах, но главное внимание уделял неисследованным районам Кольского полуострова, освоение которых неразрывно связано с его именем. Из многочисленных его трудов особое значение для советской минералогии имеет монография «Пегматиты», в которой обобщены обширные многолетние его исследования.

Большая заслуга в изучении минеральных богатств и подготовке кадров принадлежит также А. К. Болдыреву (1883—1946), ближайшему ученику акад. Е. С. Федорова. Его подробный «Курс описательной минералогии» (в трех выпусках) и два издания курса минералогии для высших учебных заведений, составленного под его руководством коллективом преподавателей Ленинградского горного института, оказали огромное влияние на распространение минералогических знаний в нашей стране. Не малую роль в этом сыграли также профессора университетов и институтов других городов Советского Союза: П. П. Пилипенко (в Москве), Л. Л. Иванов (в Днепропетровске) и др.



С. С. Смирнов (1895—1947)

Очень многим также мы обязаны безвременно скончавшемуся крупнейшему представителю передовых советских минералогов акад. С. С. Смирнову (1895—1947). Как ревностный патриот своей родины, полный кипучей энергии, он не жалел своих сил для решения важнейших задач, связанных с созданием мощной минеральносырьевой базы для нашей бурно развивающейся промышленности. Вся его деятельность представляет достойный подражания пример органической связи науки с практикой. Его непревзойденные по точности и конкретности содержания исследования многочисленных рудных месторождений имеют исключительное значение как важный вклад в советскую науку. Из опубликованных им работ особого внимания заслуживает классическая монография, посвященная минералогии зоны окисления сульфидных месторождений. Эта работа оказала неоценимую помощь многим поисковикам и разведчикам как в открытии новых месторождений, так и в определении первичного оруденения по наблюдаемым выходам на поверхность окисленных руд.

Колоссальный фактический материал, накопившийся в результате обширных геологических исследований, особенно за последние двадцать лет, вызвал необходимость обобщить рассеянные в многочисленных периодических и повременных изданиях сведения минералогического характера и тем самым подытожить наши знания по минералогии Союза. В последнее время Академия наук СССР начала выпускать многотомное издание «Минералы СССР», а также монографии, посвященные отдельным регионам: «Минералогия Урала», «Минералогия Крыма» и др. Эти работы ярко иллюстрируют достижения советской науки в этой области и показывают, насколько крупный вклад советские минералоги внесли в мировую науку.

ЗНАЧЕНИЕ МИНЕРАЛОВ В ПРОМЫШЛЕННОСТИ

Нет ни одной отрасли промышленности, где бы не применялись те или иные полезные ископаемые либо непосредственно в сыром виде, либо в виде продуктов соответствующей переработки. Всем известно колоссальное значение в жизни человека железа, добываемого из богатых этим элементом руд путем металлургической переработки последних на различные сорта чугунов и сталей. Железо—главный нерв промышленности. Оно является основой металлургии, машиностроения, судостроения, железных дорог, мостов, железобетонных сооружений, оснащения военных армий, изготовления товаров широкого потребления и т. д. В свою очередь металлургия одного только железа поглощает около 40% добываемого твердого минерального топлива в виде каменных углей, перерабатываемых на кокс. Громадную роль в развитии промышленности играет и жидкое минеральное топливо—нефть и продукты ее переработки. Все большее значение приобретают горючие газы.

В развитии цветной металлургии, электропромышленности, судостроения, машиностроения и других отраслей промышленности крупную роль играют так называемые цветные металлы, добываемые из руд меди, цинка, свинца, алюминия, никеля, кобальта. Исключительное оборонное значение имеют так называемые редкие металлы: вольфрам, молибден, ванадий, хром и др.

Развитие сельского хозяйства тесно связано с использованием минеральных удобрений: калиевых минералов (калийные соли), минералов, содержащих фосфор (апатит, фосфориты), азот (селитра) и пр. Химическая промышленность в значительной мере базируется на минеральном сырье. Так, для сернокислотного производства используются богатые серой колчеданы (пирит); многочисленные минералы употребляются для приготовления химических препаратов—самородная сера, селитра, плавиковый шпат, минералы бора, калия, натрия, магния, ртути и др.; в резиновом производстве используются сера, тальк, барит; в изготовлении взрывчатых веществ—сера, селитра, инфузорная земля; для производства кислотоупорных и огнеупорных материалов—асбест, кварц, графит и др.; в красильном деле и в изготовлении эмали и глазури—галенит, сфалерит, барит, минералы титана, меди, железа, мышьяка, ртути, кобальта, бора, криолит, ортоклаз, циркон; в писчебумажном производстве—тальк, каолин, сера, квасцы, магнезит и т. д.

Каменная и поваренная соли служат необходимой составной частью пищи человека. Ряд минералов и продуктов их химической переработки применяется в виде лекарств (мирабилит—глауберова соль; минеральные воды—нарзан, боржом и др.; соли висмута, бария, бора, иода). Для лечебных целей используются также минеральные источники (сероводородные, углекислые, железистые, соляные и пр.) и природные грязи. В медицине применяются радиоактивные вещества, добываемые из радиоактивных минералов.

Большую роль в жизни человека играют и поделочные камни. Помимо драгоценных камней, идущих большей частью на украшения и художественные изделия, многие цветные камни используются для облицовки стен. Лучшие сооружения нашей родины украшаются розовым родонитом, разноцветной яшмой, мрамором, кварцитами. Кварц, исландский шпат, слюда, турмалин, флюорит идут для изготовления оптических приборов. Из агата, корунда, циркона и других твердых минералов изготовляются подшипники для часов и других точных приборов. Алмаз (карбонадо), корунд, гранат, кварц употребляются в качестве абразивных материалов при шлифовке и полировке предметов. Мягкие и жирные минералы (тальк, графит) применяются в качестве наполнителей, для смазки трущихся частей механизмов и т. п.

Из приведенного, далеко не полного перечня применения минералов и получаемых из них продуктов переработки видно, насколько велико значение минерального сырья в народном хозяйстве и в человеческом быту.

Промышленность царской России, как известно, стояла на низком уровне и во многом зависела от иностранного капитала, которому принадлежали наиболее крупные промышленные предприятия в стране. После Октябрьской революции перед Советским Союзом встала задача быстрейшей индустриализации страны и создания высокоразвитых в техническом отношении новых отраслей промышленности. За последние двадцать пять лет запасы многих ранее известных полезных ископаемых доведены до размеров, необходимых для обеспечения развития тех или иных отраслей промышленности. Немало месторождений, содержащих важные в промышленном отношении полезные ископаемые, было открыто впервые. В том числе освоены совершенно новые виды минерального сырья, которых не знала промышленность царской России. Таковы, например, месторождения калиевых и магниевых солей в Соликамском районе, месторождения бора в Северном Прикаспии, золота и олова—в Восточной Сибири, меди—в Казахстане, нефти—в Западном Приуралье и на Европейской равнине (Второе Баку) и т. д. В результате СССР полностью освободился от импорта металлов и минеральных продуктов.

Однако, в связи с необходимостью дальнейшего расширения сырьевой базы, перед советскими геологами еще стоят огромные задачи. На их обязанности лежит не только отыскание новых месторождений и увеличение запасов полезных ископаемых в новых промышленных районах, но и участие в освоении открытых минеральных богатств. Особое значение имеет вопрос о комплексном использовании минерального сырья, т. е. об извлечении наряду с главными полезными ископаемыми всех ценных компонентов сырья.

Знание минералогии имеет большое значение при проведении разведочных и особенно поисковых работ. Для успешного их выполнения прежде всего необходимо уметь точно определять минералы, знать условия их нахождения в природе, закономерности их сочетания друг с другом и т. д.

Изучение качественной характеристики руд эксплоатируемых месторождений—одна из главнейших задач рудничных геологов. Не зная минералогии, невозможно решить эту задачу.

Во многих случаях добываемые руды до плавки и технологической переработки подвергаются механическому обогащению на специальных фабриках, т. е. отделению полезных ископаемых от пустой породы или разделению руды на различные по составу концентраты. Обогащение с предварительным дроблением и измельчением руд производится на специальных устройствах, причем используются различные свойства минералов: удельный вес, магнитность, электропроводность, отношение к флотационным реагентам и др. Большое значение имеют также размеры зерен минералов, слагающих руды, и характер срастания их между собой. В решении всех этих вопросов большую роль играют специальные минералогические исследования.

Таким образом, минералогическое изучение месторождений полезных ископаемых имеет весьма важное значение не только для поисков и разведки их, но и для горнодобывающей и горнообрабатывающей отраслей промышленности.

Глава I

ЗЕМНАЯ КОРА И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ СОСТАВА

Строение земного шара. Главным объектом геологических, в том числе и минералогических, исследований является земная кора[1], под которой подразумевается самая верхняя оболочка земного шара, доступная непосредственному наблюдению. Сюда относятся: нижняя часть атмосферы, гидросфера и верхняя часть литосферы, т. е. твердой части Земли.

Наши фактические знания о строении и химическом составе земной коры основываются почти исключительно на наблюдениях над самыми поверхностными частями нашей планеты. Местами, благодаря шахтным разработкам месторождений полезных ископаемых, известны и более глубокие части земной коры. В золоторудном месторождении Витватерсранд (Южная Африка) наибольшая глубина шахт составляет 2330 *м*. Самые глубокие нефтяные скважины достигают глубины 4—5 *км*.

Горообразующие процессы, совершавшиеся в различные геологические эпохи и приводившие к образованию высоких горных хребтов, подняли из глубины самые различные породы, не образующиеся вблизи поверхности Земли. Однако это дает возможность, как показывают геологические наблюдения и подсчеты, получить более или менее реальное представление о составе и строении земного шара только до глубины 16—20 *км* (радиус же его превышает 6300 *км*).

О строении и составе глубоких недр земного шара можно судить лишь на основании косвенных данных. Как показывает сопоставление плотностей всего земного шара (5,527) и земной коры (2,7—2,8), внутренние части нашей планеты должны обладать значительно большей плотностью, чем поверхностные. Как предполагают на основании различных данных (геофизические наблюдения, данные сравнения Земли с другими космическими телами, состав метеоритов и пр.), это обстоятельство обусловлено не только увеличением с глубиной давления, но и изменением состава внутренних частей нашей планеты.

Наибольшим признанием в настоящее время пользуется гипотеза В. М. Гольдшмидта о строении земного шара. Последний, по его представлениям, состоит из трех главных концентрически расположенных зон (геосфер): 1) наружной—литосферы; 2) промежуточной—халькосферы, богатой окислами и сернистыми соединениями металлов, преимущественно железа, и 3) центральной—сидеросферы, представленной железо-никелевым ядром. Литосфера в свою очередь подразделяется на две части: верхнюю оболочку—до глубины 120 *км*, сложенную в основном обычными силикатовыми породами, и нижнюю—эклогитовую оболочку (120—1200 *км*), представленную силикатовыми породами, обогащенными магнием.

[1] Название «земная кора» дано совершенно условно—оно никакого отношения не имеет к первичной коре остывания земного шара.

По В. М. Гольдшмидту, отдельные геосферы характеризуются следующими данными:

	Мощность *км*	Плотность	Состав
Атмосфера	Несколько сот	0—0,0015	N_2, O_2, H_2O, CO_2, благородные газы
Биосфера	0—11	Около 1	Органические вещества и минералы скелетов
Гидросфера	0—11	1	H_2O и др. (океаны, отчасти внутренние воды, снег и лед)
Верхняя силикатовая оболочка	60—120	2,73	Литофильные[1] элементы: O, Si, Al, Ca, Mg, Na, K, Li, Rb, Ba и др.
Эклогитовая оболочка	1100	3,6—4	Силикаты, главным образом Mg и Fe
Сульфидно-окисная оболочка	1700	5—6	Халькофильные[2] элементы: S, Se, Te, Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Hg, Sb, Bi, As, Au, Ag и др.
Железо-никелевое ядро	3500	8—10	Сидерофильные[3] элементы: Fe, Ni, Co, группа платины; Mo, P, C и др.

[1] От греческого слова «литос»—камень; для большинства литофильных элементов характерно сродство к кислороду.

[2] От древнегреческого слова «халькос»—медь; для большинства халькофильных элементов характерно сродство с серой.

[3] От древнегреческого слова «сидерос»—железо («метеорит»).

Состав земной коры. Средний химический состав доступной наблюдению земной коры условной мощностью в 16 *км*, включая сюда гидросферу, биосферу и прилегающую часть атмосферы, подсчитывался многими учеными. Впервые состав твердой части земной коры в весовых процентах подсчитал американский исследователь Ф. Кларк в 1889 г. Большая работа по уточнению полученных цифр была проделана В. И. Вернадским, А. Е. Ферсманом, И. и В. Ноддаками, Г. Гевеши, В. М. Гольдшмидтом и др.

По предложению акад. Ферсмана средние цифры содержаний отдельных элементов в земной коре стали называть «числами Кларка», или просто «кларками». Он же предложил выражать эти величины не только в весовых процентах, но и в атомных.

Из девяноста семи химических элементов, приведенных в периодической таблице элементов Менделеева (табл. 1), лишь немногие пользуются широким распространением в земной коре. Такие элементы в таблице располагаются в верхней ее части, т. е. относятся к числу элементов с малыми порядковыми номерами.

Как видно из диаграммы (рис. 3), наиболее распространенными элементами являются: O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C и Cl. На долю остальных 80 элементов приходится всего лишь 0,71% (по весу).

Подавляющее большинство этих элементов в земной коре присутствует почти исключительно в виде химических соединений. К числу элементов, встречающихся в самородном виде, относятся очень немногие. Те и другие возникают в результате химических реакций, которые протекают в земной коре при различных геологических процессах, приводящих к образованию самых разнообразных по составу массивов горных пород и месторождений полезных ископаемых.

Если главнейшие элементы расположить в порядке их процентного (весового) содержания в земной коре на группы по декадам[1], то получится такая картина (табл. 2).

Из табл. 2 видно, что подавляющая масса минералов земной коры должна представлять соединения элементов первых двух декад, на долю которых в весовом выражении приходится 98,13%. В самом деле, в земной коре чрезвычайно широко распространены кислородные соединения кремния, алюминия, железа, а также щелочноземельных и щелочных металлов—кальция, магния, натрия и калия. К их числу относятся главным образом окислы

[1] От греческого слова «дека»—десять.

Периоды \ Группы	0	I	II	III	IV
I		1.H Водород 1,0080			
II	2.He Гелий 4,003	3.Li Литий 6,940	4.Be Бериллий 9,013	5.B Бор 10,82	6.C Углерод 12,010
III	10.Ne Неон 20,183	11.Na Натрий 22,997	12.Mg Магний 24,32	13.Al Алюминий 26,97	14.Si Кремний 28,06
IV	18.Ar Аргон 39,944	19.K Калий 39,096	20.Ca Кальций 40,08	21.Sc Скандий 45,10	22.Ti Титан 47,90
		29.Cu Медь 63,57	30.Zn Цинк 65,38	31.Ga Галлий 69,72	32.Ge Германий 72,60
V	36.Kr Криптон 83,7	37.Rb Рубидий 85,48	38.Sr Стронций 87,63	39.Y Иттрий 88,92	40.Zr Цирконий 91,22
		47.Ag Серебро 107,880	48.Cd Кадмий 112,41	49.In Индий 114,76	50.Sn Олово 118,70
VI	54.Xe Ксенон 131,3	55.Cs Цезий 132,91	56.Ba Барий 137,36	57.La* Лантан 138,92	72.Hf Гафний 178,6
		79.Au Золото 197,2	80.Hg Ртуть 200,61	81.Tl Таллий 204,39	82.Pb Свинец 207,21
VII	86.Rn Радон 222	87.Fr Франций 223	88.Ra Радий 226,05	89.Ac Актиний 227	90.Th Торий 232,12

* 58—71. TR—редкие земли (лантаноиды):

58.Ce Церий 140,13	59.Pr Празеодимий 140,92	60.Nd Неодимий 144,27	61.Pm Прометий 147,0	62.Sm Самарий 150,1	63.Eu Европий 152,0	64.Gd Гадолиний 156,9
65.Tb Тербий 158,9	66.Dy Диспрозий 162,46	67.Ho Гольмий 164,94	68.Er Эрбий 167,2	69.Tu Тулий 168,9	70.Yb Иттербий 173,04	71.Lu Лютеций 174,99

Таблица 1

элементов Д. И. Менделеева

V	VI	VII	VIII		
7.N Азот 14,008	8.O Кислород 16,0000	9.F Фтор 19,00			
15.P Фосфор 30,98	16.S Сера 32,066	17.Cl Хлор 35,457			
23.V Ванадий 50,95	24.Cr Хром 52,01	25.Mn Марганец 54,93	26.Fe Железо 55,85	27.Co Кобальт 58,94	28.Ni Никель 58,69
33.As Мышьяк 74.91	34.Se Селен 78,96	35.Br Бром 79,916			
41.Nb Ниобий 92,91	42.Mo Молибден 95,95	43.Tc Технеций 99	44.Ru Рутений 101,1	45.Rh Родий 102,91	46.Pd Палладий 106,7
51.Sb Сурьма 121,76	52.Te Теллур 127,61	53.J Иод 126,92			
73.Ta Тантал 180,88	74.W Вольфрам 183,92	75.Re Рений 186,31	76.Os Осмий 190,2	77.Ir Иридий 193,2	78.Pt Платина 195,23
83.Bi Висмут 209,00	84.Po Полоний 210	85.At Астатин 211			
91.Pa Протактиний 231	92.U** Уран 238,07				

** Ураноиды (актиноиды):

92.U Уран 238,07	93.Np Нептуний 237	94.Pu Плутоний	95.Am Америций	96.Cm Кюрий	97.Bk Беркелий	98.Cf Калифорний

Таблица 2

Весовые кларки главнейших химических элементов, в процентах
(1932 г)

I	O—49,13 Si—26,00	IV	F—0,08 Ba—0,05 N—0,04 Sr—0,035 Cr—0,03 Zr—0,025 V—0,02 Ni—0,02 Zn—0,02 B—0,01 Cu—0,01	VI	Cd—$5 \cdot 10^{-4}$ As—$5 \cdot 10^{-4}$ U—$4 \cdot 10^{-4}$ Ar—$4 \cdot 10^{-4}$ Hg—$1 \cdot 10^{-4}$ J—$1 \cdot 10^{-4}$ Ga—$1 \cdot 10^{-4}$
II	Al— 7,45 Fe— 4,20 Ca— 3,25 Na— 2,40 K— 2,35 Mg— 2,35 H— 1,00				
III	Ti— 0,61 C— 0,35 Cl— 0,20 P— 0,12 S— 0,10 Mn— 0,10	V	Sn—0,008 W—0,007 Li—0,005 Be—0,003 Co—0,002 Pb—0,0016 Mo—0,001 Cs—0,001 Br—0,001 Th—0,001	VII	Se—$8 \cdot 10^{-5}$ Sb—$5 \cdot 10^{-5}$ Nb—$3{,}2 \cdot 10^{-5}$ Ta—$2{,}4 \cdot 10^{-5}$ Pt—$2 \cdot 10^{-5}$ Bi—$1 \cdot 10^{-5}$ Ag—$1 \cdot 10^{-5}$ In—$1 \cdot 10^{-5}$
				VIII	He—$1 \cdot 10^{-6}$ Te—$1 \cdot 10^{-6}$
				IX	Au—$1 \cdot 10^{-7}$ Re—$1 \cdot 10^{-7}$
				XII	Ra—$1 \cdot 10^{-10}$

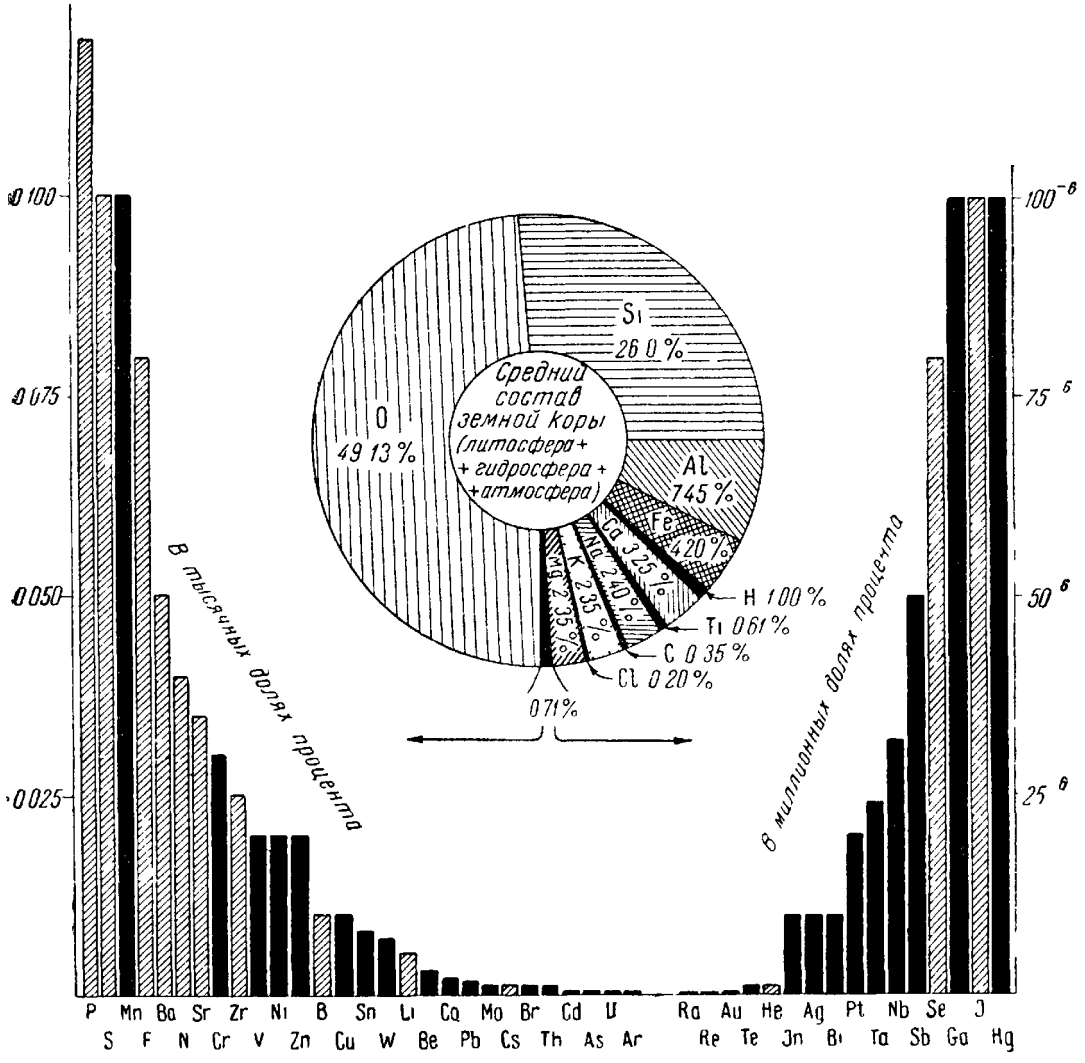


Рис. 3. Диаграмма распространения главнейших элементов в земной коре (литосфера+гидросфера+часть атмосферы) в весовых процентах

В боковых колонках черными столбиками показаны важнейшие металлы

и кислородные соли (силикаты, алюмосиликаты и др.), входящие в состав различных горных пород, слагающих земную кору.

Кларки металлов, играющих большую роль в промышленности, в подавляющем большинстве выражаются ничтожными величинами и попадают в последние столбцы элементов, разбитых на декады по степени распространения (табл. 3).

Таблица 3

Распространенность главных металлов в земной коре

Декады	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX—XII
Металлы	Al, Fe, Mg	Mn	Cr, V, Ni, Zn, Cu	Sn, W, Be, Co, Pb, Mo	Cd, As, U, Hg, Ga	Sb, Nb, Ta, Pt, Bi, Ag, Ti, In	Os, Ru, Rh, Pd, Ir	Au, Re, Ra

Некоторые особенности распределения тяжелых металлов в земной коре. Многие из указанных редких в земной коре элементов под влиянием совершающихся в природе геохимических процессов нередко образуют исключительно богатые скопления минерального вещества, носящие названия рудных месторождений. Если бы не существовало процессов, приводящих к образованию таких месторождений, которые имело бы смысл разрабатывать с целью извлечения ценных для промышленности металлов, то можно с уверенностью сказать, что не было бы и столь мощного развития техники и культуры, какое наблюдается в настоящее время. Тогда бы многие металлы, извлеченные из пород в лабораторных условиях, относились к исключительно дорогим металлам. Весьма характерно, что кларки таких металлов, как ванадий, цезий, галлий и др., во много раз выше кларков ртути, висмута, серебра, золота и др. Но, несмотря на их весьма ценные свойства, они в человеческом быту не распространены, так как их месторождения с промышленными концентрациями в природе крайне редки.

Природные соединения тяжелых металлов представляют собой в основном сравнительно простые соединения. Часть этих элементов (Fe, Mn, Sn, Cr, W, Nb, Ta, Th, U) преимущественно распространена в виде кислородных соединений, но зато многие другие элементы (Fe, Ni, Co, Zn, Cu, Pb, Hg, Mo, Bi, As, Sb, Ag и др.) встречаются главным образом в виде скоплений сернистых, мышьяковистых и сурьмянистых соединений.

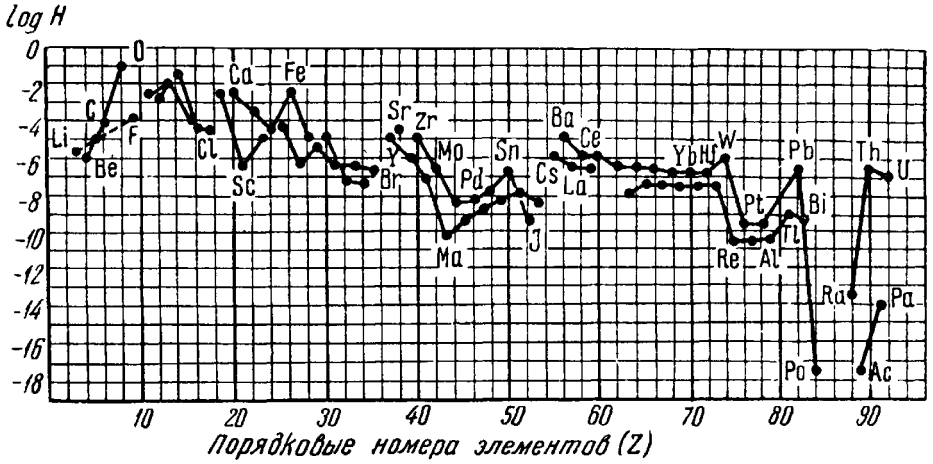


Рис. 4. Распространенность элементов в верхней части литосферы

На диаграмме даны логарифмы атомных концентраций (*H*) как функции порядкового номера (*Z*), причем кислород принят за единицу

В. М. Гольдшмидт указывает, что распространенность элементов в земной коре по мере увеличения их порядковых чисел уменьшается (рис. 4). Это происходит большей частью по правилу: распространенность обратно

пропорциональна седьмой-восьмой степеням порядкового числа. Однако бросаются в глаза отклонения для трех элементов: лития, бериллия и бора (рис. 4), имеющих низкие порядковые числа—3, 4 и 5. Для некоторых элементов наблюдаются отклонения в сторону увеличения (железо с порядковым номером 26).

Если сравнить распространенность химических элементов в земной коре в атомных кларках с числами минералов, в которые они входят, то, как указал П. П. Пилипенко, между ними, за небольшим исключением, устанавливается некоторая прямая (симбатная) зависимость. Это имеет место преимущественно для элементов, обладающих малыми атомными весами[1]:

Элемент	Атомный кларк	Число минералов	Элемент	Атомный кларк	Число минералов
O	53,39	1 221	Fe	1,31	170
H	17,25	798	K	1,05	43
Si	16,11	377	C	0,51	194
Al	4,80	268	Ti	0,22	30
Na	1,82	100	Cl	0,10	67
Mg	1,72	105	F	0,07	50
Ca	1,41	194			

Для многих тяжелых металлов подобная зависимость не устанавливается. Так, теллур, атомный кларк которого в земной коре примерно в 100 раз меньше, чем кларк селена, в природных условиях образует около 40 самостоятельных минералов, в то время как для селена их известно всего 28, и то главным образом в ассоциации с серой. Для цинка, с атомным кларком, в 50 раз бо́льшим по сравнению с кларком свинца, мы имеем 26 минералов, тогда как для свинца—около 130, и т. д.

Указанные различия несомненно вызываются химическими свойствами самих элементов, обусловленными строением их ионов и определяемыми положением этих элементов в периодической системе Менделеева. Для элементов с одинаковыми свойствами, аналогичными строением и размерами ионов, но с различными концентрациями в данном растворе или расплаве, естественно ожидать, что при кристаллизации элементы с меньшей концентрацией будут входить в кристаллические решетки, образуемые господствующими элементами, как бы растворяясь в них. Если же данный элемент в окружающей среде не находит аналогичных себе по размерам и строению ионов других элементов, то, в каком бы количестве он ни присутствовал в растворе, при кристаллизации он должен образовать самостоятельное соединение. Весьма показательно, что двухвалентный марганец в главной своей массе входит в состав минералов в виде изоморфной примеси к двухвалентным железу и кальцию, но зато четырехвалентный марганец всегда образует явно индивидуализированные соединения. Этим же объясняется, что такие элементы, как рубидий, скандий, галлий, гафний, индий, рений и др., обладающие низкими атомными кларками, в природе совершенно не образуют самостоятельных минералов, а находятся в рассеянном состоянии, присутствуя в виде изоморфной примеси к другим элементам. В значительной мере это относится и к таким, более распространенным элементам, как селен, ванадий, цезий, кадмий и др. Наоборот, элементы с очень низкими атомными кларками—теллур, золото, группа платиновых металлов, висмут и др.—сравнительно часто устанавливаются в виде самостоятельных минералов.

Важно указать, что о б щ е е ч и с л о природных химических соединений н е с р а в н е н н о м е н ь ш е, чем их можно получить искусственным путем. Число одних только неорганических соединений, получаемых в лабораторных условиях, выражается многими сотнями тысяч. В природе

[1] В число минералов не включены лишь разновидности, в которые данный элемент входит в виде изоморфной примеси.

же известно всего лишь около 1700 минералов, включая и их разновидности. Это ни в коем случае нельзя объяснять слабой изученностью состава земной коры. За последние десятилетия число ежегодно открываемых новых минералов перестало превышать 10—20, несмотря на совершенствование методик и тщательность проводимых исследований. Возможности же синтеза искусственных соединений все более и более расширяются. Установлено, например, что элементы группы платины способны дать огромное количество самых разнообразных и сложных химических соединений, а в природных условиях известно буквально не больше трех десятков минералов, и то преимущественно в виде самородных металлов.

Таким образом, природная химия, или геохимия, особенно глубинных частей земной коры, по сравнению с лабораторной химией значительно проще по тем конечным продуктам, которые мы изучаем в виде минералов. Многие природные химические реакции протекают при высоких температурах и давлениях, нередко в твердых средах и в течение весьма длительного времени. Минералогия самой поверхностной части литосферы, особенно зоны выветривания, где господствуют низкие температуры и давления, гораздо сложнее. Но все же концентрации многих химических компонентов в поверхностных растворах столь низки, что общее количество образующихся здесь соединений значительно уступает тому, что может быть получено в лаборатории.

Глава II

СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Когда мы осматриваем минералы в музейных витринах или лотках со специально подобранными образцами, то нас невольно поражает то разнообразие внешних признаков, по которым они отличаются друг от друга.

Одни минералы кажутся прозрачными (горный хрусталь, каменная соль), другие—мутными, полупрозрачными или совершенно не пропускающими свет (магнетит, графит).

Замечательной особенностью многих природных соединений служит их окраска. Для ряда минералов она постоянна и весьма характерна. Например: киноварь (сернистая ртуть) всегда обладает карминно-красным цветом; для малахита характерна яркозеленая окраска; кубические кристаллики пирита легко узнаются по металлически-золотистому цвету и т. д. Наряду с этим окраска большого количества минералов изменчива. Таковы, например, разновидности кварца: бесцветные (прозрачные), молочно-белые, желтовато-бурые, почти черные, фиолетовые, розовые.

Блеск—также весьма характерный признак многих минералов. В одних случаях он очень похож на блеск металлов (галенит, пирит, арсенопирит), в других—на блеск стекла (кварц), перламутра (мусковит). Немало и таких минералов, которые даже в свежем изломе выглядят матовыми, т. е. не имеют блеска.

Часто минералы встречаются в кристаллах, иногда очень крупных, иногда чрезвычайно мелких, устанавливаемых лишь с помощью лупы или микроскопа. Для ряда минералов кристаллические формы весьма типичны, например: для пирита—кубические кристаллы, для гранатов—ромбические додекаэдры, для берилла—шестигранные призмы. Однако в большинстве случаев минеральные массы наблюдаются в виде сплошных зернистых агрегатов, в которых отдельные зерна не обладают кристаллографическими очертаниями. Многие минеральные вещества распространены также в виде натечных масс, иногда причудливой формы, ничего общего не имеющей с кристаллами. Таковы, например, почковидные массы малахита, сталактитоподобные образования лимонита (гидроокислов железа).

Минералы различаются и по другим физическим свойствам. Одни из них настолько тверды, что легко оставляют царапины на стекле (кварц, гранат, пирит); другие сами царапаются обломками стекла или острием ножа (кальцит, малахит); третьи обладают настолько низкой твердостью, что легко чертятся ногтем (гипс, графит). Одни минералы при раскалывании легко расщепляются по определенным плоскостям, образуя обломки правильной формы, похожие на кристаллы (каменная соль, галенит, кальцит); другие дают в изломе кривые, «раковистые» поверхности (кварц). Широко варьируют и такие свойства, как удельный вес, плавкость и др.

Столь же различны и химические свойства минералов. Одни легко растворяются в воде (каменная соль), другие растворимы лишь в кислотах (кальцит), третьи устойчивы даже по отношению к крепким кислотам (кварц). Большинство минералов хорошо сохраняется в воздушной среде. Однако известен ряд природных соединений, легко подвергающихся окислению или разложению за счет кислорода, углекислоты и влаги, содержащихся в воздухе. Давно установлено также, что некоторые минералы под воздействием света постепенно меняют свою окраску.

Все эти свойства минералов находятся в причинной зависимости от особенностей химического состава минералов, от кристаллической структуры вещества и от строения атомов или ионов, входящих в состав соединений. Многое, что раньше казалось загадочным, теперь, в свете современных достижений точных наук, особенно физики и химии, становится все более и более ясным.

В связи с этим вспомним некоторые важнейшие для нас положения физики, химии, кристаллохимии и коллоидной химии.

Агрегатные состояния минералов. Как уже указывалось, согласно существующим трем агрегатным состояниям вещества различают минералы твердые, жидкие и газообразные.

Любое вещество неорганической природы в зависимости от температуры и давления может находиться в любом агрегатном состоянии, а при изменении этих факторов переходит из одного состояния в другое.

Пределы устойчивости каждого агрегатного состояния находятся в самых различных температурных интервалах в зависимости от природы вещества. При атмосферном давлении в условиях комнатной температуры большинство минералов находится в твердом состоянии и плавится при высоких температурах, тогда как ртуть в этих условиях существует в жидком виде, а сероводород и углекислота—в газообразном состоянии.

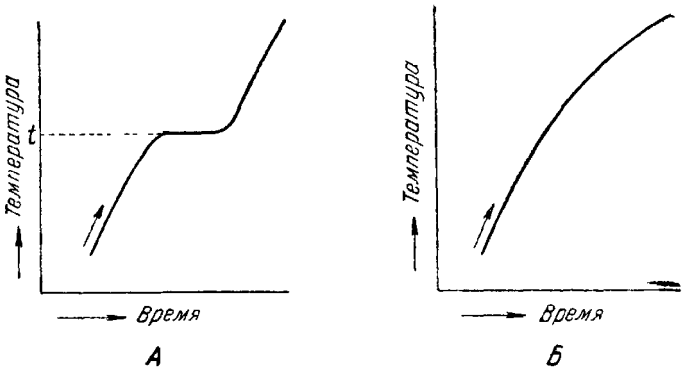


Рис. 5. Кривые нагревания кристаллического (*А*) и аморфного (*Б*) веществ

Большинство твердых минералов представлено кристаллическими веществами, т. е. веществами, обладающими кристаллической структурой. Каждое кристаллическое вещество имеет определенную температуру плавления, при которой изменение агрегатного состояния вещества происходит с поглощением тепла, что ясно сказывается на поведении кривых нагревания (рис. 5, *А*). На некотором интервале времени сообщаемый системе приток тепла расходуется на процесс плавления (кривая выполаживается).

Кристаллизация охлаждаемого гомогенного жидкого вещества должна происходить при той же температуре, что и плавление твердого тела того же состава, но обычно она наступает при некотором переохлаждении жидкости, что всегда необходимо иметь в виду.

Твердые химически чистые вещества, характеризующиеся беспорядочной структурой, т. е. отсутствием закономерного расположения атомов, носят название аморфных (стеклообразных) тел. Они принадлежат к числу изотропных веществ, т. е. обладающих по всем направлениям одинаковыми физическими свойствами. Характерной особенностью аморфных веществ, в отличие от кристаллических, является также постепенный переход одного агрегатного состояния в другое по плавной кривой (рис. 5, *Б*) подобно сургучу, который при нагревании постепенно становится гибким, затем вязким и, наконец, капельно-жидким.

Аморфные вещества часто получаются при затвердевании расплавленных вязких масс, особенно когда охлаждение расплава происходит очень быстро. Примером может служить образование минерала лешательерита — аморфного кварцевого стекла при ударе молнии в кварцевые кристаллические породы. Переход аморфных веществ в кристаллические массы может произойти лишь при продолжительном выдерживании их в размягченном состоянии при температуре, близкой к точке плавления.

Следует добавить, что далеко не все вещества могут быть легко получены в аморфном состоянии. Таковы, например, металлы, которые даже при закалке не образуют стеклообразных веществ.

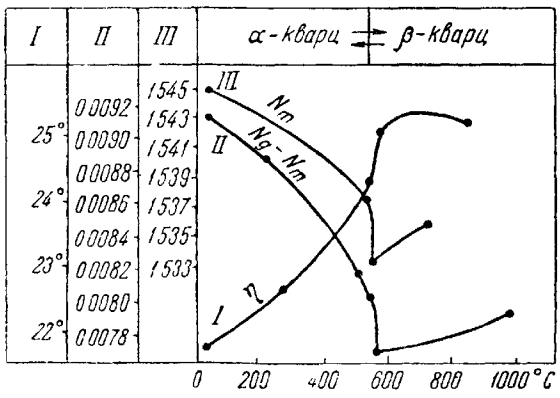


Рис 6 Изменение свойств кварца при нагревании

I—вращение плоскости поляризации; *II*—величина двупреломления; *III*—показатель преломления *Nm* (для линии *D* спектра)

Полиморфизм. Полиморфизмом («поли» по-гречески — много) называют способность данного кристаллического вещества при изменении внешних факторов (главным образом температуры) претерпевать два или несколько видоизменений кристаллической структуры, а в связи с этим и изменений физических свойств. Наиболее ярким примером в этом отношении является диморфизм природного углерода, кристаллизующегося в зависимости от условий либо в виде алмаза (кубическая сингония), либо в виде графита (гексагональная сингония), очень сильно отличающихся друг от друга по физическим свойствам, несмотря на тождество состава. При нагревании без доступа кислорода кристаллическая структура алмаза при температуре выше 3000° при атмосферном давлении перестраивается в более устойчивую (стабильную) в этих условиях структуру графита. Обратный переход графита в алмаз не устанавливается.

Иногда полиморфное превращение сопровождается очень незначительным изменением кристаллической структуры вещества, и потому без тонких исследований не удается заметить каких-либо существенных изменений в физических свойствах минерала. Таковы, например, превращения так называемого α-кварца в β-кварц и обратно. Однако изучение оптических свойств (рис. 6) однозначно показывает скачкообразное изменение в точке перехода (около 573°) таких свойств, как показатели преломления, двупреломление и вращение плоскости оптической поляризации.

Устойчивые в тех или иных определенных физико-химических условиях разности данного кристаллического вещества называются м о д и ф и к а ц и я м и, каждая из которых характеризуется определенной, ей свойственной кристаллической структурой. Таких полиморфных модификаций у какого-либо данного вещества может быть две, три или несколько (например, для серы установлено шесть модификаций, из которых в природе встречаются только три, для SiO_2 — девять модификаций и т. д.).

Различные полиморфные модификации обычно обозначаются приставками к названию минерала греческих букв α, β, γ и т. д. (например: α-кварц, устойчивый ниже 573°; β-кварц, устойчивый выше 573°, и др.). В порядке наименования модификаций в литературе нет единообразия: одни придерживаются обозначения различных модификаций буквами α, β... в порядке повышения или понижения температуры превращения, другие порядок обозначений применяют по степени распространенности или в порядке открытия. Более рациональным следует считать первый порядок обозначения.

Явления полиморфизма весьма широко распространены среди природных соединений. К сожалению, они еще далеко не достаточно изучены. Полиморфные модификации различных минералов могут быть устойчивы в самых раз-

личных диапазонах изменения внешних факторов (температуры, давления и др.). Одни обладают широким полем устойчивости при весьма значительных колебаниях температуры и давления (алмаз, графит), другие, наоборот, претерпевают полиморфные превращения в узких пределах изменения внешних факторов (сера).

Самый факт перестройки кристаллической структуры при изменении внешних факторов равновесия, как полагает В. М. Гольдшмидт, обусловливается не тем, что при этом меняются межатомные или межионные расстояния, а тем, что происходят сильные изменения во взаимной поляризации структурных единиц, удерживаемых в решетке электростатическими силами. В простейшем случае в момент критического состояния происходит изменение координационного числа, свидетельствующее о коренном изменении строения вещества.

Нередко бывает, что высокотемпературная модификация какого-либо минерала при превращении в более низкотемпературную модификацию сохраняет внешнюю форму первоначальных кристаллов. Такие случаи ложных форм носят название п а р а м о р ф о з. Примером могут служить параморфозы кальцита по арагониту ($CaCO_3$).

Если данная модификация кристаллического вещества, допустим α, обладает свойством при изменении внешних условий (например температуры) переходить в другую—β-модификацию, а при восстановлении прежних условий превращается обратно в α-модификацию, то такие полиморфные превращения называются э н а н т и о т р о п н ы м и[1]. Пример: превращение ромбической α-серы в моноклинную β-серу и обратно. Если же обратный переход не может совершаться, то такой вид превращения носит название м о н о т р о п н о г о. Примером может служить монотропное превращение ромбического арагонита ($CaCO_3$) в тригональный кальцит (при нагревании).

В природе нередко наблюдается одновременное существование в одних и тех же физико-химических условиях двух модификаций даже рядом друг с другом (например: пирита и марказита, кальцита и арагонита и др.). Очевидно, переход одной из модификаций в стабильную, т. е. устойчивую, в силу каких-то причин задержался, и вещество в таком случае находится в м е т а с т а б и л ь н о м (или, как иначе называют, лабильном, инстабильном) состоянии, подобно тому как существуют переохлажденные жидкости.

Следует подчеркнуть, что устойчивая модификация по сравнению с неустойчивой обладает: 1) меньшей упругостью пара, 2) меньшей растворимостью и 3) более высокой температурой плавления.

Явления разрушения кристаллических решеток. Главнейшими особенностями пространственных решеток кристаллических тел являются закономерное расположение и строго уравновешенное состояние слагающих их структурных единиц. Однако, достаточно создать такие условия, при которых внутренние связи структурных единиц будут поколеблены, как из кристаллического вещества с упорядоченной пространственной решеткой мы получим аморфную массу, не обладающую кристаллическим строением.

Прекрасным примером в этом отношении является минерал ферробрусит—$(Mg,Fe)[OH]_2$, содержащий в виде изоморфной примеси до 36% (по весу) закиси железа. В свежем состоянии этот минерал, будучи извлечен из глубоких горизонтов шахт, совершенно бесцветен, прозрачен и обладает стеклянным блеском. В течение нескольких дней его кристаллики на воздухе постепенно меняют свой цвет, становясь золотисто-желтыми, затем бурыми и, наконец, непрозрачными темнокоричневыми, сохраняя внешнюю кристаллическую форму[2]. Химический анализ показывает, что почти все двухвалентное железо при этом переходит в трехвалентное (т. е. происходит окисление),

---

[1] «Энантиос» по-гречески—противоположный, «тропос»—перемена, преобразование.

[2] Брусит, не содержащий железа, в аналогичных условиях вполне устойчив.

а рентгенометрическое исследование не устанавливает признаков кристаллического строения. Очевидно, окисление железа нарушило внутренние связи в кристаллической решетке, что и привело к дезорганизации строения вещества.

То, что происходит с ферробруситом в окислительной обстановке при комнатной температуре и атмосферном давлении, для других минералов может иметь место при повышенных температурах и давлениях, как это уже установлено для ряда случаев.

Весьма интересные явления изучены в минералах, содержащих редкоземельные и радиоактивные элементы (ортит, фергюсонит, эшинит и др.). В них также очень часто, но не всегда, устанавливается превращение кристаллического вещества в аморфное, которое, как предполагают, обязано действию α-лучей при радиоактивном распаде[1]. Эти измененные стеклообразные минералы, не относящиеся к кубической сингонии, оптически изотропны и не обнаруживают дифракции рентгеновских лучей, т. е. ведут себя как аморфные тела. При этом происходит частичная гидратация вещества. Такие тела Брёггер назвал м е т а м и к т н ы м и.

В подтверждение явлений распада кристаллических сред можно привести и ряд других аналогичных примеров, иллюстрирующих образование аморфных или коллоидных масс. Однако нельзя думать, что эти новообразования являются устойчивой формой существования вещества. Известно не мало примеров вторичной перегруппировки вещества с образованием новых кристаллических тел, устойчивых при изменившихся условиях. Так, известны «кристаллы ильменита» ($Fe^{\cdot\cdot}TiO_3$), которые при микроскопическом изучении оказываются состоящими из смеси двух минералов: гематита (Fe_2O_3) и рутила (TiO_2). Повидимому, после момента образования ильменита в какой-то период жизни минерала, под влиянием изменившегося режима кислорода, создались резко окислительные условия, приведшие к переходу Fe^{2+} в Fe^{3+} с одновременным распадом кристаллической структуры, а затем к постепенной перегруппировке вещества с образованием смеси устойчивых минералов. Точно так же, например, наблюдались случаи образования на месте тиллита ($PbSnS_2$) галенита (PbS) и касситерита (SnO_2) в теснейшем прорастании друг с другом, но при сохранении реликтового (т. е. прежнего) пластинчато-зернистого строения агрегата, характерного для тиллита. Очевидно, в связи с увеличившейся в какой-то момент концентрацией кислорода в данной среде, олово, обладая большим сродством с кислородом, обособилось из первоначально гомогенной минеральной массы в виде окисла, а свинец перешел в форму самостоятельного сернистого соединения.

Понятие о коллоидах[2]. Кроме явнокристаллических образований, кристаллическая природа которых легко устанавливается на глаз или под микроскопом, в земной коре широким распространением пользуются также коллоиды.

---

[1] По В. М. Гольдшмидту, для достижения аморфного состояния в этих случаях не достаточно одной радиоактивности минерала, а необходимы также следующие два условия:

1) первоначально возникающее кристаллическое вещество должно обладать слабой ионной решеткой, допускающей перегруппировку или гидролиз; такие решетки образуются преимущественно при соединении слабых оснований со слабыми ангидридами;

2) решетка должна содержать один или несколько сортов ионов, способных легко перезаряжаться (например, ионы редких земель) или даже превращаться в нейтральные атомы (например, образование атомарного фтора в флюорите под влиянием радиоактивного излучения со стороны).

Сам процесс распада В. М. Гольдшмидт представляет как перегруппировку вещества. Например, соединение $YNbO_4$ превращается в тонкодисперсную смесь (твердый псевдораствор) окислов: Y_2O_3 и Nb_2O_5. При такой концепции понятно, почему не наблюдается превращений в аморфное вещество простых соединений, как ThO_2 (ториант), или солей сильных кислот со слабыми основаниями, например (Ce, La...) PO_4 (монацит).

[2] «Колла» по-гречески—клей, «коллоид»—клееподобный.

Коллоидами называются гетерогенные (разнородные) дисперсные[1] системы, состоящие из «дисперсной фазы» и «дисперсионной среды».

Дисперсная фаза в этих системах представлена тонко распыленными частичками (мицеллами) какого-либо вещества в какой-либо массе (дисперсионной среде). Размеры частичек дисперсной фазы колеблются в пределах приблизительно от 100 до 1 mμ (от 10^{-4} до 10^{-6} *мм*), т. е. много крупнее, чем размеры ионов и молекул, но в то же время настолько малы, что с помощью обычного микроскопа не различимы. В каждой такой частичке может содержаться от нескольких до многих десятков и сотен молекул данного соединения; в твердых частичках ионы или молекулы связаны в кристаллическую решетку, т. е. эти частички представляют собой мельчайшие кристаллические фазы.

Агрегатное состояние дисперсной фазы и дисперсионной среды может быть различным (твердым, жидким, газообразным), причем могут наблюдаться самые различные их комбинации. Обозначая заглавными буквами агрегатное состояние дисперсионной среды, а малыми буквами состояние дисперсной фазы, приведем следующие примеры:

Г +т: табачный дым; сажа
Г +ж: туман
Ж+т: желтые торфяные воды; лечебные грязи
Ж+г: сероводородные источники; пена
Ж+ж: типичные эмульсоиды (например молоко)
Т +ж: кристаллы самородной серы с распыленными в них жидкими битумами; опал
Т +т: красный кальцит с тонко распыленной в нем окисью железа
Т +г: минералы молочно-белого цвета, содержащие газы

Среди коллоидных образований различают золи и гели.

Типичные золи, иначе называемые коллоидными растворами или псевдорастворами, представляют собой такие образования, в которых дисперсионная среда сильно преобладает над дисперсной фазой (например: табачный дым, желто-бурые железистые воды, молоко). На глаз такие растворы кажутся совершенно однородными и часто прозрачными, неотличимыми от истинных (ионных или молекулярных) растворов. В золях, в которых дисперсионная среда («растворитель») представлена водой, частички дисперсной фазы легко проходят через обыкновенные фильтры, но не проникают через животные перепонки. Если размер их превышает 5 mμ, то их легко удается обнаружить в ультрамикроскопе с помощью так называемого светового конуса Тиндаля, который создается при боковом освещении специального стеклянного сосуда, наполненного коллоидным раствором. Создаваемый при этом эффект совершенно аналогичен тому, что мы обычно наблюдаем в затемненной комнате в пучке света, исходящего из проекционного фонаря: в светящемся конусе становятся видимыми частички дисперсной фазы, совершающие броуновo движение, чего никогда не наблюдается в истинных растворах, за исключением растворов некоторых органических соединений с очень крупными молекулами.

В гелях дисперсная фаза представлена в столь значительном количестве, что отдельные дисперсные частички являются как бы слившимися между собой, образуя студнеобразные, клееподобные, стекловидные массы. Дисперсионная среда в этих случаях как бы занимает оставшееся пространство между дисперсными частичками Примерами гелей могут служить: сажа, грязь, опал (гель кремнезема), лимонит (гель гидроокислов железа) и др.

В зависимости от природы дисперсионной среды различают: гидрозоли и гидрогели (дисперсионная среда—вода), аэрозоли и аэрогели (дисперсионная среда—воздух), пирозоли и пирогели (дисперсионная среда—какой-либо

---

[1] Дисперсия—рассеяние; в данном случае—состояние вещества в виде мельчайших частиц. Степень дисперсности определяется величиной этих частиц.

расплав), кристаллозоли и кристаллогели (дисперсионная среда—какое-либо кристаллическое вещество) и т. д.

Наибольшее распространение в земной коре имеют гидрозоли, кристаллозоли и гидрогели. Дальше мы будем говорить только о них.

Гидрозоли наиболее просто могут быть получены механически, путем тонкого распыления тем или иным путем вещества до размеров дисперсной фазы в воде. В природе грубо- и тонкодисперсные системы нередко образуются при перетирании и истирании горных пород и минералов под влиянием движущих сил (водных потоков, ледников, тектонических смещений и пр.).

Однако наибольшую роль в образовании природных коллоидных растворов играют химические реакции в водных средах, приводящие к конденсированию молекул: окисление, восстановление и, особенно, реакции обменного разложения. Для самой поверхностной части земной коры не меньшее значение в образовании коллоидов имеет также жизнедеятельность организмов (биохимические процессы).

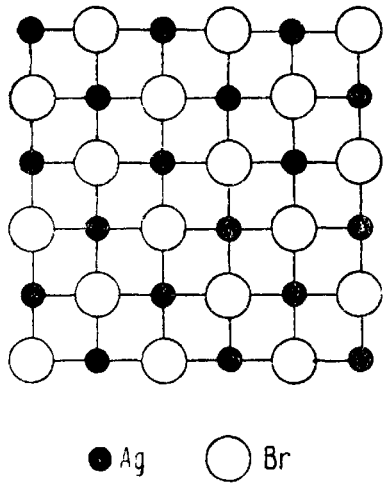


Рис. 7. Сечение кристаллической решетки AgBr

Важно отметить, что дисперсные частички в коллоидных растворах электрически заряжены, в чем легко убедиться при пропускании через растворы электрического тока. Знак заряда одинаков для всех частиц данного коллоида, благодаря чему, отталкиваясь друг от друга, они находятся во взвешенном состоянии в дисперсионной среде. Возникновение заряда объясняют адсорбцией дисперсными частичками тех или иных ионов, содержащихся в растворах. На этом вопросе необходимо остановиться более детально.

Представим себе, для примера, твердую дисперсную частичку AgBr. Несмотря на ультрамикроскопические размеры, она должна обладать кристаллической структурой, которая схематически в разрезе изображена на рис. 7. Каждый из катионов Ag^{1+} и анионов Br^{1-} внутри этой решетки находится в шестерном окружении ионов противоположного заряда: четырех—в плоскости чертежа, одного—над данным ионом и одного—под ним. Таким образом, внутренние ионы дисперсной частички полностью насыщены валентностями. Иначе обстоит дело с пограничными ионами в кристаллической решетке. Тем же путем легко подсчитать, что большинство наружных ионов на грани, перпендикулярной к плоскости рисунка, получает насыщение только от пяти ионов противоположного знака (трех—в плоскости рисунка, одного — над и одного—под плоскостью рисунка). Следовательно, ионы Ag и Br, расположенные на плоской поверхности дисперсной частички, имеют по $^1/_6$ ненасыщенной валентности, а на ребрах по $^2/_6$, а угловые ионы—даже по $^3/_6$ ненасыщенной валентности. Этот остаточный некомпенсированный заряд и обусловливает поглощение (адсорбцию) из раствора некоторого количества дополнительных ионов брома или серебра, удерживающихся у поверхности дисперсных частиц в виде так называемого диффузного слоя.

Практически коллоид AgBr получается путем смешения растворов $AgNO_3$ и KBr, реагирующих по следующей схеме: $AgNO_3 + KBr = AgBr + KNO_3$. Если эти растворы смешать в эквивалентных количествах, то образуется кристаллический осадок AgBr (но не коллоид). Если азотнокислое серебро вливать в бромистый калий, то возникает золь, дисперсные частички которого AgBr заряжаются отрицательно благодаря адсорбции ионов Br^{1-}. При обратном порядке сливания образующиеся дисперсные частички AgBr адсорбируют катионы Ag^{1+} и заряжаются вследствие этого положительно.

Чтобы получить более реальное представление о гидрозолях и строении дисперсных фаз, обратимся к характеристике их с точки зрения электрохимии.

На рис. 8 схематически изображена коллоидная частица в окружении дисперсионной среды, в данном случае воды, содержащей ионы Na^{1+}, K^{1+}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^{1-}, $[SO_4]^{2-}$ и другие, обычно встречающиеся в почвенных водах, которые содержат то или иное количество растворенных солей. Сама дисперсная частичка, так же как и в предыдущем случае, показана в виде кристаллической фазы, у которой в угловых точках должна иметь место неполная насыщенность валентностями. Следовательно, у этих выступов будут скопляться адсорбируемые ионы, в нашем случае катионы Na^{1+}, K^{1+}, NH_4^{1+}, Mg^{2+}, Ca^{2+}, заряжающие дисперсную частичку положительно и образующие диффузный слой.

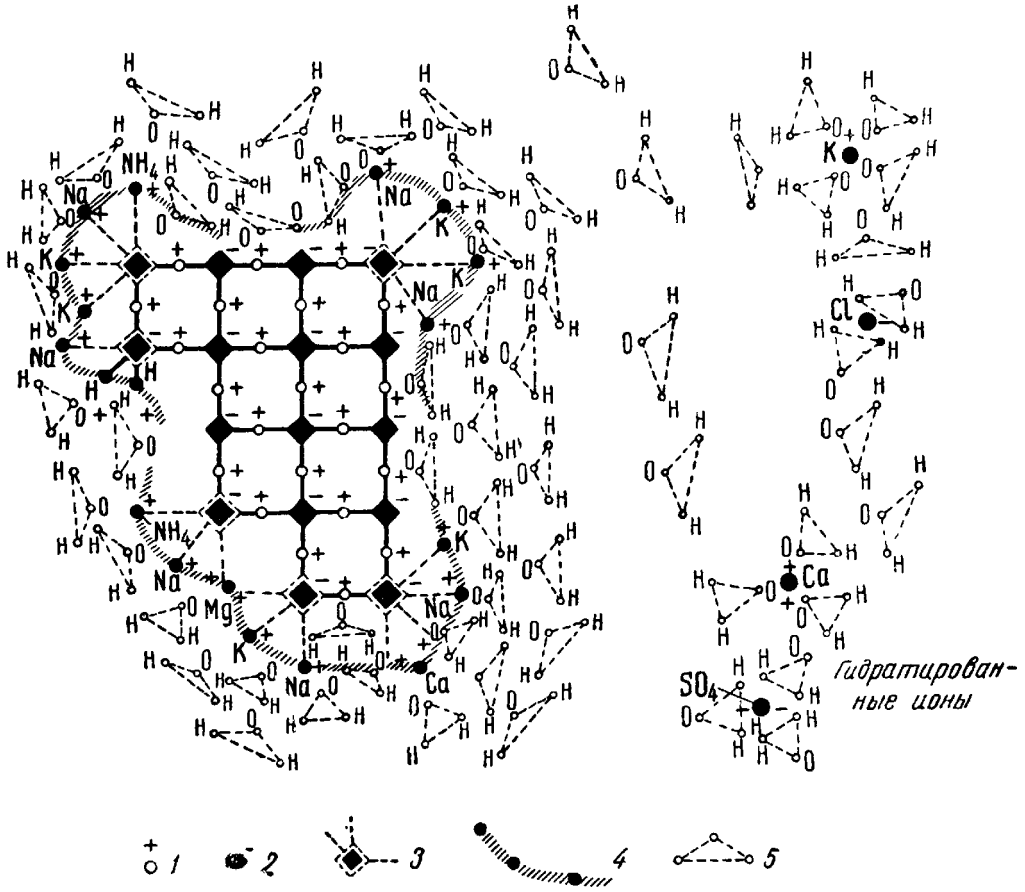


Рис. 8. Схема строения дисперсной фазы в водной среде, содержащей электролиты

1—катионы в кристаллической решетке дисперсной фазы; *2*—анионы в ней; *3*—выступающие на углах анионы с ненасыщенными валентностями; *4*—адсорбированные катионы ионного роя; *5*—диполи H_2O (частично деформированные)

Выступающие по углам решетки анионы оказывают свое влияние не только на ионы, находящиеся в растворе, но также и на электрически нейтральные молекулы воды. Как мы потом узнаем, молекула H_2O представляет собой диполь и имеет оригинальное строение. Ее можно представить в виде одного иона кислорода O^{2-}, отрицательный заряд которого нейтрализован двумя внедренными в него протонами H^{1+}. Оба протона располагаются на одной стороне (от центра иона кислорода), которая заряжена положительно, а противоположная ей—отрицательно. Такое строение молекулы H_2O позволяет ей ориентироваться определенным образом (рис. 8): стороной, противоположной двум протонам H^{1+}, она притягивается к катионам. Поскольку нейтральные электрически молекулы H_2O не нейтрализуют влияющего на них заряда катионов, постольку этот заряд распространяется и дальше—на следующие ближайшие молекулы H_2O, так же ориентирующиеся.

Таким образом, вокруг дисперсной частички устанавливается целый рой ионов и ориентированных молекул H_2O (рис. 8). Толщина водной оболочки зависит от рода гидратируемых катионов (удерживающих молекулы H_2O). Наиболее сильно гидратируются катионы щелочных металлов. Например,

ион Na^{1+} в водной среде способен удерживать 60—70 ориентированных молекул H_2O, тогда как Ca^{2+}—всего лишь до 14 молекул H_2O.

Следует также заметить, что в некоторых случаях при воздействии кислот катионы диффузного слоя могут быть заменены анионами, например: Cl^{1-}, $[SO_4]^{2-}$ и др. Последние, так же как и катионы, могут быть гидратированными; однако ориентировка молекул воды при этом будет о б р а т н а я тому, что имеет место для катионов (см. правую часть рис. 8).

Из всего сказанного можно сделать следующие выводы:

1. Заряженную дисперсную фазу с электрохимической точки зрения можно считать крупным ионом («макроионом»), способным в золях при пропускании электротока перемещаться по направлению к тому или иному электроду (явление электрофореза).

2. Дисперсионная среда для дисперсной фазы отнюдь не является растворителем в обычном смысле слова, хотя может содержать и обычно содержит в себе те или иные диссоциированные на ионы соединения.

3. Катионы диффузного слоя могут быть заменены другими, если в силу каких-либо причин изменятся состав и концентрация электролитов в дисперсионной среде. Взаимная замена или вытеснение одних ионов другими в адсорбентах (адсорбирующих коллоидах) происходят по закону действующих масс.

Описанные явления ненасыщенных валентностей на поверхности дисперсных частиц и связанной с этим адсорбции из раствора катионов или анионов, вне всякого сомнения, должны иметь место и для крупных кристаллов или кристаллических зерен. Но если мы подойдем к этому вопросу с точки зрения энергетики явлений, то обнаружим колоссальную разницу между настоящими кристаллами и дисперсными фазами.

Поскольку явления адсорбции в коллоидах приурочены к границам между дисперсными фазами и дисперсионной средой, постольку для выраже-

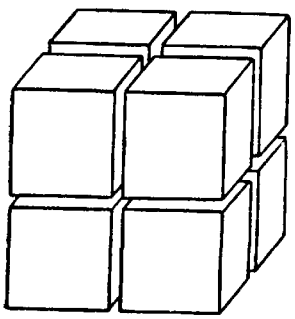


Рис. 9. Куб, разделенный на восемь кубиков

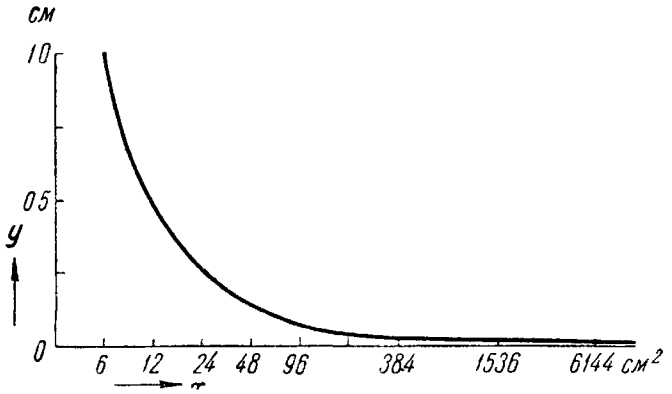


Рис. 10. Зависимость между размерами зерен (y) и удельной поверхностью (x)

ния суммарной поверхности энергии вещества весьма важное значение имеет общая поверхность дисперсных частиц в единице объема. Эта поверхность, называемая у д е л ь н о й п о в е р х н о с т ь ю, резко возрастает по мере увеличения степени дисперсности вещества. Это нетрудно показать.

Допустим, что мы имеем кубический кристалл какого-либо минерала с ребром, равным 1 *см*. Его общая поверхность будет равна 6 $см^2$ (удельная поверхность—6). Если этот куб мы поделим на восемь частей, как показано на рис. 9, то общая поверхность полученных восьми мелких кубиков будет равна уже 12 $см^2$, а при делении на кубики с ребром в 1 *мм*—60 $см^2$. Если мы дальнейшее деление доведем до кубиков с ребром в 1 $m\mu$, т. е. до размера коллоидной дисперсной фазы, то общая поверхность достигнет огромной величины 6000 $м^2$ при общем объеме массы в 1 $см^3$ (т. е. удельная поверхность будет равна $6 \cdot 10^7$). При этом число кубиков достигнет цифры 10^{21}.

Таким образом, между удельной поверхностью x и размером зерен y мы имеем обратно пропорциональную зависимость, выражающуюся простой формулой: $x = \frac{6}{y}$. Эту зависимость легко изобразить в виде графика (рис. 10).

Из приведенных данных видно, что для крупнокристаллических систем удельная поверхность, а следовательно и связанная с ней поверхностная энергия имеют настолько ничтожное значение, что последней практически можно пренебречь. Наоборот, в коллоидных системах она приобретает исключительное значение. Именно благодаря этому целый ряд физических и химических свойств коллоидных образований, широко используемых для практических целей, весьма сильно отличается от свойств грубокристаллических веществ.

Явления диффузии в коллоидных растворах проявляются несравненно слабее, чем в истинных растворах, что объясняется гораздо большей величиной частиц дисперсной фазы по сравнению с ионами. Это обстоятельство сказывается в том, что образующиеся из коллоидных растворов минеральные массы обладают часто крайне неоднородными составом и строением.

К р и с т а л л о з о л и, т. е. типичные кристаллические среды, содержащие в себе в виде дисперсной фазы какое-либо вещество, часто образуются в результате кристаллизации гидрозолей. Процесс их образования можно сравнить с кристаллизацией (превращением в лед) мутной воды, т. е. воды, содержащей во взвешенном состоянии дисперсные частички. Образовавшийся лед также будет мутным, т. е. загрязненным той же дисперсной фазой, которая присутствовала и в воде. Иначе говоря, он будет представлять собой кристаллозоль.

Сюда прежде всего относятся многие, окрашенные в тот или иной цвет минералы, обычно наблюдающиеся в виде бесцветных прозрачных кристаллов. Таковы, например, красноватый карналлит, красный барит (благодаря содержанию в виде дисперсной фазы окиси железа), черный кальцит, цвет которого в одних случаях обусловлен тонко распыленными в нем сульфидами, в других—органическими веществами, и т. д. Сюда же должны быть причислены молочно-белый кварц, кальцит и др., в которых роль дисперсной фазы играют тонкораспыленные газы или жидкости, часто видимые в тонких шлифах под микроскопом. Встречаются кристаллы, например кварца, кальцита и других минералов, с кристаллически-зональным строением, обусловленным чередованием прозрачных и окрашенных или молочно-белых зон.

Нет никакого сомнения в том, что кристаллозоли имеются и среди непрозрачных минералов. Об этом свидетельствуют улавливаемые химическим и спектральным анализами примеси таких элементов, которые невозможно объяснить с кристаллохимической точки зрения как результат изоморфных примесей. Таковы, например, факты содержания меди в кристаллах пирита, золота в пирите, галените, арсенопирите и др. Микроскопическими исследованиями полированных шлифов, приготовленных из таких кристаллов, при больших увеличениях часто удается обнаружить мельчайшие включения халькопирита, самородного золота и др., наводящие на мысль о том, что в них, вероятно, присутствуют и более тонкодисперсные частички, не улавливаемые с помощью обычных микроскопов[1].

Г и д р о г е л и в природных условиях часто образуются из гидрозолей путем свертывания или, как говорят, их к о а г у л я ц и и, выражающейся в образовании сгустков в водной среде. Процесс коагуляции наступает только в том случае, когда, в силу тех или иных причин, дисперсные частички теряют свой заряд, становясь электрически нейтральными. В этом случае исчезают силы отталкивания частиц друг от друга, происходит соединение частиц в более крупные тельца, называемые полиионами, с последующим оседанием их под действием силы тяжести.

Нейтрализация зарядов дисперсных частиц, вызывающая коагуляцию, может быть получена различными способами:

---

[1] Разрешающая способность (предел различимости) современных обычных микроскопов составляет 0,5—1,0 μ. Более мелкие частички совершенно не улавливаются ни при каких увеличениях.

а) прибавлением к коллоидному раствору электролитов (ионных растворов), причем в зависимости от заряда дисперсной фазы нейтрализация будет производиться анионами или катионами электролита; таким путем образуются многие илистые осадки в устьях больших рек, выносящих коллоидные растворы; последние при встрече с морскими водами, содержащими растворенные соли, которые играют роль электролитов, подвергаются коагуляции и осаждению в прибрежных зонах морских бассейнов;

б) путем взаимной нейтрализации коллоидных растворов, содержащих противоположно заряженные коллоидные частички и взятых в соответствующих количественных отношениях; в результате этого получаются смешанные гели (например, богатые коллоидным кремнеземом бурые железняки);

в) путем самопроизвольной коагуляции коллоидных растворов с течением времени, особенно если в системе происходит потеря дисперсионной среды (воды) вследствие ее испарения; при этом происходит, естественно, и увеличение концентрации электролитов, содержащихся в коллоидных растворах; примером являются илистые осадки и грязи в высыхающих озерах;

г) при циркуляции коллоидных растворов по капиллярам в горных породах; вследствие высокой диэлектрической постоянной воды смачиваемые стенки капилляров заряжаются отрицательно ионами $[OH]^{1-}$, что обусловливает выпадение из циркулирующих коллоидных растворов положительно заряженных частиц в виде хлопьев или налетов; примером может служить часто наблюдающееся «ожелезнение» известняков и других пород, выражающееся в окрашивании породы с поверхности или по трещинам хлопьевидными гидроокислами железа в бурый цвет;

д) при процессах метасоматоза (замещения) тех или иных горных пород, легко реагирующих с химически активными растворами солей с образованием коллоидных растворов, тут же коагулирующих (например, образование малахита за счет купоросных вод в известняках), и т. д.

В области биосферы широко распространены гели органического происхождения. Образование гелей в ряде случаев связано с жизнедеятельностью бактерий. Например, установлено, что так называемые железобактерии, перерабатывая илистые озерные осадки, постепенно отлагают коллоидные гидроокислы железа (лимонит).

Коллоиды, в которых дисперсные частички обладают способностью облекаться с поверхности слоем молекул воды, называют гидрофильными, а в противном случае—гидрофобными. Гидрофильные коллоиды по сравнению с гидрофобными значительно труднее подвергаются коагуляции. В случае коагуляции гидрофильных коллоидов обычно образуются слизистые, клееподобные, желатинообразные гелевые осадки. Из гидрофобных же коллоидных растворов чаще всего образуются гели в виде порошковатых и хлопьевидных масс.

Гели, особенно те, что возникают из гидрофильных коллоидов, с течением времени легко теряют воду (дисперсионную среду), т. е. подвергаются дегидратации. Богатые водой гидрогели в момент возникновения обладают почти жидкой консистенцией. По мере испарения дисперсионной среды при стоянии на воздухе они становятся более упругими и, наконец, твердыми и хрупкими. Однако полностью вода может быть удалена лишь путем прокаливания.

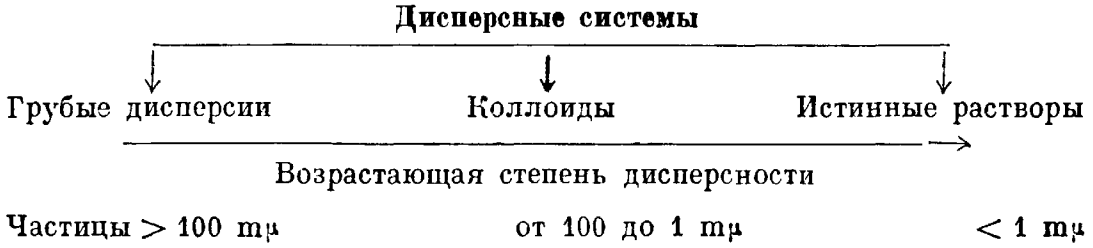
Некоторые гели при прибавлении дисперсионной среды способны не только набухать (подобно желатине), но и вновь переходить в золи. Этот процесс превращения гелей в золи называется пептизацией. Такие гели носят название обратимых и широко представлены среди органического мира. Зато почти все неорганические коллоидные образования принадлежат к числу необратимых, т. е. не переходящих в золь, гелей.

Явление адсорбции в гелях, разумеется, сохраняет свое значение. При этом во многих случаях имеет место селективная, т. е. избира-

тельная, адсорбция. Например, глинистые вещества обладают способностью адсорбировать преимущественно катионы калия и радиоактивных элементов, а гель двуокиси марганца—катионы Ba, Li, K (но не адсорбирует анионов) и т. д.

Таким образом, коллоиды, как мы видели, существенно отличаются по своим свойствам как от истинных растворов, так и от грубодисперсных систем (с частицами, более крупными, чем 100 mμ). В коллоидах на первое место выступают не векториальные свойства кристаллических решеток, не силы химического сродства, а огромная поверхностная энергия и связанные с ней электрические силы. Тем не менее между коллоидными и истинными растворами имеются постепенные переходы, точно так же как существуют постепенные переходы и к грубым дисперсиям.

В. Оствальд дал следующую схему дисперсных систем:



Эта схема одинаково должна быть отнесена как к жидким, так и к твердым системам.

В настоящее время точно установлено, что «коллоидное состояние есть общее состояние материи» (Веймарн), т. е. любое вещество может быть получено в виде коллоида. Важно подчеркнуть, что коллоиды могут образоваться при самых различных температурах и давлениях и в самых разнообразных условиях.

Со строго теоретической точки зрения коллоиды не могут рассматриваться как самостоятельные особые минералы, так как они представляют собой по существу механические смеси различных веществ (дисперсной фазы и дисперсионной среды). Однако по чисто внешним признакам, т. е. макроскопически, они совершенно не отличимы от типичных минералов. Не удается установить различий между ними и минералами в строгом смысле слова также путем доступных нам микроскопических методов исследования. Поэтому в курсах описательной минералогии коллоидные образования условно рассматриваются наряду с типичными минералами.

Раньше твердые коллоиды (гели) относились к числу аморфных минералов, поскольку они не наблюдаются в виде явнокристаллических образований (если не принимать во внимание кристаллозоли). Однако рентгенометрические исследования этих веществ часто показывают, что они представляют собой скрытокристаллические вещества и поэтому не могут относиться к типичным аморфным гомогенным телам, несмотря на то что внешне очень похожи.

О перекристаллизации гелей. Установлено, что гидрогели, образующиеся в результате коагуляции, с течением времени подвергаются старению, т. е. постепенному изменению их состава и строения. Это изменение прежде всего выражается в том, что вещество постепенно теряет воду, т. е. подвергается дегидратации (обезвоживанию).

Таковы, например, широко распространенные в природе гидрогели кремнезема—опалы. Богатые водой гидрогели кремнезема имеют консистенцию полужидких масс—студней. При постепенной потере воды они становятся все более и более твердыми, стекловидными или полуматовыми в изломе. Именно так выглядят встречающиеся в природе опалы, в большинстве случаев бедные водой. Эти образования характеризуются незаметной на глаз и под микроскопом тончайшей пористостью, которая может

быть установлена лишь при окрашивании их какими-либо органическими веществами. Остающаяся в них вода может быть удалена лишь при нагревании.

В случае сильного проявления дегидратации в богатых водой гелях возникает заметная на глаз пористость, а иногда наблюдается сморщивание массы или появление характерных трещин усыхания в виде сеток подобно тому, как это часто бывает при высыхании грязи в лужах.

Исследование типичных твердых и полутвердых гелей с помощью рентгеновских лучей методом Дебая—Шеррера показывает, что многие из них не дают интерференционных полос, тогда как состарившиеся коллоидные образования обнаруживают явнокристаллическое строение вещества. В ряде случаев в этом можно убедиться и при изучении таких гелей под микроскопом. Таковы, например, многие сталактитовые образования углекислого кальция. На месте опалов (твердых гидрогелей кремнезема) в результате перекристаллизации образуются скрытокристаллические агрегаты безводного халцедона или кварца. Примерами могут служить кремни и агаты. Гели, перешедшие в кристаллически-зернистые агрегаты, получили название *метаколлоидов* (бывших коллоидов).

Сущность перекристаллизации гелей выражается в объединении беспорядочно ориентированных дисперсных фаз в более крупные единицы с единой кристаллической решеткой. Это явление известно под названием *собирательной кристаллизации*. В ней выражается закономерная тенденция веществ принимать состояние с наименьшей удельной поверхностью и, следовательно, с наименьшей поверхностной энергией.

При этом часто, особенно в почковидных гелевых массах, возникают тонковолокнистые агрегаты с радиальным расположением индивидов, хорошо наблюдаемым на изломе. На периферических частях корок, шаровидных и почковидных образований для некоторых минералов в этих случаях бывают характерны кристаллические грани, которыми оканчиваются радиально растущие индивиды.

Факторы, влияющие на перекристаллизацию гелей, разнообразны. Наиболее существенное значение имеют температура и давление, повышение которых ускоряет процесс перекристаллизации. Несомненную роль играют также климатические условия: в районах с сухим и жарким климатом дегидратация и перекристаллизация гидрогелей, образующихся на поверхности, гораздо сильнее выражены по сравнению с районами, характеризующимися умеренным и влажным климатом. Бесспорное значение имеет, конечно, время, с течением которого в самых различных геологических условиях происходит постепенное превращение гелей в явнокристаллические агрегаты.

2. ХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛОВ

Выше мы уже упоминали о том, что подавляющее большинство встречающихся в природе минералов представлено химическими соединениями. Среди последних различают: а) *определенные* соединения, как простые, так и двойные, и б) соединения *переменного состава*.

Широким распространением пользуются также *твердые растворы*, или так называемые *изоморфные смеси*. От этих истинных твердых растворов следует отличать твердые псевдорастворы подобно тому, как это различие проводят в жидких растворах.

Наконец, особо следует рассмотреть *водные соединения*, представления о которых за последнее время значительно уточнились.

Определенные соединения. Все определенные химические соединения, как известно, строго подчиняются закону постоянства состава, выражаемого химическими формулами, закону кратных отношений и закону паев, связывающему отношения компонентов данного соединения с отношениями их в других типах соединений. Эти законы находятся в полном соответ-

ствии с периодической системой элементов Д. И. Менделеева, законами кристаллохимии и учением о симметрии в кристаллических средах.

Характерно, что эти соединения отличаются целым рядом особых физических свойств, отчетливо выступающих на физико-химических диаграммах плавкости, растворимости, электропроводности, твердости, удельного веса, показателей преломления и пр.

К числу определенных химических соединений относятся: окислы (Cu_2O, MgO, Fe_2O_3, SiO_2 и др.), различные кислородные соли ($CaCO_3$, $CaSO_4$, $AlBO_3$, Mg_2SiO_4 и др.), сульфиды (NiS, FeS_2, Sb_2S_3 и др.), галоидные соединения ($NaCl$, $AgBr$, CaF_2 и др.) и т. д.

Химический состав химических соединений может изображаться двояким способом: 1) в виде эмпирических формул и 2) в виде конституционных или структурных формул.

Эмпирическими формулами выражают состав минералов либо в виде элементов, входящих в соединение (например, $BaSO_4$, Na_3AlF_6, $NaAlSi_3O_8$ и т. д.), либо в виде ряда простейших составляющих соединений $BaO \cdot SO_3$, $3NaF \cdot AlF_3$, $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$ и т. д.). Последний вид формул хотя и не отвечает современным представлениям о природе химических соединений, однако имеет то преимущество, что позволяет легче запомнить состав минералов.

Существенные поправки в начертание формул более сложных соединений вносят данные кристаллохимии, основывающиеся на рентгеноструктурном изучении минералов. Так как большинство неорганических кристаллических веществ характеризуется ионными связями структурных единиц, то в формулах химических соединений важно отражать эти структурные элементы (ионы и комплексы), устанавливаемые в различных типах кристаллических структур. Анионные комплексы в этом случае отделяются от катионов обычно квадратными скобками, например, $Mg[OH]_2$, $Ca_3[PO_4]_2$, $Mg_2[SiO_4]$, $Na[AlSi_3O_8]$ и т. п.

Двойные соединения. Помимо простых химических соединений, в природе распространены двойные соединения, особенно двойные соли. Двойными солями называются такие определенные соединения, которые состоят как бы из двух простых солей, присутствующих в кратных отношениях. В большинстве случаев эти соли являются двойными по катионам, реже — по анионам или одновременно по катионам и анионам. В качестве примеров могут быть приведены следующие: $CaMg[CO_3]_2$, $K_3Na[SO_4]_2$ и т. д.

При сравнении формул двойных солей выясняется, что входящие в их состав катионы, благодаря значительной разнице их ионных радиусов, не могут изоморфно замещать друг друга: Ca^{2+} (1,01,Å) и Mg^{2+} (0,75Å), K^{1+} (1,33Å) и Na^{1+} (0,98Å) и т. д. Поэтому не удивительно, что они от составляющих их простых солей отличаются некоторыми особенностями кристаллических структур и нередко физических свойств.

Соединения переменного состава. Кроме определенных химических соединений, существует не мало таких соединений, состав которых не является постоянным, а колеблется то в узких, то в более широких пределах, причем эти колебания состава не могут быть объяснены какими-либо механическими примесями посторонних веществ. Наоборот, колеблющийся состав соединений с кристаллохимической точки зрения находит объяснение в ограниченной растворимости составных компонентов в данном соединении. Такие химические образования получили название соединений переменного состава.

Среди минералов соединения переменного состава довольно многочисленны. В числе их прежде всего следует отметить те двойные соли, в которых составляющие их простые соли хотя и обладают аналогично построенными кристаллическими решетками, но не обнаруживают полного изоморфизма ввиду существенной разницы размеров ионных радиусов или из-за отличия поляризационных свойств. Поэтому для них харак-

терно частичное колебание состава, выражающееся в неточном соответствии его химическим формулам со строго стехиометрическими отношениями компонентов.

В незначительных количествах изоморфные примеси других компонентов обнаруживаются в очень многих простых и сложных соединениях. К числу их относится, например, сфалерит (ZnS), в котором содержание железа в виде изоморфной примеси достигает нескольких процентов. Многочисленные другие примеры будут приведены при описании минералов.

Химические соединения переменного состава по своим свойствам не отличаются от твердых растворов и должны рассматриваться как таковые, но с ограниченной смесимостью компонентов.

Твердые растворы. Способность кристаллических веществ различного состава образовывать непрерывно меняющиеся по составу смеси одинаковой кристаллической структуры в значительной мере основана на изоморфизме, т. е. свойстве элементов заменять друг друга в химических соединениях родственного состава.

Изоморфизм двух веществ имеет место тогда, когда они обладают аналогичной химической формулой и когда у соответственных ионов обоих веществ заряды одинаковы по знаку, а размеры ионов и степень поляризации их не выходят за известные пределы, т. е. равны с известной степенью точности.

В природных условиях, например, широко распространен *изовалентный* изоморфизм Mg^{2+} (ионный радиус равен 0,75Å) с близкими по размерам двухвалентными ионами Fe^{2+} (0,79Å), Ni^{2+} (0,74Å), Co^{2+} (0,77Å), Zn^{2+} (0,79Å) и Mn^{2+} (0,91Å). Другим примером является изоморфизм трехвалентных ионов: Fe^{3+} (0,67Å), Cr^{3+} (0,64Å) Al^{3+} (0,57Å), Mn^{3+} (0,70Å), V^{3+} (0,65Å), Ti^{3+} (0,69Å). То же самое относится и к комплексным структурным единицам, участвующим в строении кристаллических решеток, например $[MoO_4]^{2-}$, $[WO_4]^{2-}$ и др.

Однако наряду с этим установлено и подтверждено экспериментально, что при образовании минералов переменного состава в кристаллических структурах может происходить замена не только простых ионов (или атомов) другими, изовалентными ионами (или атомами), но также замена целых групп ионов группами других ионов иной валентности, но с одинаковой суммой всех валентностей. Этот случай носит название *гетеровалентного* изоморфизма. Таков, например, изоморфизм в ряду плагиоклазов, где группа $NaAlSi_3O_8$ в самых различных соотношениях может заменяться группой $CaAl_2Si_2O_8$ с образованием кристаллов одного и того же класса симметрии. В сущности, здесь мы имеем замену $Na^{1+}Si^{4+}$ на $Ca^{2+}Al^{3+}$.

При гетеровалентном изоморфизме решающую роль играют все же размеры заменяющих друг друга структурных единиц (атомов, ионов, ионных комплексов): они должны быть более или менее одинаковы. Разность радиусов заменяющих друг друга компонентов, как показывают сопоставления, обычно не превышает 15% от меньшего радиуса.

Как мы знаем, ионные радиусы в вертикальных группах периодической системы элементов возрастают с увеличением порядкового номера и уменьшаются в горизонтальном направлении с увеличением номера группы (т. е. с увеличением валентности). На этом основании А. Е. Ферсманом выведен закон диагональных рядов изоморфных ионов в периодической системе элементов, справедливый для левой ее части. Намечаются следующие гетеровалентные ряды изоморфизма ионов (в скобках показаны ионные радиусы в ангстремах):

Li^{1+} (0,69)—Mg^{2+} (0,75)—Sc^{3+} (0,81)—Zr^{4+} (0,82)
Na^{1+} (0,98)—Ca^{2+} (1,01)—Y^{3+} (1,06)
K^{1+} (1,33)—Sr^{2+} (1,27)
Rb^{1+} (1,48)—Ba^{2+} (1,36)
Al^{3+} (0,57)—Ti^{4+} (0,65)—Nb^{5+} (0,70)

Действительно, в природных соединениях мы нередко наблюдаем, что литиевые минералы, например, содержат изоморфные примеси магния, магниевые минералы—примеси скандия, натриевые—примеси кальция, кальциевые—примеси иттрия и т. д.

Кроме того, в комплексных анионах ион $[SiO_4]^{4-}$ может заменяться ионами $[AlO_4]^{5-}$, $[PO_4]^{3-}$ и $[SO_4]^{2-}$, обладающими одинаковыми или близкими размерами. На примерах сказанного мы не раз будем останавливаться при описании минералов.

Среди твердых растворов с генетической точки зрения важно различать два типа: 1) истинные твердые растворы и 2) твердые псевдорастворы.

Истинные твердые растворы, или, как их иначе называют, изоморфные смеси[1], представляют собой совершенно однородные по кристаллической структуре смеси в любых пропорциях двух или нескольких веществ, не образующих химических соединений. Примерами могут служить твердые растворы золота и серебра, вольфраматов марганца и железа, плагиоклазы и т. д.

Физические и химические свойства твердых растворов являются аддитивными[2], т. е. постепенно и закономерно изменяющимися при увеличении содержания второго компонента. Таковы, например, изменение температуры плавления, удельного веса, показателей преломления, отражательной способности, электропроводности и т. д. Изменения всех этих свойств на диаграммах выражаются в виде прямых линий (для удельных весов) или плавно изгибающихся кривых (температур плавления, оптических свойств и др.). Эти кривые для изоморфных рядов настолько характерны, что по совокупности изученных свойств какого-либо данного минерального вида по ним можно определить его состав, не прибегая к химическому анализу. Например, нетрудно определить таким путем по специальным диаграммам состав плагиоклаза, изучив его оптические свойства в шлифах под микроскопом.

Среди истинных твердых растворов различают два типа: а) твердые растворы замещения (или растворы первого рода) и б) твердые растворы внедрения (или растворы второго рода).

а) Твердые растворы замещения особенно характерны для металлов и ионных соединений. Сущность их сводится к тому, что в соединениях с аналогично построенными кристаллическими решетками атомы или ионы одного соединения замещаются другими (т. е. становятся на место других). Таковы, например, изоморфные ряды: $ZnCO_3$—$FeCO_3$, $MnWO_4$—$FeWO_4$ и др.

б) Твердые растворы внедрения характеризуются тем, что второй компонент располагается только в пустотах, т. е. в промежутках между атомами или ионами, слагающими кристаллическую решетку первого компонента. Такого рода твердый раствор может иметь место лишь при условии, когда размеры атомов (ионов) обоих компонентов резко различны друг от друга. Наиболее характерным примером этого рода твердых растворов может служить раствор углерода в железе, легко возникающий при высоких температурах и распадающийся на железо и карбид железа (Fe_3C) при медленном охлаждении.

В химических формулах твердых растворов изоморфные атомы или ионы ставят в круглые скобки, отделяя друг от друга запятыми и располагая их в убывающем порядке содержания: (Au,Ag), (Zn,Fe)S, $(Zn,Fe)CO_3$, $(Fe,Mn)WO_4$ и т. д. Второстепенные изоморфные примеси либо вовсе не указываются в формуле, либо вводятся более мелким шрифтом. Если в двойной соли один из компонентов содержит изоморфные примеси, то формула изображается в следующем виде: $Ca(Mg,Fe)[CO_3]_2$.

---

[1] В литературе встречается также синоним «смешанные кристаллы» (в буквальном переводе с немецкого языка). Название не совсем правильное.

[2] «Аддо»—прибавляю.

Твердые псевдорастворы от истинных отличаются тем, что в них содержатся тонкодисперсные примеси посторонних веществ, присутствие которых не может быть объяснено на основе законов кристаллохимии. Примерами твердых псевдорастворов могут служить кристаллозоли (стр. 39), в частности такие окрашенные полупрозрачные минералы, как розовый кварц, красный кальцит, черный сфалерит и др., кажущиеся совершенно однородными (настолько тонко распределен в них красящий пигмент).

Водные соединения. Предварительно необходимо сделать следующее важное замечание. К числу водных соединений следует относить только такие, которые в своем составе содержат электрически нейтральные молекулы воды. Раньше под видом водных соединений рассматривали также минералы, содержащие гидроксильные анионы $[OH]^{1-}$. Однако между молекулой H_2O и отрицательно заряженным ионом $[OH]^{1-}$ существует, естественно, принципиальная разница, весьма существенно сказывающаяся на физических и химических свойствах минералов. Гидроксил, как ион, способен заменять в соединениях такие анионы, как F^{1-}, Cl^{1-} и прочно удерживается в кристаллических решетках. Молекула H_2O этим свойством не обладает и, будучи слабо связана в решетке, легко удаляется при нагревании. То, что гидроксил при прокаливании минералов, его содержащих, покидая кристаллическую решетку, способен превращаться в пары воды, отнюдь не может служить основанием для отождествления его с молекулой H_2O. Поэтому весьма важно в химических формулах минералов раздельно указывать присутствие в них гидроксила и воды. С этой точки зрения, например, малахит—$Cu_2[CO_3][OH]_2$ является не водным, а основным безводным карбонатом меди, хотя при химическом анализе гидроксил определяется в виде H_2O. То же относится к минералам, представляющим собой кислые соли, в которых в числе катионов находится водород.

В зависимости от того, каким способом удерживается вода в минералах, различают: 1) кристаллизационную или связанную воду, входящую в кристаллические решетки минералов, и 2) свободную воду, не участвующую в строении самого кристаллического вещества.

Связанная вода в решетке участвует в виде молекул H_2O, занимающих в ней строго определенные места. Количество молекул воды находится в простых отношениях к другим компонентам соединения. В качестве примеров можно привести следующие: $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ (сода), $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (гипс), $Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$ (аннабергит), $Al_2[PO_4][OH]_3 \cdot 5H_2O$ (вавеллит) и др. Это так называемые кристаллогидраты, которые, по Вернеру, должны рассматриваться как «комплексные соединения», т. е. такие, в которых молекулы воды как структурные единицы располагаются в определенной координации вокруг каких-либо ионов, создавая таким путем своего рода комплексные ионы.

Так, в кристаллической структуре соединения $NiSO_4 \cdot 6H_2O$ рентгенометрическими исследованиями установлено, что шесть дипольных молекул H_2O непосредственно окружают катион Ni^{2+}, ориентируясь, очевидно, определенным образом по отношению к катиону (двумя протонами H^{1+} к периферии комплексного иона). Так как молекула H_2O сама по себе электрически нейтральна, то гидратированный катион $[Ni(H_2O)_6]^{2+}$ сохраняет заряд Ni^{2+}. Поэтому химическую формулу соединения правильнее писать так: $[Ni(H_2O)_6][SO_4]$.

На вопросе о причине гидратации ионов в кристаллических решетках мы остановимся позднее (во введении к кислородным солям). Здесь лишь можно указать, что необходимость гидратации ионов кристаллохимически строго оправдывается; для образования устойчивых кристаллических решеток из таких крупных по размерам анионов, как $[SO_4]^{2-}$, присутствующие в растворе катионы Ni^{2+} слишком малы, в силу чего и возникает стремление к увеличению их объема без изменения заряда. Само собой разумеется,

что образование кристаллогидратов может происходить лишь в средах, богатых водой, и при низких температурах.

При нагревании кристаллогидраты легко обезвоживаются, если не сразу целиком, то скачкообразно, периодически теряя часть молекул воды. При этом перестройка решетки происходит с сохранением рациональных отношений числа молекул H_2O и основного соединения. Например, халькантит ($CuSO_4 \cdot 5H_2O$) при искусственном обезвоживании образует вначале $CuSO_4 \cdot 3H_2O$, затем $CuSO_4 \cdot H_2O$ и наконец $CuSO_4$. При этом скачкообразно меняются и такие физические свойства, как показатели преломления, удельный вес и др. Из разных соединений вода удаляется при различных температурах: некоторые из них теряют ее при комнатной температуре (многоводные сульфаты меди и железа), другие—при более высоких и даже при температурах выше 100°.

Свободная вода, присутствующая в минеральных массах, характеризуется тем, что не принимает прямого участия в строении кристаллической решетки минералов. При нагревании она выделяется постепенно. Различают три вида свободной воды: а) цеолитную, б) коллоидную и в) гигроскопическую.

Цеолитная вода получила свое название от общего названия особой группы минералов—цеолитов, в которых наиболее ярко проявлены особенности ее нахождения. Установлено, что молекулы воды в этой группе минералов не занимают какого-либо строго определенного положения в кристаллической решетке, а располагаются лишь в свободных полостях в ней (вдоль каналов, в межслоевых пространствах и пр.). Поэтому «растворимость» воды в них существенно ограничена. Интересно, что количество воды в них может меняться без нарушения кристаллической однородности вещества с постепенным изменением физических свойств: степени прозрачности, показателей преломления, удельного веса и др. Это указывает на то, что вода находится как бы в состоянии твердого раствора. При нагревании она выделяется в интервале 80—400°. Любопытно, что обезвоженные осторожным нагреванием цеолиты вновь способны поглощать воду с восстановлением прежних своих физических свойств.

Коллоидная вода, как показывает само название, распространена в гидрогелях, где удерживается на поверхности дисперсных фаз (стр. 37) очень слабыми силами связи. Она по существу является адсорбционной водой, и ее наличие не зависит от решетки адсорбента (сам адсорбент, конечно, может содержать кристаллохимически связанную воду). Примером может являться опал (гидрогель кремнезема)—$SiO_2 \cdot aq$ (*aq*—первые две буквы латинского слова «аква»—вода). Такое обозначение коллоидной воды, принимаемое некоторыми авторами, следует признать рациональным.

Гигроскопическая (капиллярная) вода удерживается в тонких трещинках, порах и порошковатых массах силами поверхностного натяжения. В большей своей части она легко удаляется при нагревании до 100—110°. Резкой границы между капиллярной и коллоидной водой провести нельзя.

3. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Уже указывалось, что минералы как физические тела обладают широким разнообразием таких свойств, как цвет, твердость, блеск, удельный вес и др. В зависимости от химического состава и кристаллической структуры эти свойства у различных минералов проявляются по-разному. Каждый минерал характеризуется какими-либо особыми признаками, по которым его можно всегда отличить от других.

Очень многие минералы можно совершенно точно определить по комплексу характерных физических свойств, не прибегая к более трудоемким исследованиям, как, например, к химическому анализу, рентгеноанализу и др. Нужно заметить, что для многих минералов существуют специ-

фические, только каждому из них в отдельности свойственные, тонкие особенности, которые при первом знакомстве нелегко схватить и передать словами. Особенно это относится к оттенкам цвета, к густоте окраски, к характеру излома, блеска и пр. Тем не менее уже при некотором опыте глаз настолько привыкает улавливать эти характерные свойства минералов, что в дальнейшем они служат решающими диагностическими признаками. Во времена далекого прошлого, когда люди еще не имели никакого представления ни о химии вообще, ни о химических элементах в частности, эти особые признаки минералов были хорошо известны и «рудознатцы» по ним безошибочно находили те полезные ископаемые, которые для них в то время представляли ценность.

Нельзя, конечно, думать, что таким путем могут быть определены все встречающиеся в природе минералы. Многие из них для окончательного установления требуют более детальных исследований, в частности — применения паяльной трубки, качественных химических реакций, более точного определения удельного веса, механических и прочих свойств. Тонкозернистые минеральные массы изучаются в специальных препаратах (шлифах) под микроскопом. Очень часто, в случаях установления с помощью спектрального анализа примесей таких ценных металлов, как кобальт, индий, кадмий, литий, цезий и др., имеющих промышленное значение даже в случае незначительного их содержания в минералах, приходится обращаться к химическому анализу. При изучении скрытокристаллических минеральных образований необходимо прибегать также к рентгенометрическим исследованиям. Особые методы применяются при изучении радиоактивности минералов, пьезоэлектрических эффектов, магнитных свойств и других физических явлений в минералах.

Ниже мы остановимся на разборе главнейших свойств минералов, которые имеют наибольшее диагностическое значение. К этим свойствам относятся следующие: м о р ф о л о г и ч е с к и е особенности—облик кристаллов, двойники, штриховатость граней; о п т и ч е с к и е[1]—прозрачность, цвет минералов, цвет черты, блеск; м е х а н и ч е с к и е—спайность, излом, твердость, хрупкость, ковкость, упругость; также и такие свойства, как удельный вес, магнитность, радиоактивность и др.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ

В природе твердые минералы в главной своей массе распространены в виде неправильной формы зерен, не имеющих кристаллических граней, но обладающих независимо от этого и от их размеров внутренним кристаллическим строением. Хорошо образованные кристаллы, т. е. индивиды, ограниченные естественными гранями, встречаются несравненно реже. Находки их представляют интерес в том отношении, что в распоряжении исследователя увеличивается число признаков, по которым может быть определен минерал. Существуют даже специальные определители минералов по их кристаллографическим формам.

Морфология кристаллов и учение о симметрии подробно излагаются в специальных курсах кристаллографии. Мы здесь остановимся лишь на некоторых общих особенностях морфологии кристаллов и их граней, также имеющих некоторое практическое значение при определении минералов.

Облик кристаллов (габитус). Исходя из того, что любое тело в пространстве имеет три измерения, мы среди разнообразных форм кристаллов прежде всего должны выделить следующие основные типы.

1. И з о м е т р и ч е с к и е ф о р м ы, т. е. формы, одинаково развитые во всех трех направлениях в пространстве. Примером их могут слу-

---

[1] За исключением кристаллооптических свойств (светопреломления, двупреломления, плеохроизма и др.), детально излагаемых в курсах кристаллографии и кристаллооптики.

жить: ромбические додекаэдры граната, октаэдры магнетита (рис. 11), кубы пирита (рис. 12) и др.

2. Формы, вытянутые в одном направлении, т. е. призматические, столбчатые (рис. 13), шестоватые, игольчатые (рис. 14),

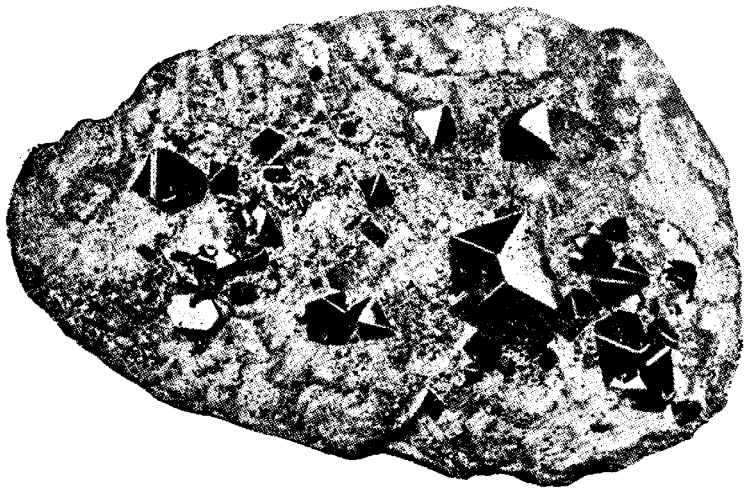


Рис. 11. Кристаллы магнетита октаэдрического облика в хлоритовом сланце

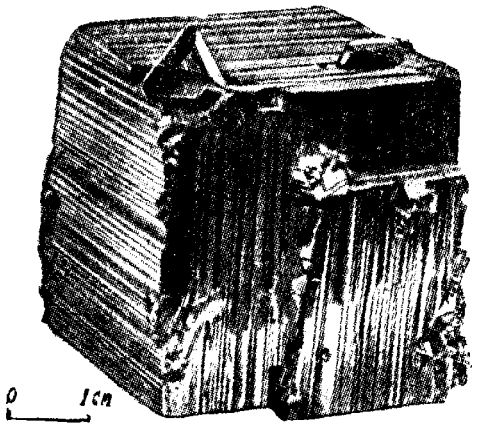


Рис. 12. Кристалл пирита с наросшими кристалликами тетраэдрита (на углу) и галенита (на верхней грани справа). Березовское месторождение (Урал)

волосистые кристаллы, волокнистые образования. Например: кристаллы аквамарина, турмалина, рутила, асбест и др.

3. Формы, вытянутые в двух направлениях при сохранении третьего короткого. Сюда следует отнести таблитчатые, пластинчатые, листоватые и чешуйчатые кристаллы. Таковы, например, наблюдающиеся толстопластинчатые кристаллы барита, слюд, хлоритов. В тонкопластинчатых и чешуйчатых кристаллах часто встречаются гематит, урановые слюдки и др.

Широко распространены и переходные между этими основными типами формы. Например: боченковидные кристаллы корунда, скаленоэдрические кристаллы кальцита и других минералов являются промежуточными между первым и вторым типами; уплощенные кристаллы сфена и монацита представляют промежуточную форму между первым и третьим типами; несколько вытянутые в одном направлении пластинчатые кристаллы гипса представляют что-то среднее между вторым и третьим типами.

Кроме того, существуют сложные формы кристаллов, например кристаллические дендриты (рис. 15), или вообще неправильной формы кристаллические образования (рис. 16).

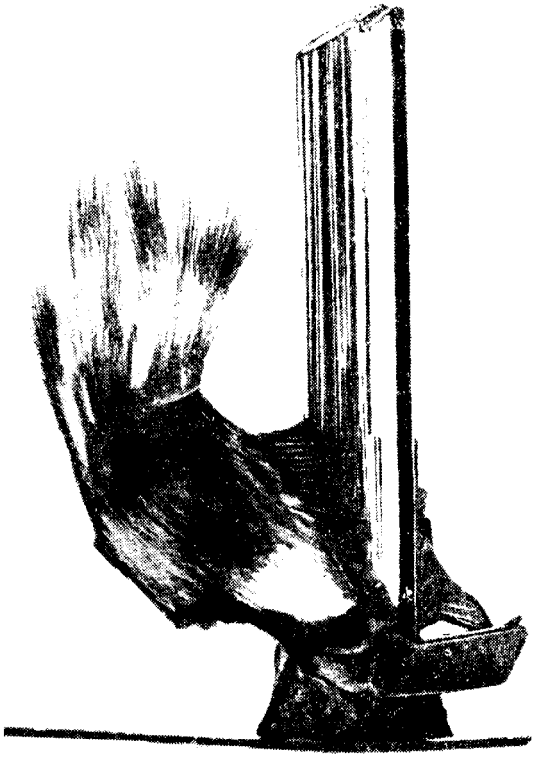


Рис. 13 Столбчатый кристалл эпидота и агрегат волосистых кристаллов бисолита (разновидность актинолита)

Хотя далеко не все минералы сразу легко узнать по формам их кристаллов, однако для ряда минералов форма кристаллов настолько характерна, что она является важнейшим диагностическим признаком. Например, призматические кристаллы кварца, усеченные гранями ромбоэдра и трапецоэдра, всегда легко узнаются, независимо от того, в какой цвет они

окрашены. Типичны также кубические или пентагон-додекаэдрические кристаллы пирита, октаэдрические кристаллы шпинели, магнетита, ромбо-додекаэдрические кристаллы граната и др.

Характерные черты форм кристаллов нашли свое отражение в самих названиях ряда минералов. Примеры: актинолит (по-гречески—лучистый камень), гранат от латинского слова «гранум»—зерно), лепидолит («лепис» по-гречески—чешуя), аксинит («аксине» по-гречески — топор), корундофиллит («филлон» по-гречески — лист), хризотил (по гречески—золотистое волокно) и др.

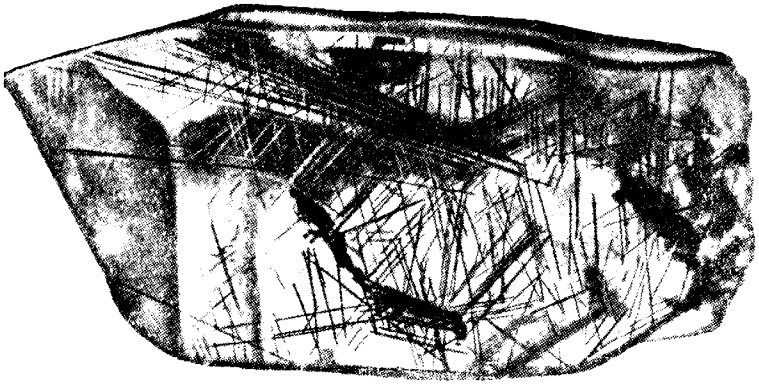


Рис. 14. Вростки игольчатого турмалина в прозрачном кварце. Невьянские россыпи (Урал)

Двойники. Многие минералы встречаются в виде правильных срастаний одиночных кристаллов, которые носят название двойников (рис. 17), тройников и т. д. Для некоторых минералов такие образования довольно типичны и нередко облегчают их диагностику. Таковы, например, коленчатые двойники рутила и касситерита, так называемые «ласточкины хвосты» гипса (рис. 18), тройники хризоберилла, крестообразные двойники ставролита («ставрос» по-гречески—крест) и др.

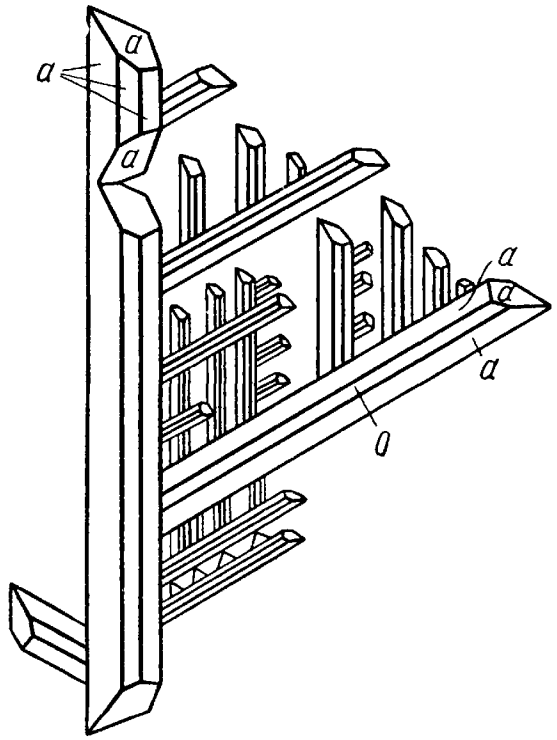


Рис. 15. Кристаллический дендрит самородной меди, состоящий из ряда вытянутых двойников. Турьинские рудники (Урал)

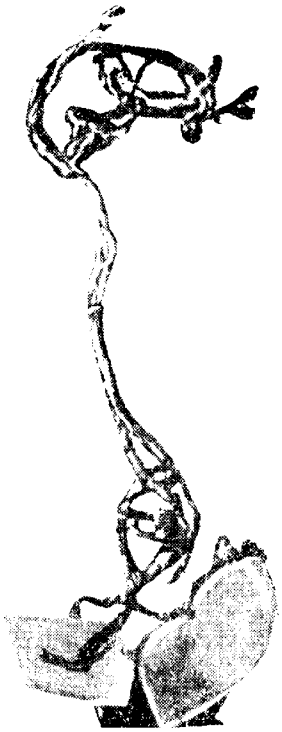


Рис. 16. «Проволочное» самородное серебро на кристаллах кальцита. Конгсберг (Норвегия)

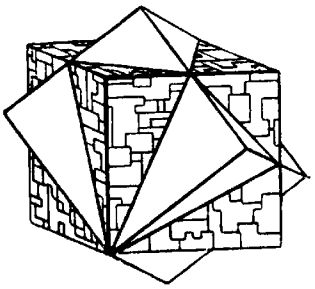


Рис. 17. Двойник флюорита. Индивиды прорастают друг друга по (111)

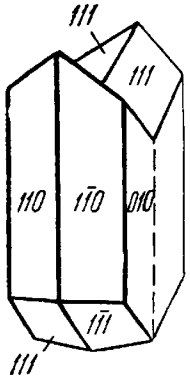


Рис. 18 Двойник гипса по (100) — «ласточкин хвост»

Изредка встречаются **закономерные сростки** различных минералов, близких по составу или по форме образующихся кристаллов. Закономерная ориентировка срастающихся кристаллов обусловлена общностью или близостью строения плотно упакованных плоскостей срастания.

Штриховатость. Нередко грани кристаллов не совсем ровны—покрыты бороздами или штрихами. Для ряда минералов это свойство весьма постоянно и служит также одним из диагностических признаков.

У одних минералов наблюдается параллельная ориентировка штрихов (например, у кварца), у других она пересекается под определенными углами (на гранях кубических кристаллов перовскита). У одних минералов она проявляется вдоль вытянутости кристаллов (например, у турмалина, эпидота), у других—поперек (например, на призматических гранях кварца). Для кубических кристаллов пирита (рис. 12) весьма характерно, что штрихи одной грани расположены перпендикулярно по отношению к каждой соседней грани.

Штриховатость граней может быть различного происхождения: 1) комбинационная, обусловленная многократным повторением узких вицинальных граней (алмаз, турмалин), 2) двойниковая—как результат полисинтетического сложения кристаллов (сфалерит, иногда плагиоклазы и др.).

ПРОЗРАЧНОСТЬ

Прозрачностью называется свойство вещества пропускать сквозь себя свет. Хотя абсолютно непрозрачных тел не существует, однако многие минералы, особенно металлы (даже в тонких пленках), видимые лучи пропускают в столь малых количествах, что практически кажутся совершенно непрозрачными. Точно так же не существует и абсолютно прозрачных материальных сред, т. е. таких, которые совершенно не поглощали бы пропускаемого через них света. Одна из самых прозрачных сред—чистая вода—в толстом слое имеет явно голубой цвет, что свидетельствует о существенном поглощении лучей красного конца спектра видимого света.

Напомним из физики о том, что одна часть падающего на данное тело светового потока отбрасывается, или отражается, а другая—вступает внутрь среды. Оставим пока в стороне явления отражения света (к ним мы вернемся в разделе о блеске минералов), а здесь рассмотрим поведение луча, вступившего в среду.

Как известно, вступивший в данную среду луч света меняет свою скорость, преломляется и по мере проникновения вглубь постепенно расходует свою энергию на превращение ее в другие виды энергии (преимущественно тепловую), благодаря чему количество света постепенно уменьшается, т. е. происходит поглощение (абсорбция) света.



Рис. 19. Двупреломляющий прозрачный исландский шпат ($CaCO_3$)

Таким образом, интенсивность вышедшего из данной среды света (I) будет более ослабленной по сравнению с интенсивностью вступившего света (I_0). Иначе говоря, отношение $I : I_0 = a$ будет всегда правильной дробью. Величина a называется коэфициентом прозрачности данной среды при толщине слоя, равной единице (1 *см*). Она зависит от химической природы вещества и длины волны света (но не от силы света). Чем ближе эта величина к единице, тем более прозрачен минерал, и наоборот.

В зависимости от степени прозрачности все минералы, наблюдающиеся в крупных кристаллах, делят на следующие группы:

1) прозрачные—горный хрусталь, исландский шпат (рис. 19), топаз и др.;

2) полупрозрачные—изумруд, сфалерит, киноварь и др.;

3) непрозрачные—пирит, магнетит, графит и др.

Многие минералы, кажущиеся в больших кристаллах или обломках непрозрачными, просвечивают в тонких осколках или тонких шлифах (*биотит — черная слюда, рутил и др.*).

Когда мы вместо крупных кристаллов имеем дело с тонкозернистыми агрегатами, наблюдается иная картина в отношении прозрачности веществ. Если тело состоит из множества маленьких частиц—зерен, различно оптически ориентированных, то в такой среде лучи света не могут проложить себе прямых длинных путей. Свет в таких средах, многократно преломляясь в различных направлениях, в конце концов рассеивается и отражается. Поэтому такие среды кажутся непрозрачными. В этом легко убедиться, если мы сравним пластинку прозрачного кальцита (исландского шпата) и такой же толщины отполированную с обеих сторон пластинку тонкозернистого белого мрамора, состоящего из агрегата кальцитовых зерен. В то время как сквозь исландский шпат мы легко можем читать надписи на этикетке, пластинка мрамора не пропускает света. Только в тонких шлифах такие тела обнаруживают свою прозрачность.

Если при этом вещество, обладающее тонкоагрегатным строением, не проявляет заметного поглощения света, то для него характерен молочно-белый цвет. Наиболее резко этот цвет выражен в тех случаях, когда вещество находится в дезагрегированном состоянии, т. е. когда в промежутках между мельчайшими обломками или частицами присутствует воздух. Это явление нам хорошо знакомо: если мы ударим молотком по прозрачному голубоватому льду, то в местах удара появляется молочно-белая окраска благодаря возникновению массы тончайших трещинок и пустот, выполненных воздухом.

ЦВЕТ МИНЕРАЛОВ

Окраска минералов невольно обращает на себя внимание при первом же знакомстве с ними и потому является одним из важнейших признаков, свойственных минералам.

Вполне естественно поэтому, что многие названия даны минералам именно по этому признаку. Примеры: лазурит, азурит («азур» по-французски—лазурь), хлорит («хлорос» по-гречески—зеленый), родонит («родон» по-гречески—розовый), рубин («рубер» по-латыни—красный), крокоит («крокос» по-гречески—шафран, т. е. здесь имеется в виду его красно-оранжевый цвет), аурипигмент («аурум» по-латыни—золото), хризолит, хризоберилл («хризос» по-гречески—золото), эритрин («эритрос» по-гречески—красный), гематит («гематикос» по-гречески—кровавый), альбит («альбус» по-латыни—белый), меланит («мелас» по-гречески—черный) и т. д. Наоборот, такие названия, как киноварь, малахитовая зелень и другие, вошли в наш язык как стандартные цвета красок, что говорит о том, что эти цвета постоянно присущи данным минералам.

В целом проблема окраски минералов очень сложна. Хотя наши познания в области причин появления окрасок кристаллических веществ, благодаря большим успехам физики и кристаллохимии, в последнее время значительно подвинулись вперед, все же остается еще много неясных вопросов. Первую более обстоятельную попытку обобщить имеющийся материал по этому вопросу и увязать окраску природных соединений с их кристаллохимическими особенностями сделал А. Е. Ферсман в своей книге «Цвета минералов» (1937).

В природных химических соединениях различают три рода окрасок по происхождению: 1) идиохроматическую, 2) аллохроматическую и 3) псевдохроматическую.

Идиохроматизм[1]. Во многих случаях окраска природных соединений, никогда не встречающихся в виде бесцветных кристаллов, обусловлена внутренними свойствами самого минерала. Таковы, например, черный маг-

[1] «Идиос» по-гречески—свой, собственный.

нетит ($FeFe_2O_4$), латунно-желтый пирит (FeS_2), карминно-красная киноварь (HgS), зеленые и синие кислородные соли меди (малахит, азурит, бирюза и др.), густосиний лазурит и т. д.

Эти типичные окраски минералов получили название идиохроматических. В различных минералах они обусловлены разными причинами.

а) В многочисленных минералах окраска обязана своим происхождением тому, что в состав самих соединений входит какой-либо хромофор, т. е. химический элемент, приносящий окраску. К числу их, как давно уже было установлено, относятся следующие: Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, т. е. элементы семейства железа, располагающиеся в центре менделеевской таблицы элементов, разбитой по длинным периодам, и в меньшей степени—W, Mo, U, Cu и TR.

Наиболее ярким представителем хромофоров является хром, само название которого указывает на эту его особенность[1]. Содержание хрома в минералах обусловливает весьма интенсивные окраски—красную (пироп, рубин и др.), яркозеленую (уваровит, изумруд, фуксит), фиолетовую (родохром, кеммерерит). Насколько сильным красителем является хром, можно судить по тому, что изоморфная примесь окиси хрома в количестве всего лишь 0,1% окрашивает бесцветное соединение—окись алюминия—в густой яркокрасный цвет. При этом содержании расстояние между двумя ближайшими частицами хромофоров в массе корунда составит около 20 Å, т. е. во много раз больше, чем радиусы самих ионов (0,57 Å у Al и 0,64 Å у Cr). Очевидно, ионы хрома, сильно отличаясь от ионов алюминия по конфигурации электронных оболочек, создают вокруг себя сильные нарушения в симметрии электрического поля и, несмотря на состояние рассеяния, оказывают свое влияние на всю решетку соединения.

Указанные выше зеленые и фиолетовые окраски минералов обусловлены значительным содержанием Cr_2O_3 (до нескольких процентов и даже десятков процентов). Сама чистая окись хрома также окрашена в зеленый цвет. Однако нельзя утверждать, что причиной зеленой окраски всегда являются большие содержания хрома в химических соединениях. Установлено, например, что зеленые бериллы—изумруды—обязаны своей чудесной яркой окраской совершенно ничтожной изоморфной примеси Cr_2O_3 к Al_2O_3 в пределах нескольких сотых процента. Следовательно, явление окраски минералов далеко не простое, как это могло бы показаться с первого взгляда.

Ион $[CrO_4]^{2-}$, содержащий Cr^{6+}, в искусственных соединениях обычно дает желтые соединения, но в соединении его с сильно поляризующими катионами наблюдается окрашивание в густой оранжево-красный цвет. Таков, например, минерал крокоит ($PbCrO_4$).

б) В некоторых случаях минерал может быть окрашен в тот или иной цвет вне всякой связи с хромофорами или с изменением его химического состава, так как химическим и спектральным анализами не удается установить хотя бы ничтожные следы каких-либо примесей красящего пигмента.

Так, известны случаи окраски каменной соли (NaCl) в красивый синий цвет Оказалось, что эта окраска своим происхождением обязана тому, что часть ионов этого соединения, в частности натрия, превратилась в нейтральные атомы, присоединив к себе необходимые для этого электроны хлора. Такую окраску в прозрачной каменной соли легко вызвать искусственно. Для этого достаточно пропитать ее парами металлического натрия. Точно такой же результат можно получить, если воздействовать на каменную соль катодными лучами, приносящими с собой свободные электроны.

Следовательно, окраска некоторых прозрачных минералов может быть связана с изменением однородности строения кристаллических решеток, с изменением электростатического состояния ионов, могущих превращаться под влиянием тех или иных причин в нейтральные атомы или в возбужденные (слабо заряженные) атомы.

---

[1] «Хрома» по-гречески—окраска, цвет.

в) Особую, хотя и очень небольшую, группу окрашенных минералов составляют такие соединения, в которых окраска обусловлена не наличием хромофоров и не нарушением электростатической однородности кристаллических решеток, а присутствием ионов или целых групп внутри пустых промежутков решетки. Это относится, в частности, к тем силикатам, у которых имеет место «внедрение» таких дополнительных анионов, как Cl^{1-}, $[SO_4]^{2-}$ и др. Примером здесь может служить яркосиний минерал лазурит.

Истинная природа этого явления, получившего название стереохроматизма, еще не разгадана, но ясно то, что окраска таких минералов несомненно связана с группами присоединения или внедрения, которые сами по себе не являются хромофорами. Характерны прочность и стойкость в огне этих окрасок, известные еще за несколько тысячелетий до нашей эры, когда лазурит применялся в качестве краски.

Аллохроматизм [1]. Известно не мало примеров, когда один и тот же минерал бывает окрашен в различные цвета и оттенки. Так, кварц, обычно встречающийся в виде бесцветных, часто совершенно прозрачных кристаллов (горный хрусталь), бывает окрашен в красивый фиолетовый цвет (аметист), розовый, желто-бурый (от окислов железа), золотистый (цитрин), серый или дымчатый (раухтопаз), густой черный (морион), наконец, в молочно-белый цвет. Точно так же каменная соль—галит—может обладать белым, серым, желтым, бурым, розовым и иногда синим цветом.

В большинстве случаев окраска в таких минералах связана с посторонними тонкорассеянными механическими примесями, окрашенными в тот или иной цвет хромофорами (носителями окраски). Эти красящие вещества могут быть представлены как неорганическими, так и органическими соединениями. Часто бывает достаточно совершенно ничтожного количества их для того, чтобы вызвать интенсивное окрашивание бесцветных минералов, причем окраска зависит не только от количества, но и от степени дисперсности этих веществ.

Подобные окраски, не зависящие от химической природы самого минерала, носят название аллохроматических (т. е. чуждых самим минералам). Окрашенные таким способом минералы представляют собой не что иное, как кристаллозоли (стр. 39).

Наблюдаются и более грубые дисперсии, т. е. на глаз заметные рассеянные включения тех или иных минералов. Таковы, например, зеленоватые кристаллы кварца с микроскопическими включениями актинолита, черный кальцит, переполненный мельчайшими включениями сульфидов или углеродистого вещества, и др.

Наконец, следует указать на многие аллохроматически окрашенные полупрозрачные и непрозрачные коллоиды (гели) и метаколлоиды. В большинстве случаев к числу загрязняющих красящих примесей принадлежат бурые гидроокислы железа, красная окись железа, черные окислы марганца, органические вещества и др. Очень часто красящий пигмент в них распределен неравномерно, иногда концентрическими слоями. Таковы, например, агаты с их замечательно тонкими и разноцветными рисунками.

Псевдохроматизм [2]. В некоторых прозрачных минералах иногда наблюдается «игра цветов», обусловленная интерференцией падающего света в связи с отражением его от внутренних поверхностей трещин спайности, иногда от поверхности каких-либо включений. Это явление нам хорошо знакомо по иризирующим пленкам керосина, нефти, масла, плывущим по воде и окрашенным в различные «цвета радуги». Оно объясняется тем, что здесь интерферируют лучи света, отраженные от передней поверхности

[1] «Аллос» по-гречески—посторонний.
[2] «Псевдо» по-гречески—ложный

прозрачной пленки (ее границы с воздухом) и задней (поверхности раздела с водой).

Подобные явления ложной окраски наблюдаются и в твердых прозрачных минералах. Прекрасным примером может служить поделочный камень лабрадорит, в котором, особенно на полированных плоскостях при некоторых углах поворота, вспыхивают местами красивые синие и зеленые переливы, обусловленные совершенной спайностью, вдоль которой выделились тончайшие пластинки ильменита или других минералов.

Иризирующие пестроокрашенные пленки нередко наблюдаются на почковидной поверхности бурых железняков (гидроокислов железа), кристаллах железного блеска, на слегка окислившейся поверхности борнита — Cu_5FeS_4 (в виде фиолетовых и синих отливов) и др. Во всех этих случаях окраска ничего общего не имеет с природой самого минерала. Подобные пленки на минералах называются *побежалостями*.

О классификации цветов. Необычайное разнообразие оттенков в окраске минералов не поддается сравнительному описанию не только потому, что их очень много, но и потому, что наш орган зрения непосредственно воспринимает лишь грубые различия в цветах минералов. В этом не трудно убедиться, если мы сравним между собой два таких зеленых минерала, как малахит и гарниерит (никелевый гидросиликат). При рассматривании порознь они для неопытного глаза кажутся одинаково окрашенными, но когда мы положим их рядом, то легко заметим существенное различие в оттенках окраски. В процессе постоянной тренировки в восприятии цветовых эффектов постепенно вырабатывается зрительная память на цвета, все больше и больше начинают улавливаться характерные особенности оттенков. Способность запоминать эти особенности оказывает большую услугу в диагностике минералов.

В обычной практике при определении цвета минералов прибегают к сравнительной оценке, сопоставляя его с окраской каких-либо хорошо известных предметов или веществ. Поэтому широко пользуются двойными названиями цветов минералов, например: молочно-белый, медово-желтый, латунно-желтый, карминно-красный, изумрудно-зеленый, яблочно-зеленый (цвет неспелого яблока), шоколадно-бурый, свинцово-серый, оловянно-белый и т. д. Несмотря на то что все эти определения весьма относительны, они все же приняты и встречаются во всей мировой литературе по минералогии.

Как бы то ни было, на первых порах мы должны условиться в названиях хотя бы основных цветов, прикрепив их к определенным минералам. За основу можно принять следующие часто употребляемые названия цветов, более или менее постоянных, для ряда минералов:

1. Фиолетовый—аметист
2. Синий—азурит
3. Зеленый—малахит
4. Желтый—аурипигмент
5. Оранжевый—крокоит
6. Красный—киноварь (в порошке)
7. Бурый—пористые разности лимонита
8. Желто-бурый—охристые разности лимонита
9. Оловянно белый—арсенопирит
10. Свинцово-серый—молибденит
11. Стально-серый—блеклая руда
12. Железно-черный—магнетит
13. Индигово-синий—ковеллин
14. Медно-красный—самородная медь
15. Латунно-желтый—халькопирит
16. Металлически-золотистый—золото

В качестве примера ахроматических цветов, возникающих при равномерном поглощении всего спектра видимого света, приведем следующие: бесцветный горный хрусталь, молочно-белый кварц, серая каменная соль и черный пиролюзит.

ЦВЕТ ЧЕРТЫ

Под этим термином подразумевается цвет тонкого порошка минерала. Этот порошок легко получить, если мы будем проводить испытуемым минералом черту на матовой (неглазурованной) поверхности фарфоровой пла-

стинки, называемой бисквитом. Порошок получается в виде следа на пластинке, окрашенного в тот или иной, характерный для данного минерала цвет.

Этот признак по сравнению с окраской минералов является гораздо более постоянным, а следовательно и более надежным диагностическим признаком.

Цвет черты или порошка в ряде случаев совпадает с цветом самого минерала. Например, у киновари окраска и цвет порошка красные, у магнетита—черные, у лазурита—синие и т. д. Для других минералов наблюдается довольно резкое различие между цветом минерала и цветом черты. Из числа известных в природе минералов такое различие мы наблюдаем, например, у гематита (цвет минерала стально-серый или черный, черта—красная), у пирита (цвет минерала латунно-желтый, черта—черная) и т. д.

Большинство прозрачных или полупрозрачных окрашенных минералов обладает бесцветной или слабоокрашенной чертой. Поэтому наибольшее диагностическое значение цвет черты имеет для непрозрачных или полупрозрачных резко окрашенных соединений.

В природе нередко один и тот же минерал встречается то в плотных, то в порошковатых разностях. Цвета их в ряде случаев сильно отличаются друг от друга. Примерами могут служить: лимонит (гидроокись железа) — в плотных массах черный, в порошковатых (в виде охры)—желто-бурый; гематит (безводная окись железа)—в кристаллической разновидности почти черный, а в порошковатых разностях—яркокрасный и т. д. В других случаях цвет минерала в плотных кристаллических массах и в диспергированном состоянии одинаков; например, у малахита он и в том и в другом виде зеленый, у азурита—синий, у киновари—красный, у аурипигмента—ярко-желтый и т. д.

Следует упомянуть, что аллохроматическая окраска многих полупрозрачных минералов, вызванная примесями в виде дисперсной фазы тех или иных соединений, в сущности отвечает цвету этих соединений в порошковатом состоянии. Таковы, например, желто-бурые и бурые опалы, окрашенные гидроокислами железа, красные яшмы, густо проникнутые тонкораспыленной безводной окисью железа и т. д.

БЛЕСК

Падающий на минерал световой поток частью отбрасывается назад, причем частота колебаний не претерпевает изменений. Этот отраженный свет и создает впечатление блеска минерала. Интенсивность блеска, т. е. количество отраженного света, тем больше, чем резче разница между скоростями света при переходе его в кристаллическую среду, т. е. чем больше показатель преломления минерала. Блеск не зависит от окраски минералов.

Зная показатели преломления минералов, для подавляющего большинства минералов нетрудно вычислить показатель отражения света R по формуле Френеля:

$$R = \left(\frac{N-1}{N+1}\right)^2,$$

где R — показатель отражения;

N — средний показатель преломления минерала по отношению к воздуху.

Подставляя в эту формулу ряд определенных значений N, легко изобразить графическим путем—в виде кривой—зависимость показателя отражения (блеска) от показателя преломления (рис. 20). Кривая, как видим, имеет минимум для $N=1$, к которому близок показатель преломления воздуха. Так как подавляющая масса минералов обладает показателями преломления выше единицы, то интересующие нас значения показателя отражения R будут располагаться вправо от этого минимума.

Давно установленные чисто практическим путем градации интенсивностей блеска минералов почти точно укладываются в следующую ступенчатую шкалу:

1. Стеклянный блеск, свойственный минералам с $N=1{,}3—1{,}9$. Сюда принадлежат: лед ($N=1{,}309$), криолит ($N=1{,}34—1{,}36$), флюорит ($N=1{,}43$), кварц (N - 1,544); далее следуют многочисленные галоидные соединения, карбонаты, сульфаты, силикаты и другие кислородные соли; заканчивается этот ряд такими минералами, как шпинель ($N=1{,}73$), корунд ($N=1{,}77$) и гранаты (N до 1,84).

2. Алмазный блеск, характерный для минералов с $N=1{,}9—2{,}6$. В качестве примеров сюда следует отнести: циркон ($N=1{,}92—1{,}96$), касситерит ($N=1{,}99—2{,}09$), самородную серу с алмазным блеском на плоскостях граней ($N=2{,}04$), сфалерит ($N=2{,}3—2{,}4$), алмаз ($N=2{,}40—2{,}46$), рутил ($N=2{,}62$), часто обладающий полуметаллическим блеском, свойственным густоокрашенным разностям.

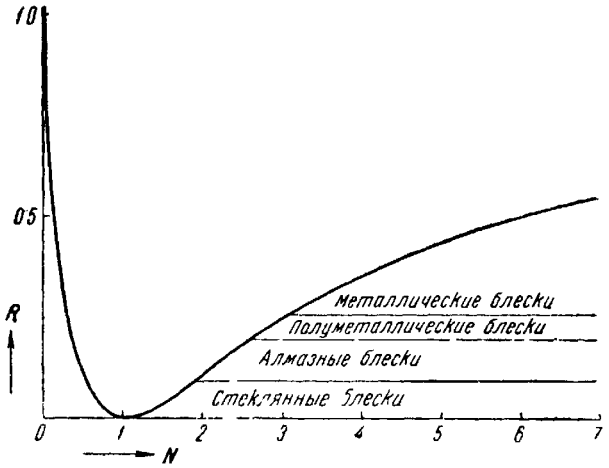


Рис. 20. Зависимость показателя отражения света (R) от показателя преломления (N) минералов

3. Полуметаллический блеск прозрачных и полупрозрачных минералов с показателями преломления (для Li-света) $N=2{,}6—3{,}0$. Примеры: алабандин ($N=2{,}70$), куприт ($N=2{,}85$), киноварь ($N=2{,}91$), гематит ($N=3{,}01$).

4. Металлический блеск минералов с показателями преломления выше 3. В порядке возрастающей отражательной способности приведем следующие примеры: пиролюзит (кристаллический), молибденит, антимонит, галенит, халькопирит, пирит, висмут и др.

Влево от минимума (см. рис. 20) кривая отражательной способности круто поднимается вверх. В эту область, с показателями преломления менее единицы, попадают лишь некоторые чистые (самородные) металлы: серебро ($N=0{,}18$), золото ($N=0{,}36$), медь ($N=0{,}64$) и др.

Необходимо указать, что при определении отражательной способности непрозрачных минералов, кроме показателей преломления, нельзя не учитывать также коэфициента поглощения K данной среды. Для этих случаев показатель отражения R выражается следующей формулой (для оптически изотропных сечений минералов):

$$R=\frac{(N-1)^2+N^2K^2}{(N+1)^2+N^2K^2}.$$

Это означает, что для непрозрачных минералов величины показателей отражения в действительности будут несколько выше, чем это определяется по формуле Френеля. Этим легко объясняются кажущиеся редкие исключения из приведенного выше положения. Например, магнетит обладает показателем преломления 2,42, т. е. должен был бы иметь алмазный блеск, однако, благодаря непрозрачности, т. е. значительному поглощению света, показатель отражения несколько повысится, перейдя на диаграмме (рис. 20) в полосу полуметаллических блесков.

Если мы зададимся вопросами, какие же блески в минеральном царстве преобладают, то, распределив все прозрачные и просвечивающие минералы по среднему показателю преломления (рис. 21), увидим отчетливо выраженный широкий максимум для значений 1,5—1,7. Подсчет показывает, что на долю минералов со стеклянным блеском приходится около 70% природных соединений с показателями преломления, не превышаю-

щими 1,9. Другая группа, правда менее многочисленная, приходится на минералы с металлическим блеском. Однако эти металлические блески настолько характерны для целого ряда важных в практическом отношении минералов, что многие из последних раньше носили свое название (а в немецком языке и до сих пор называются) по этому признаку; например: галенит (свинцовый блеск), халькозин (медный блеск), антимонит (сурьмяный блеск), кобальтин (кобальтовый блеск), гематит (железный блеск) и т. д.

Вторым важным фактором (независимо от показателей преломления и поглощения света), влияющим на результат отражения света, является характер поверхности, от которой происходит отражение.

Выше мы рассмотрели блески минералов, обусловленные зеркально гладкими поверхностями (т. е. гранями кристаллов и плоскостями спайности). Но если минерал в изломе имеет не идеально гладкую, а скрытобугорчатую или ямчатую поверхность, то стеклянные, алмазные и другие блески приобретают чуть тусклый оттенок. Отраженный свет при этом частично теряет свою упорядоченность, подвергаясь некоторому рассеиванию. Создается жировой или, как чаще говорят, жирный блеск. В этом явлении мы можем наглядно убедиться, если проследим за изменением блеска в свежем изломе каменной соли во влажном воздухе. Через несколько дней блестящие поверхности нам будут казаться как бы покрытыми тончайшей пленкой жира. Особенно это будет заметно в сравнении с плоскостями свежих сколов или вовсе выветрелыми поверхностями. Наиболее типичными примерами жирного блеска могут служить блеск самородной серы в изломе или блеск элеолита (нефелина), подвергшегося едва заметному разложению.

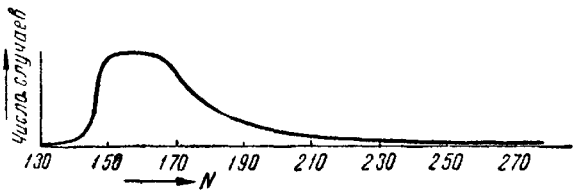


Рис. 21. Относительная распространенность минералов с различными показателями преломления

Поверхности с более грубо выраженной неровностью обладают восковым блеском. Особенно это характерно для скрытокристаллических масс и твердых светлоокрашенных гелей. Таковы, например, часто встречающиеся блески кремней, коллоидных масс минералов группы галлуазита и др.

Наконец, если тонкодисперсные массы вдобавок обладают тонкой пористостью, то в этом случае падающий свет полностью рассеивается в самых различных направлениях. Микроскопические поры являются своего рода «ловушками» для света. Поверхности такого рода носят название матовых. Примерами могут служить: мел, каолин (в сухом состоянии), различные охры, сажистый пиролюзит (MnO_2), тонкопористые массы гидроокислов железа и т. д.

Для некоторых минералов, обладающих явно выраженной ориентировкой элементов строения в одном или двух измерениях в пространстве, наблюдается своеобразное явление, связанное с блеском, так называемый отлив минерала.

В минералах с параллельноволокнистым строением (асбест, немалит, селенит и др.) мы всегда наблюдаем типичный шелковистый отлив. Прозрачные минералы, обладающие слоистой кристаллической структурой и, в связи с этим, резко выраженной совершенной спайностью, имеют характерный перламутровый отлив (примеры: мусковит, пластинчатый гипс, тальк и др.). В том, что появление перламутрового блеска связано именно со слоистостью, легко убедиться, если мы сложим в пачку тонкие покровные или оконные стекла и взглянем на них сверху. Мы, действительно, увидим своеобразный отлив, совершенно похожий на блеск жемчужин.

СПАЙНОСТЬ И ИЗЛОМ

Спайностью называется способность кристаллов и кристаллических зерен раскалываться или расщепляться по определенным кристаллографическим направлениям. Это свойство кристаллических сред связано исключительно с внутренним их строением и для одного и того же минерала не зависит от внешней формы кристаллов (например, у ромбоэдрических, скаленоэдрических и призматических кристаллов или даже совершенно неправильных кристаллических зерен кальцита наблюдается всегда одна и та же форма спайности по ромбоэдру). Поэтому этот признак, являющийся характерным для каждого данного кристаллического вещества, служит одним из важных диагностических признаков, помогающих определить минерал. Не случайно многие минералы называются шпатами (полевые шпаты, тяжелый шпат, плавиковый шпат, исландский шпат и т. д.)[1]. Об этом же говорят названия таких минералов, как ортоклаз (спайность под прямым углом), плагиоклаз (под косым углом) и др.

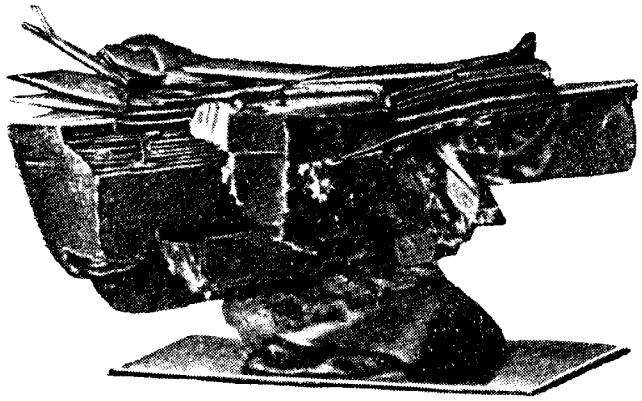


Рис. 22. Весьма совершенная спайность слюды

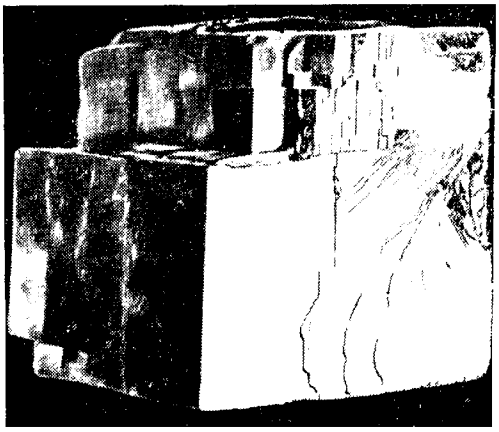


Рис. 23. Совершенная спайность каменной соли

Практически важно различать степень совершенства проявления спайности. С этой точки зрения принята следующая пятиступенчатая шкала.

1. Спайность весьма совершенная (например, в слюдах и хлоритах). Кристалл способен расщепляться на тонкие листочки (рис. 22). Получить излом иначе как по спайности весьма трудно.

2. Спайность совершенная (например, в кристаллах кальцита, галенита, каменной соли и др.). При ударе молотком всегда получаются выколки по спайности, внешне очень напоминающие настоящие кристаллы (рис. 23). Например, при разбивании галенита получаются мелкие правильные кубики, при раздроблении кальцита—правильные ромбоэдры и т. п. Получить излом по другим направлениям (не по спайности) довольно трудно.

3. Спайность средняя (например, в кристаллах полевых шпатов, роговых обманок и др.). На обломках минералов отчетливо наблюдаются. как плоскости спайности, так и неровные изломы по случайным направлениям

4. Спайность несовершенная (например, у апатита, касситерита, самородной серы и др.). Она. обнаруживается с трудом, ее приходится искать на обломке минерала. Изломы, как правило, представляют собой неровные поверхности.

5. Спайность весьма несовершенная, т. е. практически отсутствует (например, у корунда, золота, платины, магнетита и др.). Она обнаруживается в исключительных случаях. Такие тела обычно имеют

[1] К шпатам издавна относят те, не имеющие металлического блеска, минералы, которые обладают хорошей спайностью в нескольких направлениях («спате» по-гречески—пластина).

раковистый излом, т. е. похожий на поверхность раковины с концентрически расходящимися ребрами, подобно тому, как это наблюдается в излом шлаков, простых стекол или вулканического стекла—обсидиана (рис. 24). У самородных металлов бывает характерен занозистый излом, у сульфидов—мелкораковистый по кривым поверхностям.

В различных минералах, обладающих спайностью, плоскости последней ориентированы по определенным кристаллографическим направлениям, и притом не одинаково для различных типов кристаллических решеток: у галенита и каменной соли—по кубу, у карбонатов—по ромбоэдру, у роговых обманок и пироксенов—по призме—у слюд и хлоритов—только по пинакоиду. Нередко различно ориентированные плоскости спайности в одном и том же минерале имеют различную степень совершенства. Например, у кристаллов гипса, относящихся к моноклинной сингонии, наблюдаются следующие спайности: по второму пинакоиду {010}—весьма совершенная, по пирамиде {111}—средняя и по первому пинакоиду {100}—несовершенная. Количество направлений спайности в ряде случаев также является важным диагностическим признаком. Например, такие весьма похожие друг на друга по ряду внешних признаков (цвету, твердости, блеску и др.) минералы, как сфалерит—ZnS и вольфрамит—$(Fe,Mn)WO_4$, отличаются друг от друга тем, что в кристаллах или зернах сфалерита наблюдается несколько направлений спайности по {110}, тогда как у вольфрамита совершенную спайность мы всегда находим только в одном направлении по {010}, вдоль вытянутости кристаллов или зерен.

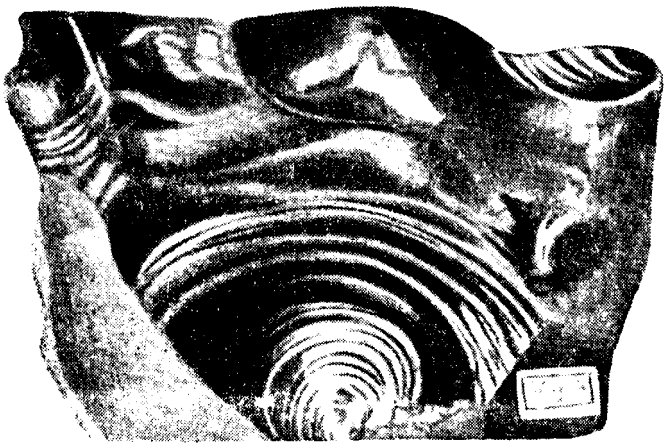


Рис. 24. Раковистый излом обсидиана

Явление спайности в кристаллах объясняется, как показал Г. В. Вульф, различием сил сцепления между структурными единицами в кристаллической решетке в различных направлениях. Плоскостям спайности отвечают наименьшие величины сил сцепления, т. е. они проходят по направлениям наименьшего числа связей.

Кроме спайности, в кристаллах могут наблюдаться также плоскости о т д е л ь н о с т и, обусловленные, по предположению Н. В. Белова, «прокладками» субмикроскопических веществ иного состава, закономерно ориентированных вдоль плоскостей плотнейшей упаковки. В отличие от спайности, они не являются строго плоскими и обычно ориентированы в одном направлении.

ТВЕРДОСТЬ

Под твердостью[1] подразумевают степень сопротивления, которое способен оказать данный минерал какому-либо внешнему механическому воздействию, в частности царапанию.

В обычной минералогической практике применяется наиболее простой способ определения твердости царапанием одного минерала другим, т. е. устанавливается относительная твердость минералов. Для оценки этой твердости принимается шкала Мооса, представленная десятью минералами,

[1] Понятие «твердость тела» до сих пор с определенностью не установлено, несмотря на большие исследования этого вопроса Различают твердости царапания, сверления, давления, шлифования. Результаты исследований всех этих методов показывают, что мы, по существу, имеем дело с неодинаковыми по своей природе физическими явлениями.

из которых каждый последующий своим острым концом царапает все предыдущие.

За эталоны этой шкалы приняты следующие минералы в порядке твердости от 1 до 10:

1	Тальк	$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$	
2	Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	
3	Кальцит	$CaCO_3$	
4	Флюорит	CaF_2	
5	Апатит	$Ca_5[PO_4]_3F$	
6	Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$	
7	Кварц	SiO_2	
8	Топаз	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$	
9	Корунд	Al_2O_3	
10	Алмаз	C	

Определение твердости исследуемого минерала производится путем установления, какой из эталонных минералов он царапает последним. Например, если исследуемый минерал царапает апатит, а сам царапается ортоклазом, то это значит, что его твердость заключается между 5 и 6.

Этот простой, хотя и грубый метод определения твердости минералов вполне удовлетворяет нас при диагностике минералов.

В пределах значений по шкале Мооса у большинства минералов на различных гранях и сколах твердость является более или менее постоянной, хотя известны примеры, когда она меняется в зависимости от направления царапания. Например, у минерала дистена (Al_2SiO_5) в направлении удлинения твердость равна 4,5, а в перпендикулярном направлении на той же плоскости—6—7. Поэтому не случайно этот минерал называется дистеном («ди» по-гречески — двояко, «стенос»—сопротивляющийся).

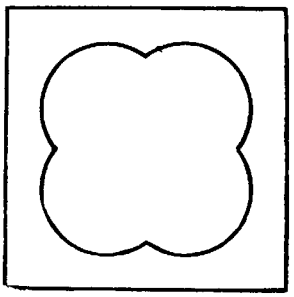


Рис. 25. «Розетка» твердости на грани куба каменной соли

Более точные определения твердости минералов с научно-исследовательской целью производят на специальных приборах—склерометрах с помощью специального алмазного или металлического острия. Мы не будем останавливаться на рассмотрении этих устройств. Приведем лишь некоторые выводы, полученные при детальном изучении явлений нарушения поверхностей кристаллов методом царапания.

Прежде всего выяснилось, что твердость кристаллических тел обладает векториальными свойствами (анизотропией), т. е. в различных направлениях в кристалле она не одинакова. Это относится даже к минералам кубической сингонии. В качестве примера на рис. 25 приведена «розетка твердости» на грани куба каменной соли.

Если испытываемая плоскость кристалла ориентирована перпендикулярно к плоскости спайности, то в направлении, параллельном следу плоскости спайности, она обнаруживает наименьшие, а в перпендикулярном направлении—наибольшие значения твердости.

С кристаллохимической точки зрения твердость кристаллических тел зависит от типа структуры и прочности связей атомов (ионов). Хотя в этой области мы располагаем еще очень неполными данными, все же некоторые положения установлены с достаточной степенью определенности.

Для ионных кристаллических тел путем сопоставления ряда эмпирических данных выявляется, что твердость, в общем, прямо пропорциональна плотности решеток. С увеличением межионных расстояний для данного типа соединений она падает:

	BeO	MgO	CaO	SrO	BaO	
Расстояние $A—X$ . . .	1,55	2,10	2,40	2,57	2,77	Å
Твердость по Моосу . .	9	6,5	4,5	3,5	3,3	

Установлено также, что для соединений, кристаллизующихся в одинаковой структуре и с близкими межионными расстояниями, с увеличением валентности, т. е. зарядов ионов, твердость возрастает.

Следует также указать, что скрытокристаллические, тонкопористые и порошковатые разности минералов обладают ложными малыми твердостями. Например, гематит (Fe_2O_3) в кристаллах имеет твердость 6, а в виде красной охры—меньше 1, что говорит практически об отсутствии сцепления между отдельными частицами в тонкодиспергированной массе гематита.

В целом главная масса природных соединений обладает твердостями в пределах от 2 до 6. Более твердые минералы принадлежат к безводным окислам и силикатам: кварц—SiO_2 (твердость 7), касситерит—SnO_2 (6—7), корунд—Al_2O_3 (9), минералы группы шпинели—$MgAl_2O_4$ (8), топаз (8), берилл (7,5—8), турмалин (7—7,5), гранаты (около 7) и др.

ХРУПКОСТЬ, КОВКОСТЬ, УПРУГОСТЬ

Эти свойства при диагностике минералов имеют второстепенное значение. Однако для ряда минералов они весьма характерны.

Под хрупкостью в минералогической практике подразумевается свойство минерала крошиться под давлением при проведении острием ножа царапины по его поверхности. При этом, например, минерал, известный под названием блеклая руда, «пылится», т. е. дает матовую черту с темным порошком по краям. Халькозин, похожий на него по внешним признакам, в этом случае дает гладкий блестящий след, что свидетельствует о его свойстве пластической деформации, т. е. о ковкости. Аналогичное явление, но в более резко выраженной форме обнаруживают ковкие самородные металлы (медь, золото, электрум, серебро и др.). Свойство ковкости их проявляется также и в том, что их зернышки на наковальне с помощью молоточка могут быть расплющены в тонкие пластинки.

Для ряда минералов, обладающих слабыми кристаллическими решетками, явление пластичности обусловливается скольжением, состоящим в параллельном перемещении слоев кристаллической среды вдоль одной или нескольких плоскостей (скольжения в каменной соли). В других минералах пластичность выражается в механическом двойниковании (например, в кристаллах кальцита).

Упругость, т. е. свойство вещества изменять свою форму под влиянием деформирующих сил и вновь ее восстанавливать по удалении их также характерна для некоторых минералов. Этим свойством обладают, например, слюды, чем они отличаются от кальцийсодержащих, так называемых хрупких, слюд, ломающихся при изгибе. Похожие на слюды хлориты при сильном изгибе хотя и не ломаются, но не восстанавливают своего прежнего положения. Минералы группы асбеста при их расщеплении дают тончайшее эластичное волокно, поддающееся текстильной обработке. Волокнистая разновидность гипса—селенит—этим свойством не обладает.

УДЕЛЬНЫЙ ВЕС

Удельные веса минералов колеблются в широких пределах: от значений меньше 1 (природные газы[1], жидкие битумы) до 23,0 (некоторые разности минералов группы осмистого иридия).

Главная масса природных органических соединений, окислов и солей легких металлов, расположенных в верхней части менделеевской таблицы, обладает удельными весами в пределах от 1 до 3,5: янтарь, твердые битумы (1,0—1,1), галит—$NaCl$ (2,1—2,5), гипс—$CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (2,3), кварц—SiO_2 (2,65), алмаз (3,5) и др. Лишь некоторые сюда относящиеся минералы имеют больший удельный вес; таковы, например, корунд и его разновидности—Al_2O_3 (4,0). Среди сульфатов особо выделяется барит—$BaSO_4$ (4,3—4,7), почему он и получил свое название («барос» по-гречески—тяжесть).

---

[1] Удельные веса природных газов определяются по отношению к воздуху.

Соединения типичных тяжелых металлов, занимающих нижнюю часть менделеевской таблицы, характеризуются средними удельными весами — от 3,6 до 9. Примеры: сидерит — $FeCO_3$ (3,7—3,9), сфалерит — ZnS (4,0), пирит — FeS_2 (5,0), магнетит — $FeFe_2O_4$ (4,9—5,2), гематит — Fe_2O_3 (6,0), англезит — $PbSO_4$ (6,4), церуссит — $PbCO_3$ (6,5), касситерит — SnO_2 (7,0), галенит — PbS (7,5), киноварь — HgS (8,0), уранинит — UO_2 (7,5—10).

Наибольшие удельные веса имеют самородные тяжелые металлы: медь (8,9), висмут (9,7), серебро (10—11), ртуть (13,6), золото (15—19), минералы группы самородной платины (14—20), минералы группы иридия и осмистого иридия (17—23).

Удельные веса минералов определяются в основном двумя способами: 1) методом вытеснения жидкости, т. е. путем взвешивания образца и измерения объема вытесненной им воды в сосуде, и 2) путем определения потери в весе минерала, погруженного в воду (абсолютный вес образца делят на потерю им веса в воде). Удельный вес мелких зернышек минерала определяется с помощью так называемого пикнометра или тяжелых жидкостей и весов Вестфаля, описываемых в специальных руководствах.

Довольно значительные колебания удельного веса, устанавливаемые для одного и того же минерала, наблюдаются сравнительно редко и, помимо изоморфизма, обычно бывают обусловлены мельчайшими включениями посторонних минералов, в том числе пузырьков газа и жидкостей.

Различие в удельных весах минералов широко используется при обогащении руд различными гравитационными методами с целью отделения нерудных минералов (кварца, кальцита, барита и др.) от рудных минералов (галенита, сфалерита, касситерита и др.). При обогащении получаются концентраты с повышенным содержанием полезных минералов.

МАГНИТНОСТЬ

Существует очень немного минералов, которые обладают явно выраженными магнитными свойствами. Минералы со слабыми парамагнитными свойствами легко притягиваются магнитом (бедные серой разности пирротина). Но имеются и такие минералы, которые сами представляют собой магнит, т. е. являются ферромагнитными и притягивают к себе железные опилки, булавки, гвозди (рис. 26). Таким свойством обладают магнетит, никелистое железо, некоторые разности ферроплатины. Наконец, известны диамагнитные минералы, отталкивающиеся магнитом (самородный висмут).

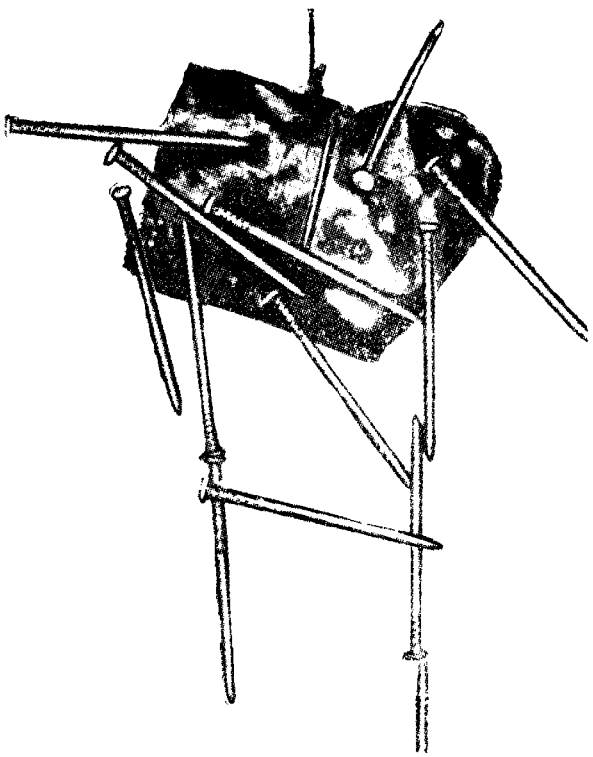


Рис. 26. Притягивание магнетитом железных гвоздей

Так как число минералов, обладающих магнитными свойствами, невелико, то этот признак имеет важное диагностическое значение. Испытание на магнитность производится при помощи свободно вращающейся магнитной стрелки, к концам которой подносится испытуемый образец.

Слабыми магнитными свойствами, не устанавливаемыми с помощью магнитной стрелки, обладает довольно большое количество минералов. На различии этих слабо выраженных магнитных свойств основано разделение минералов на фракции с помощью электромагнита при исследовании так называемых шлихов, т. е. тяжелой фракции минералов, получающейся при промывании.

В самом конце периодической системы Д. И. Менделеева располагается группа радиоактивных элементов урана—радия, представляющих совершенно особый интерес. Явления радиоактивности были открыты А. Беккерелем еще в 1896 г. Дальнейшее изучение их привело к открытию общих законов строения атома и к развитию так называемой ядерной физики.

Как известно, образование ионов, химических соединений и вообще все химические процессы обусловлены исключительно строением наружных электронных оболочек атомов и той энергией, которая выделяется при перегруппировках электронов; ядра атомов при этом не претерпевают никаких изменений Явления же радиоактивных превращений, наоборот, связаны с превращениями, происходящими в самих ядрах. В связи с этим необходимо напомнить о строении атомных ядер.

Установлено, что в строении атома принимают участие три основных вида частиц: протон и нейтрон в ядре и электрон в окружении ядра. Число протонов равно атомному номеру, а число нейтронов—разности между массовым числом (близким к атомному весу) и атомным номером.

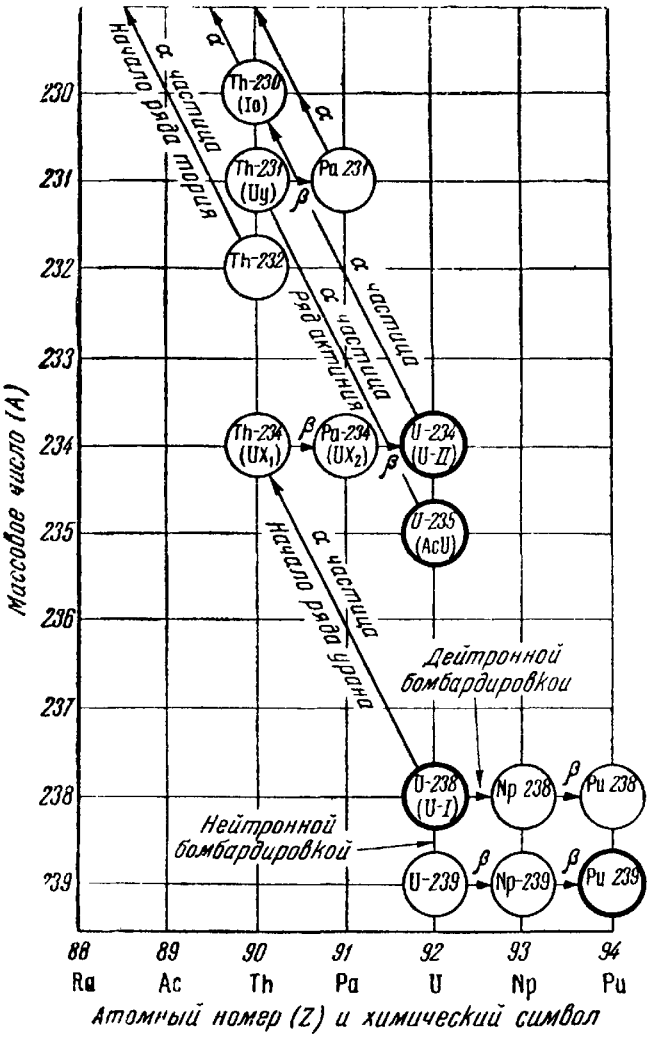


Рис. 27. Начальные участки трех рядов естественных радиоактивных превращений и искусственно полученные зауарановые элементы—нептуний и плутоний

Рассматривая периодическую систему элементов (табл. 1, стр. 24-25), легко видеть, что в первых рядах элементов числа протонов и нейтронов ядра атома обычно равны друг другу. По мере того как переходим к более тяжелым элементам, мы замечаем, что число нейтронов по сравнению с протонами постепенно возрастает (так полагается для достижения минимума энергии, а следовательно, и устойчивости ядра). В последнем ряду устанавливается уже весьма значительный избыток нейтронов по отношению к протонам. Например, ядро тяжелого урана U^{238} содержит 92 протона и 146 нейтронов (238—92), а ядро изотопа U^{235} — на три нейтрона меньше (при том же числе протонов).

Эти последние элементы периодической системы обладают не вполне устойчивыми ядрами атомов. Для таких элементов весьма характерны явления так называемого радиоактивного распада, выражающиеся в непрерывном испускании:

1) α-частиц, т. е. ядер атомов гелия, обладающих атомным номером 2 и массовым числом 4; они выбрасываются с громадной скоростью и ионизируют воздух, т. е. делают его проводником электричества; испускание этих частиц приводит к тому, что атом данного элемента последовательно превращается в атомы более легких элементов, причем атомный номер при вылете каждой частицы уменьшается на 2, а масса—на 4 единицы;

2) β-частичек, равнозначных электронам; испускание одной такой частички, естественно, приводит к увеличению заряда ядра

на единицу (при сохранении массового числа); следовательно, и атомный номер продукта превращения увеличивается на единицу;

3) γ-лучей, представляющих собой электромагнитное излучение, подобное рентгеновским лучам.

Это непрерывное превращение атомов, сопровождающееся большим расходом энергии, протекает вне зависимости от температуры и давления. Конечными продуктами, образующимися в результате последовательных испусканий α- и β-частиц, являются устойчивые изотопы свинца. Скорость распада образующихся промежуточных атомов колеблется в весьма широких пределах—от долей секунды до миллиардов лет. Время, необходимое для распада половины всего количества атомов данного изотопа, называется «периодом полураспада». Оно для каждого изотопа постоянно.

Установлены три ряда последовательных радиоактивных превращений: 1) ряд урана, начинающийся с урана I U^{238} (рис. 27), в котором, в числе промежуточных продуктов распада, образуется и радий с периодом полураспада 1600 лет; 2) ряд актиния, начинающийся с другого изотопа урана—U^{235} и включающий в числе промежуточных продуктов превращений актиний, и 3) ряд тория, начинающийся с изотопа Th^{232}.

Радиоактивность минералов определяется по производимой ими ионизации воздуха с помощью электроскопов, ионизационных камер и различных систем счетчиков. Урансодержащие минералы, способные излучать химически активные лучи, оказывают также сильное воздействие на фотографическую пластинку. Этим пользуются для получения так называемых радиографий. С этой целью отполированный образец руды в темной комнате или в ящике для проявления кладут на фотопластинку на определенное время. Активные лучи в светочувствительном слое производят обычное химическое действие. После проявления места сильного почернения будут указывать на наличие урансодержащих минералов. На позитивном изображении радиографии, т. е. на фотобумаге, светлые участки будут отвечать минералам, богатым радиоактивными элементами, черные—минералам, не содержащим их.

Явлениями радиоактивного распада, протекающего в течение огромных периодов времени, пользуются при определении абсолютного геологического возраста различных пород, в которых в свое время образовались радиоактивные минералы. Это определение возраста возможно прежде всего потому, что скорость распада каждого радиоактивного вещества не только постоянна, но и не зависит ни от температуры, ни от происходящих химических реакций. Вторым важным обстоятельством является то, что содержание конечных продуктов распада (гелия и свинца) минерала находится в прямой зависимости от времени, истекшего с момента образования радиоактивных минералов.

ЛЮМИНЕСЦЕНЦИЯ (СВЕЧЕНИЕ)

Свечение минералов может происходить под влиянием различных факторов: при нагревании (например, у флюорита), под влиянием давления, изредка при растворении (а также при кристаллизации некоторых соединений), наконец, при облучении ультрафиолетовыми, катодными и другими коротковолновыми лучами. Для нас наибольший интерес представляют последние случаи свечения минералов.

Явление люминесценции наблюдается в темноте[1]. Минералы, обладающие этим свойством, под влиянием облучения начинают светиться и кажутся окрашенными в те или иные цвета, иногда очень яркие. Истинная

[1] Источниками получения ультрафиолетовых лучей служат ртутная кварцевая лампа или искровой разрядник, а катодных лучей—катодные трубки как с горячим, так и с холодным катодом, причем в последнем случае явления люминесценции наблюдаются в вакууме.

природа этого сложного явления еще недостаточно выяснена, но ясно лишь одно: в силу каких-то временных нарушений, происходящих в электростатическом равновесии в кристаллических решетках, возбуждающий невидимый коротковолновый свет превращается в более длинноволновый, видимый отраженный свет. Следует заметить, что в катодных лучах люминесцирует большее количество минералов, чем в ультрафиолетовых лучах.

Этим путем чрезвычайно легко удается установить в породе вкрапления таких минералов, которые не так легко бывает уловить на глаз; например, таких важных, как шеелит ($CaWO_4$), сильно светящийся под лучами ртутной кварцевой лампы красивыми голубыми (реже зеленоватыми) тонами, легко отличающими его от других минералов, затем алмаз, флюоресцирующий бледноголубым или желтовато-зеленым цветом, флюорит (CaF_2)—яркими синими тонами и др. Очень эффектны свечения минералов, содержащих уран, битумов различного состава и пр.

В то же время этот способ обнаружения искомых минералов нельзя назвать безотказным, так как встречаются иногда разности того же шеелита или алмаза, совершенно не реагирующие на ультрафиолетовые или катодные лучи. Для ряда минералов установлено, что существенную роль в свечении играют примеси посторонних веществ, присутствующие часто в совершенно ничтожных количествах. В искусственных светящихся соединениях замечено, что окраска свечения меняется, если в веществе одновременно присутствуют различные по составу примеси. Окраска иногда гасится (например, свечение, вызванное присутствием меди, гасится висмутом). Интересно также, что один и тот же минерал, но из разных месторождений, дает не одинаковые окраски свечения (например, карбонат кальция). Причины этого явления с достоверностью пока не установлены.

ПРОЧИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛОВ

Из многочисленных других свойств минералов (теплопроводность, электропроводность, пироэлектрические и пьезоэлектрические свойства, детекторные свойства, плавкость, растворимость и пр.) укажем лишь те, которые имеют наибольшее диагностическое значение, т. е. в ряде случаев помогают определить минерал или проверить сделанное определение. Упомянем также о тех свойствах, которыми пользуются в своей практике рудокопы.

Такие свойства, как р а с т в о р и м о с т ь, п л а в к о с т ь, о к р а ш и в а н и е п л а м е н и, п е р л о в б у р ы и др., требуют специальной постановки их исследований. Они подробно рассматриваются в курсе паяльной трубки, и потому здесь мы на них останавливаться не будем. Укажем некоторые другие свойства минералов, которыми иногда пользуются поисковики, горнорабочие и старатели при поисках или разведке месторождений полезных ископаемых.

З а п а х, издаваемый некоторыми минералами при ударе или разломе, иногда указывает на присутствие тех или иных элементов в руде. Например, самородный мышьяк, арсенопирит (FeAsS) и другие арсениды металлов при резком ударе издают характерный чесночный «запах мышьяка», особенно сильно чувствуемый при нагревании и прокаливании на огне. Нефтяные газы часто содержат сероводород, обладающий также характерным запахом. По этому же признаку узнаются сероводородные источники. Иногда жильный кварц, с которым бывают связаны минералы редких металлов, при раскалывании выделяет своеобразный неприятный запах, что в рудокопной практике в некоторых случаях является руководящим признаком. У ряда полезных ископаемых различают «глинистые запахи» и т. д.

Некоторые минералы, особенно в порошковатых массах, иногда легко узнаются н а о щ у п ь. Например, всем известный тальк на ощупь кажется жирным, чем отличается от похожего на него пирофиллита. Точно так же порошковатые разности ярозита—$KFe_3[SO_4]_2[OH]_6$ при растирании между

пальцами дают ощущение жирного, салящего вещества, что отличает ярозит от охристых, похожих по цвету масс лимонита—$HFeO_2 \cdot aq$, кажущихся при той же манипуляции жесткими, песчанистыми.

При определении качества некоторых полезных ископаемых, употребляемых в пищу, прибегают к вкусовым ощущениям, например при поисках и разведке поваренной соли, артезианских питьевых вод и др.

Наконец, некоторую помощь, особенно в рудокопной практике, оказывают звуковые явления. Забойщики в этом отношении нередко обладают виртуозными способностями. Известно, например, что массы церуссита ($PbCO_3$) при падении на пол издают звук, похожий на звук, производимый падением стекла. Точно так же в забоях различные по крепости породы и руды при ударах горными инструментами издают отличающиеся друг от друга звуки, к которым можно привыкнуть лишь при большой практике.

Таким образом, в определении минералов в полевой практике, как мы видим, могут принимать участие различные органы наших чувств: зрения, осязания, обоняния, вкуса и слуха. Исключительную роль играют, конечно, зрение и развивающаяся при опыте зрительная память.

Глава III

О МЕТОДАХ ДЕТАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В студенческой практике, для того чтобы научиться простыми методами определять распространенные в земной коре минералы, приходится иметь дело с более или менее крупными кристаллами или же с однородными минеральными массами. Для этой цели обычно пользуются внешними диагностическими признаками изучаемых минералов, описанными в главе II. Многие из минералов, особенно те, которые могут содержать ценные для промышленности металлы, требуют дополнительных исследований с помощью паяльной трубки и элементарных качественно-химических реакций, излагаемых в специально составленных определителях.

Однако более редко встречающиеся или трудно определимые простыми методами минералы, обнаруживаемые при систематических минералогических исследованиях, могут быть достоверно определены лишь при условии применения более совершенных методик. Необходимость этих детальных исследований появляется во всех случаях, когда возникает задача более полного познания состава природных образований: 1) при петрографическом изучении горных пород, необходимом для составления геологических карт; 2) при освоении какого-либо нового месторождения, в связи с чем ставится задача всестороннего изучения вещественного состава руд с целью решения вопросов о комплексном использовании всех компонентов сырья; 3) при специальных исследованиях в районах, особо интересных в минералогическом отношении; 4) при решении вопросов геохимии, требующих углубленных исследований минерального вещества, и т. д.

При детальном изучении минералов в случае необходимости применяют обычно следующие методы исследования: кристаллохимический, рентгенометрический, кристаллооптический, термический и химикоаналитический совместно с спектральным и иногда рентгеноспектральным анализом. Все эти методы подробно излагаются в специальных руководствах. Мы здесь укажем лишь, к чему они сводятся и когда применяются.

Кристаллохимический анализ, разработанный Е. С. Федоровым, может быть применен в тех случаях, когда мы имеем дело с кристаллами, и притом достаточно крупными, чтобы можно было измерить углы между гранями кристаллов на гониометре[1]. Этим путем удается не только установить сингонию и вид симметрии кристаллов, но и определить состав минерала. Е. С. Федоровым создан монументальный труд «Царство кристаллов» (1920), содержащий специальные таблицы по кристаллохимическому анализу.

[1] Для мелких кристалликов А. Н. Заварицким был предложен способ гониометрических исследований с помощью «федоровского столика» (Зап. мин. общ., 1929, стр. 280—297).

В последнее время его школой разрабатываются определители кристаллов с учетом углов между гранями, комбинаций простых форм и оптических констант. У нас в Союзе начал выходить в свет многотомный «Определитель кристаллов», составляемый коллективом авторов при Ленинградском горном институте.

Рентгенометрический анализ, применяемый для определения вещества путем сравнения рентгенограмм, может быть произведен различными методами, из которых наиболее употребительны: метод вращения кристалла

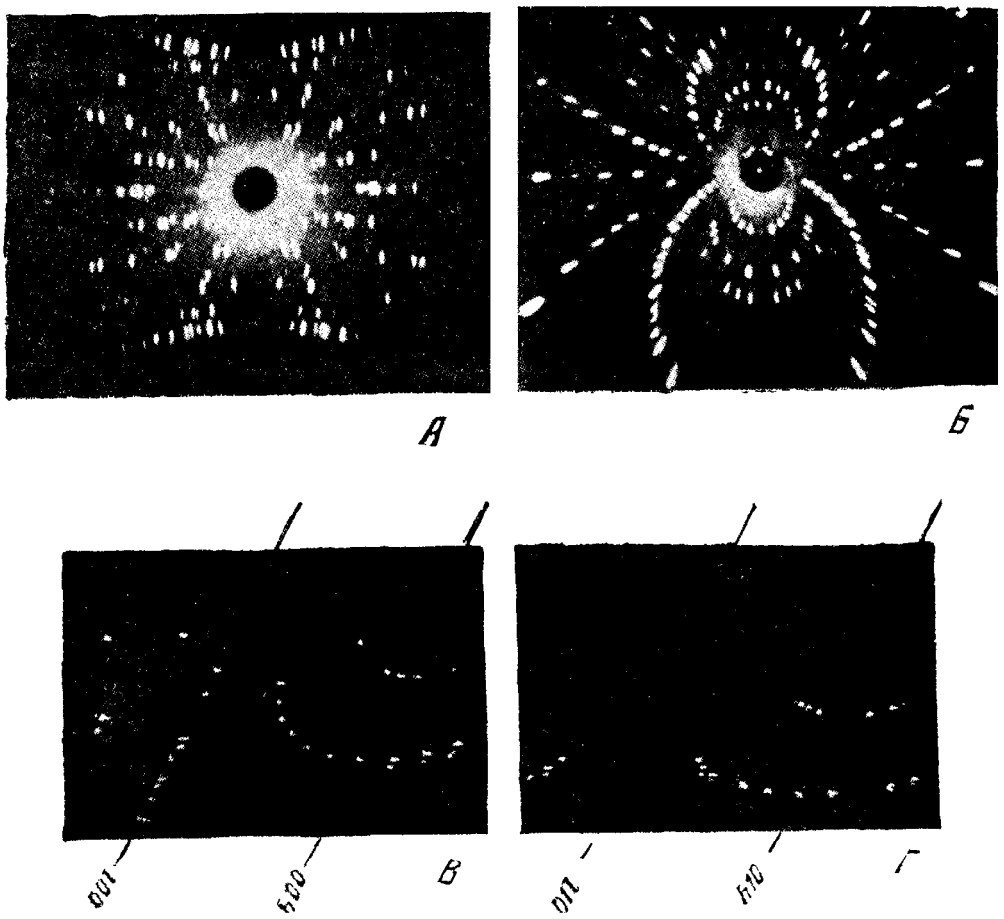


Рис. 28. Вверху слева (*А*) приведена рентгенограмма, полученная при облучении вращающегося кристалла монохроматическими рентгеновскими лучами; справа (*Б*)—лауэграмма, полученная при облучении неподвижного кристалла непрерывным спектром рентгеновской трубки. Внизу приведены рентгенограммы полученные по методу Вейссенберга (для хромовой слюды—фуксита): *В*—разрешение нулевой слоевой линии (*h*0*l*) и *Г*—разрешение первой слоевой линии (*h*1*l*)

(Поляни), метод рентгеновского гониометра (Вейссенберга) и метод порошка (Дебая).

Первые два метода применяются в тех случаях, когда мы имеем дело с монокристаллами. Под методом вращения кристалла подразумевается рентгеносъемка вращающегося кристалла при облучении монохроматическими рентгеновскими лучами. В противоположность этому, в методе Лауэ кристалл неподвижен и облучается непрерывным спектром рентгеновской трубки. Примеры рентгенограмм приведены на рис. 28. При более широко применяемой рентгеносъемке по методу Вейссенберга, помимо вращения кристалла, производится также поступательное движение цилиндрической пленки параллельно оси вращения кристалла, т. е. перпендикулярно к рентгеновскому лучу. Вид рентгенограмм, полученных по методу Вейссенберга, весьма характерен по расположению интерференционных пятен вдоль кривых (рис. 28); они позволяют сравнительно легко (геометрическим путем) производить расчет индексов.

Метод Дебая обладает тем важным преимуществом, что позволяет изучать агрегатные массы минерала, включая скрытокристаллические и тонкодисперсные вещества, и поэтому широко применяется в практике минералогов с целью диагностики. Рентгенограмма, называемая обычно дебаеграммой (рис. 29), получается в специальной камере на полоске светочувствительной пленки, на которой после проявления видны различной интенсивности линии—дужки (части колец, создаваемых конусами рентгеновских лучей, отраженных от наиболее плотно упакованных плоскостей в кристаллических осколках растертого испытуемого вещества).

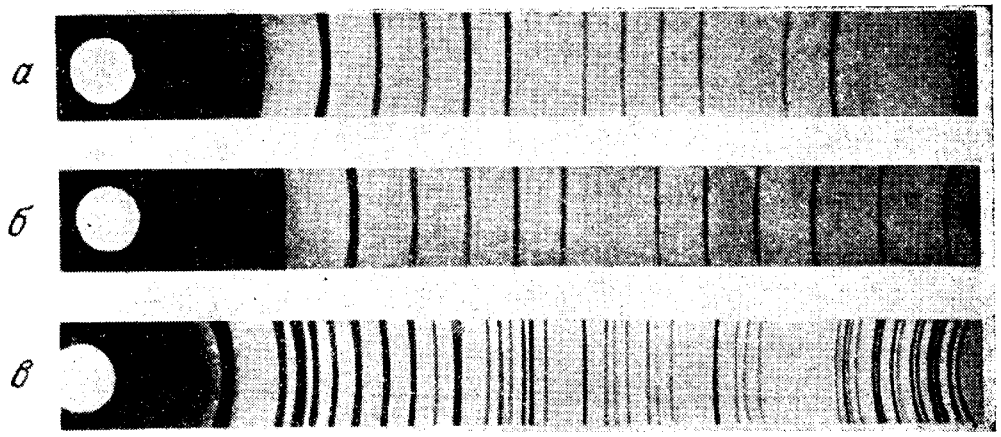


Рис. 29. Типичный вид дебаеграмм
а—сильвин (KCl), *б*—галит (NaCl), *в*—кварц (SiO_2)

Сравнивая полученную дебаеграмму (по интенсивности линий и вычисленным межплоскостным расстояниям) с дебаеграммами других известных веществ, на которые похоже по внешним признакам испытуемое вещество, можно точно определить данный минерал, имея результаты спектральных исследований и хотя бы некоторые оптические константы. Достоинство этого метода заключается также в том, что для получения дебаеграммы достаточно 5 $мм^3$ вещества в виде порошка; это важно особенно в тех случаях, когда не удается набрать материала для полного химического анализа. Следует, однако, указать, что очень тонкодисперсные вещества дают слабо выраженные, завуалированные дебаеграммы, а аморфные тела (в собственном смысле) вообще не обнаруживают отражения рентгеновских лучей.

В связи с этим упомянем также об электронографическом методе исследования тончайших пленок толщиной в несколько миллимикронов или чрезвычайно тонкодисперсных коллоидных масс. Этот метод основан на свойстве электронов закономерно рассеиваться при встрече с закономерно расположенными атомами, т. е. аналогично тому, что мы имеем для рентгеновских лучей. Разница заключается лишь в том, что рентгеновские лучи проходят в глубь кристаллического вещества, тогда как электронныи пучок способен проникать в глубину всего лишь до 0,01 μ (т. е. до одной стотысячной миллиметра). Получаемые при этом методе электронограммы имеют тот же вид, что и дебаеграммы.

Кристаллооптический анализ сводится к определению с помощью микроскопа ряда оптических констант, свойственных изучаемому минералу.

Прозрачные минералы горных пород и руд исследуются в тонких шлифах (толщиной около 0,02 *мм*) или в виде порошков. К числу оптических констант, подлежащих определению в изучаемом минерале, относятся: показатель преломления N (для оптически изотропных минералов) или главные показатели преломления Ng, Nm и Np (для анизотропных минералов), устанавливаемые с помощью специально подобранных иммерсионных жидкостей или более точно на микрорефрактометре; затем дву-

преломление $Ng—Np$, оптический знак (для анизотропных минералов), угол оптических осей $2V$ (для анизотропных двуосных минералов) и др. Этот метод определения прозрачных минералов с помощью поляризационного микроскопа в проходящем свете в последнее время достиг высокой степени совершенства, особенно для плагиоклазов, разработка методики определения которых на универсальном столике Е. С. Федорова (рис. 30) была завершена А. Н. Заварицким. Этим методом могут быть точно определены даже мельчайшие кристаллические зерна (диаметром в несколько сотых миллиметра), устанавливаемые в тонких прозрачных шлифах в виде включений. В этом заключается его большое достоинство. Разработаны специальные определители прозрачных минералов под микроскопом в виде таблиц. Они широко используются петрографами при микроскопическом изучении горных пород. Применение этого метода требует овладения работой на микроскопе и усвоения ряда специальных приемов исследования.

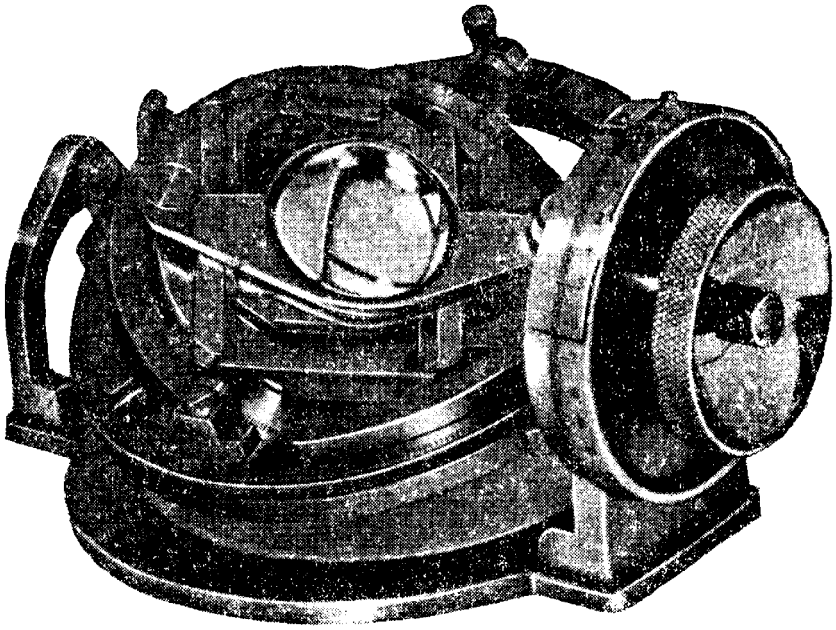


Рис. 30. Универсальный столик Е. С. Федорова

Непрозрачные минералы, слагающие главным образом руды месторождений металлических полезных ископаемых, а также встречающиеся в виде включений в горных породах, изучаются в зеркально отполированных шлифах в отраженном свете под микроскопом с помощью специального осветителя, называемого опак-иллюминатором. К числу оптических констант относятся: показатель отражения R (способность минерала отражать то или иное количество падающего света, измеряемая с помощью микрофотометрокуляра или фотоэлемента), а для оптически анизотропных двуосных минералов — главные показатели отражения Rg, Rm и Rp, двуотражение $Rg—Rp$ и др. Методика определения оптических констант для анизотропных, особенно двуосных, минералов еще не разработана. Тем не менее определение показателя отражения в комбинации с данными определения прочих свойств изучаемых под микроскопом минералов (твердость, цвет, отношение к реактивам и др.) оказывает большую услугу при изучении руд под микроскопом в отраженном свете. Этим путем во многих случаях могут быть определены даже мельчайшие включения рудных минералов размером в тысячные доли миллиметра.

Термический анализ, введенный в практику исследований акад. Н. С. Курнаковым, сводится к получению кривых нагревания (или охлаждения) вещества с целью установления эндо- и экзотермических эффектов, обусловливаемых физическими и химическими превращениями, происходящими в исследуемом веществе при повышении температуры (выде-

ление воды, окисление, восстановление, переход в новую полиморфную модификацию и др.).

Запись кривых нагревания производится обычно автоматически при помощи регистрирующего пирометра, соединенного с комбинированной (простой и диференциальной) термопарой, опущенной в тигель, разделенный специальной перегородкой на две части (рис. 31). В одну часть помещается измельченный испытуемый минерал, в другую—какое-либо эталонное индиферентное вещество (MgO, Al_2O_3 и др.). В ту и другую цепь включены зеркальные гальванометры (G_t и G_d), каждый из которых посылает свою световую точку на светочувствительную бумагу, натянутую на медленно вращающийся при помощи часового механизма барабан B[1].

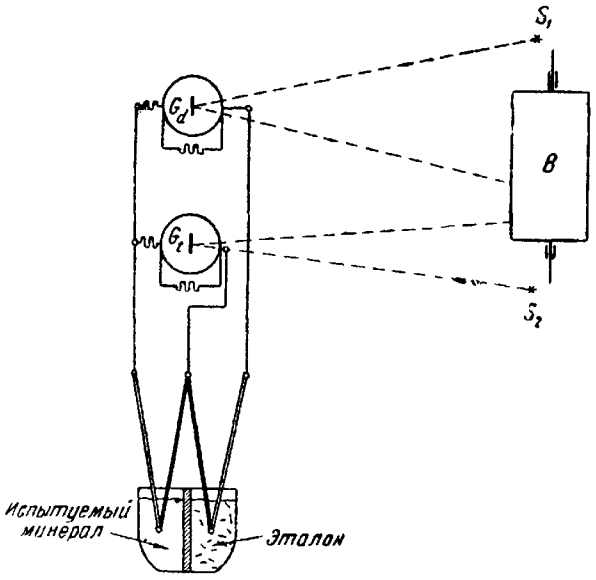


Рис. 31. Схема диференциальной и температурной записи термограмм с помощью самопишущего пирометра Н. С. Курнакова

S_1 и S_2—источники света; B—барабан; G_d и G_t—гальванометры диференциальной и простой термопар. Сплошной жирной линией показана платинородиевая проволока, двойной линией—платиновая проволока и тонкой линией—медная проволока

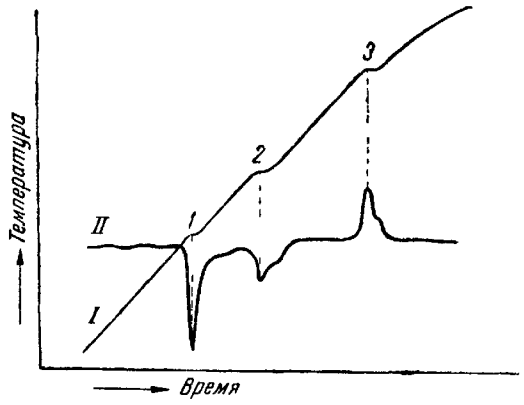


Рис. 32. Термограммы

I—запись обыкновенной термопарой; *II*—запись диференциальной термопарой

В процессе нагревания гальванометр простой термопары на светочувствительной бумаге записывает ход температурной кривой (рис. 32, кривая *I*), на которой в случае происходящих превращений в нагреваемом веществе фиксируются местные изменения наклона (*1*) или горизонтальные площадки (*2*), отвечающие эндотермическим эффектам (с поглощением тепла), или скачки вверх (*3*), свидетельствующие об экзотермических эффектах (с выделением тепла), происходящих при нагревании испытуемого вещества. Гальванометр, включенный в цепь диференциальной термопары, регистрирует только разность двух термоэлектродвижущих сил, т. е. разность температур индиферентного эталона и исследуемого вещества в процессе одновременного их нагревания. Поэтому на кривой диференциальной записи (рис. 32, кривая *II*) получаются более резко выраженные пики с вершинами, направленными вниз (эндотермические эффекты) и вверх (экзотермические эффекты), явно указывающие на превращения, происходящие в испытуемом веществе. В этом и заключается смысл получения диференциальной записи процесса нагревания (или охлаждения).

В минералогической практике этот метод обычно применяется при исследовании трудно определимых на глаз или другими способами скрытокристаллических и тонкодисперсных масс. Для ряда минеральных образований

[1] Запись производится в темной комнате; результаты записи проявляются как обычные фотоотпечатки.

(каолина, гидратов глинозема, гидроокислов железа, карбонатов, хлоритов и др.) получаются характерные кривые нагревания, способствующие определению минеральных видов.

Необходимо отметить, что само число минералов, для которых этим методом удается получить какие-либо характерные данные, имеющие диагностическое значение, составляет относительно небольшой процент от числа известных в природе минералов. К ним преимущественно относятся химические соединения, содержащие воду, гидроксил и углекислоту. Затем этим методом удается узнать природу лишь основной массы исследуемого вещества. Механические примеси, которые нас в большинстве случаев интересуют в испытуемых минеральных массах, при содержании их до 5—10%, за некоторыми исключениями, не устанавливаются.

С другой стороны, в ряде случаев при изучении минеральных веществ возникает необходимость более полного познания их свойств, особенно когда эти вещества приобретают практическое значение. Бывает важно точно знать, что происходит с данным веществом при нагревании. Для этой цели получение только кривых нагревания является недостаточным. Продукты, получающиеся в результате каждого установленного превращения вещества, требуют химического анализа, изучения оптических свойств и рентгенометрических исследований.

Важно знать точно температуры, при которых происходят эти превращения. Последнему требованию термограммы, как выяснилось, не всегда удовлетворяют: регистрация этих превращений самопишущими приборами обычно запаздывает, причем разница достигает 60—100° и больше. В этом отношении для минералов, содержащих воду и гидроксил, гораздо более точные данные можно получить из кривых дегидратации (обезвоживания) минералов при нагревании. Для этой цели испытуемое вещество в количестве 1—2 *г* или более, предварительно взвешенное вместе с платиновым тиглем, выдерживается в электрической печи последовательно при определенных температурах (с интервалом обычно 50°) до тех пор, пока потеря веса по сравнению с предыдущим взвешиванием не станет меньше 0,03—0,05%, и только после этого температура печи повышается на следующую ступень. Полученные таким путем кривые потери воды дают ясное представление о том, при каких температурах наступают превращения в веществе.

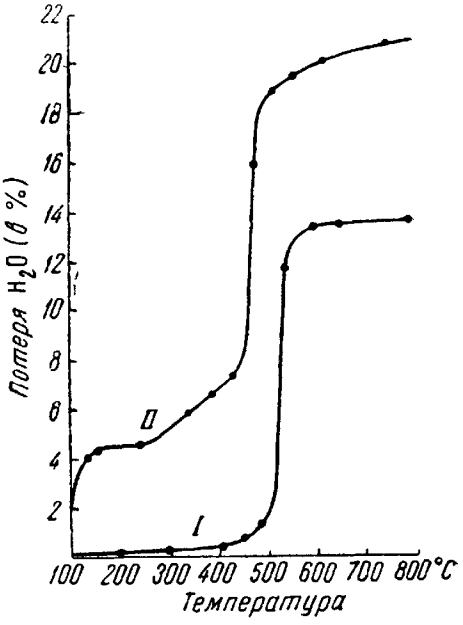


Рис. 33. Кривые обезвоживания каолинита (I) и галлуазита (II)

На рис. 33 приведены две кривые обезвоживания каолинита — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$ и галлуазита — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$. В то время как для каолинита (кривая *I*), не содержащего воды, а только гидроксильные группы OH, сильные изменения происходят в интервале температур 500—550°, в галлуазите (кривая *II*) молекулы кристаллизационной воды выделяются до 150° (первый скачок кривой), а гидроксильные группы—при температуре 450—500° (второй, высокий скачок кривой вверх). Как устанавливается рентгенометрическими исследованиями, с потерей гидроксильных ионов кристаллические решетки этих минералов разрушаются, показатель преломления сильно падает.

Химический анализ является сравнительно трудоемким и дорогим методом исследования. Поэтому к полным химическим анализам прибегают в тех случаях, когда имеются основания установить какую-либо новую разновидность или новый минерал, по ряду свойств отличающийся от известных минералов, либо когда без данных химического анализа невозможно

решить вопрос о разновидности изучаемого минерала, обладающего переменным составом, либо в тех случаях, когда минерал принадлежит к числу редких соединений, для которых известно ограниченное число полных анализов, и т. д.

Количество чистого, т. е. освобожденного от примесей, вещества, необходимое для полного химического анализа, должно составлять, как минимум, 1—2 *г*, что не всегда удается набрать, особенно для редко встречающихся и рассеянных в породе или руде мелких кристалликов или зерен минерала.

Если исследуемый минерал наблюдается в виде мелких кристаллических друз в пустотках, то его обычно предварительно отбирают каким-либо способом, например с помощью стальной иглы, всаженной в деревянную ручку. Полученную таким путем массу тщательно сортируют под бинокулярной лупой с помощью той же иглы, отбирая интересующий нас минерал в необходимом количестве для химического анализа и других видов исследований. Если минерал наблюдается вкрапленным в породу в значительном количестве, то породу в целом подвергают дроблению и измельчению, отсеивая каждый раз мелочь через сито с отверстиями 0,5, 1,0 *мм* или крупнее (в зависимости от размеров зерен вкрапленного минерала). Отборка минерала тем же способом производится под бинокулярной лупой.

В случае если минерал является акцессорным, т. е. крайне редко вкрапленным в породу, приходится прибегать к получению концентратов тем или иным механическим способом. При этом используется либо разница в удельных весах минералов (гравитационные методы), в магнитных свойствах (методы магнитной сепарации), либо отношение минералов к флотационным реагентам (методы флотации), к электричеству (электростатические методы) и т. д.

Из многочисленных гравитационных методов обогащения самым простым является разделение зерен минералов в тяжелых или вязких жидкостях (иодистый метилен, бромоформ, жидкость Туле и др.). В случае больших масс очень удобными для этой цели являются лабораторные гидравлические классификаторы со спирально восходящей струей воды в стеклянной цилиндрической трубке, а также лабораторные небольшие столы типа концентрационных столов Вильфлея или др. Для работы на этих приборах измельченный материал должен быть предварительно разбит на соответствующие классы по крупности зерна с помощью специально подобранных сит. Для тяжелых минералов той же цели, но в более грубом виде, можно достигнуть также путем промывки дробленого материала в старательском ковше или лотке; получающаяся при этом фракция тяжелых минералов носит название ш л и х а.

В тех случаях, когда приходится изучать состав землистых тонкодисперсных масс, прибегают к отмучиванию в стеклянных банках или к разделению на фракции по удельным весам с помощью центрифуги в жидких или вязких средах.

Из методов магнитной сепарации в лабораторной практике наибольшим распространением пользуется разделение минералов в тяжелых фракциях с помощью электромагнитов. Регулируя силу электротока, питающего катушки, и расстояния между полюсами, удается получать из шлихов речных россыпей до 10—15 почти мономинеральных фракций, очистить которые обычными путями не представляет большого труда.

Подготовленный для химического анализа материал предварительно должен подвергнуться спектральному анализу, если он не был произведен ранее. Этот анализ необходим для того, чтобы знать, какие химические элементы вообще содержатся в минерале и какие из них могут быть определены при химическом анализе. Следует заметить, что эти определения с помощью спектрографа производятся быстро, и притом в некоторых количественных соотношениях для элементов. Это и важно знать, прежде чем начать химический анализ.

Данные полного химического анализа, выраженные в весовых процентах, необходимо пересчитать на атомные (молекулярные) количества, с тем чтобы можно было вывести химическую формулу минерала. С этой целью данные весовых количеств каждого элемента (окисла) делят на его атомный вес («молекулярный вес» окисла)[1]. Полученные числа должны показывать, в каком отношении находятся данные элементы (или окислы), входящие в состав минерала. Необходимо указать, что соотношения компонентов, вычисляемые по данным химических анализов, никогда не бывают строго кратными в силу или недостаточно высокой точности самих анализов, или других причин. Приведем для иллюстрации два примера.

1) Данные химического анализа бурнонита из Нагольного кряжа:

	% по весу	Атомный вес	Атомное количество	Отношение
Pb	42,75	207,2	0,204	1
Cu	12,77	63,6	0,201	1
Sb	24,76	121,8	0,206	1
S	19,40	32,0	0,606	3
Сумма	99,68			

Таким образом, химическая формула минерала должна выразиться в виде: $PbCuSbS_3$.

2) Данные химического анализа родонита из месторождения Кызыл-Таш (Ю. Урал):

	% по весу	Мол. вес	Мол. кол.		Отношение
SiO_2	46,06	60,1	0,767		1
Al_2O_3	0,11	101,9	0,001		—
Fe_2O_3	Нет	—	—		—
FeO	1,83	71,8	0,025		
MnO	44,76	70,9	0,630	0,772	1
CaO	6,59	56,1	0,117		
Сумма	99,35				

Химическая формула этого минерала может быть выражена в виде: $(Mn,Ca)O \cdot SiO_2$ или $(Mn,Ca)SiO_3$.

Бывают случаи, когда не удается отобрать для химического анализа совершенно свободный от посторонних примесей минерал. Тогда при расчете данных химического анализа, если количество посторонней примеси невелико и минералогическая природа ее установлена, приходится вычислять состав интересующего нас минерала приблизительно, сообразуясь с микроскопическими данными исследований. Если же примеси присутствуют в больших количествах, то в этом случае пересчеты на минеральный состав не всегда будут внушать доверие.

Спектральный анализ в практике минералогических исследований стал применяться настолько широко, что во многих случаях заменяет метод паяльной трубки, особенно в лабораторных условиях. Этот метод определения присутствующих в минерале химических элементов основан, как известно, на том, что каждый химический элемент при достаточном нагревании испускает лучи определенных, характерных для него длин волн, устанавливаемые с помощью спектроскопа. Главными преимуществами спектрального анализа являются точность и быстрота определения содержащихся в минерале катионов металлов. Особенно это имеет значение при определении таких ценных редких металлов, как олово, молибден, индий, германий, галлий, кадмий и др. Мало того, для ряда металлов разработана методика определения примерного количественного значения содержания. Количество материала, требующегося для анализа, может быть ограни-

[1] Атомные веса берутся по таблице Менделеева. Молекулярный вес окисла составляется из суммы атомных весов элементов; например, для SiO_2 он равен $28,1 + 2 \times 16,0 = 60,1$.

чено несколькими миллиграммами. В этом также заключается важное достоинство этого метода.

Рентгеноспектральный (рентгенохимический) анализ основан на том, что испытуемое вещество, помещенное на поверхность антикатода, при действии катодных лучей испускает рентгеновы лучи определенной длины волны для каждого из содержащихся в нем химических элементов, т. е. аналогично тому, что мы имеем при обычном спектральном анализе. Важно лишь, чтобы напряжение, приложенное к электродам рентгенотрубки, было достаточным для возбуждения видимых лучей, характерных для того или иного элемента. Рентгеноспектральный анализ особенно ценен при количественном определении в минералах редких земель: Y, Nb, Ta, Hf, Re, определение которых обычными химическими методами составляет чрезвычайно трудоемкую задачу.

Наконец, необходимо указать на важность экспериментальных химических и физико-химических исследований с целью получения в лабораторных условиях искусственных соединений, отвечающих по составу природным соединениям—минералам. Этим путем, по крайней мере в некоторых случаях, удается получить совершенно аналогичные по внешним формам и составу соединения (например, урановые слюдки) и выяснить таким путем условия образования и кристаллизации природных соединений. В этом отношении для минералогов должны представлять исключительный интерес также исследовательские и экспериментальные работы химических и физико-химических институтов, занимающихся проблемами использования минерального сырья.

Глава IV

ОБРАЗОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ В ПРИРОДЕ

1. ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Образование и рост кристаллических фаз. Образование твердого кристаллического вещества может происходить различными путями: а) путем кристаллизации ж и д к о с т е й (расплавов или растворов), б) путем отложения кристаллов на стенках пустот из г а з о о б р а з н ы х продуктов возгона и в) путем перекристаллизации т в е р д ы х масс (в частности коллоидов). Главная масса природных кристаллических образований является результатом кристаллизации силикатных расплавов и водных растворов. Сюда относятся огромные массы изверженных кристаллических пород, подавляющее количество месторождений полезных ископаемых, кристаллические осадки соленосных бассейнов и др.

Кристаллизация любого охлаждающегося расплава теоретически должна начинаться при определенной температуре, отвечающей температуре плавления данного вещества. Точно так же и кристаллизация раствора должна начинаться в момент насыщения растворителя данным веществом. Однако, как показывает опыт, кристаллизация жидких фаз начинается при некотором п е р е о х л а ж д е н и и или п е р е с ы щ е н и и[1].

Степень переохлаждения или пересыщения жидкой среды зависит также от химического состава кристаллизующейся жидкости и, до некоторой степени, от давления. Изменение давления гораздо более существенное значение имеет при образовании кристаллов из охлаждающихся паров.

Процессы роста кристаллов в переохлажденном расплаве и в пересыщенном растворе совершенно одинаковы. Зарождение кристаллов может быть в ы н у ж д е н н ы м, если в жидкости уже присутствуют обломки или пылинки каких-либо твердых веществ, могущих по своим кристаллохимическим свойствам играть роль затравок, или с а м о п р о и з в о л ь н ы м, наступающим в отсутствии затравки в пересыщенных или переохлажденных растворах и расплавах.

При самопроизвольной кристаллизации в разных точках расплава или раствора возникают так называемые ц е н т р ы к р и с т а л л и з а ц и и, представленные кристаллическими зародышами. В первые моменты процесса кристаллизации (допустим, какой-либо однокомпонентной жидкости) вокруг этих центров кристаллизации в условиях свободного развития растут правильные кристаллики до тех пор, пока не создастся стесненная обстановка для дальнейшего развития кристаллографических форм (рис. 34—*А* и *Б*). При продолжении кристаллизации начинается борьба

[1] Следует помнить, что если переохлаждение жидкости как в лабораторных, так и в природных условиях представляет обычное явление, то, наоборот, перегрев кристаллического вещества (выше точки плавления) получить очень трудно. То же относится к пересыщению раствора и сохранению твердой растворимой фазы в разбавленных растворах.

за оставшееся пространство, и в конечном счете мы получим агрегат кристаллических зерен с неправильными внешними очертаниями (рис. 34—*В* и *Г*). В некоторых случаях в таких зернах удается даже наблюдать кристаллически-зональное строение отдельных зерен, свидетельствующее о постепенном их росте.

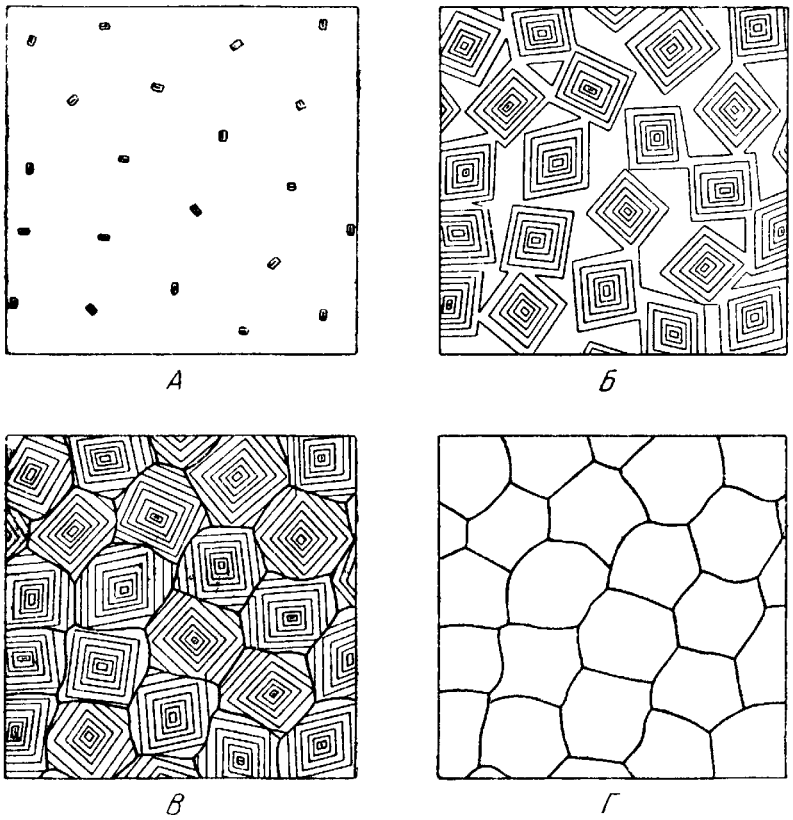


Рис. 34. Схема кристаллизации гомогенной жидкости

Установлена прямая зависимость между степенью переохлаждения или пересыщения жидкости и числом самопроизвольно возникающих в момент начала затвердевания центров кристаллизации: чем сильнее переохлаждена или пересыщена жидкость, тем больше число центров кристаллизации возникает в данном объеме в единицу времени (рис. 35); следовательно, тем меньшими размерами будут обладать кристаллические зерна в результате окончательного затвердевания жидкости (рис. 36).

Как условно показано на рис. 35, при относительно небольшом числе возникающих центров кристаллизации в результате образуются явно-кристаллически-зернистые агрегаты (*I*), при более сильном пересыщении

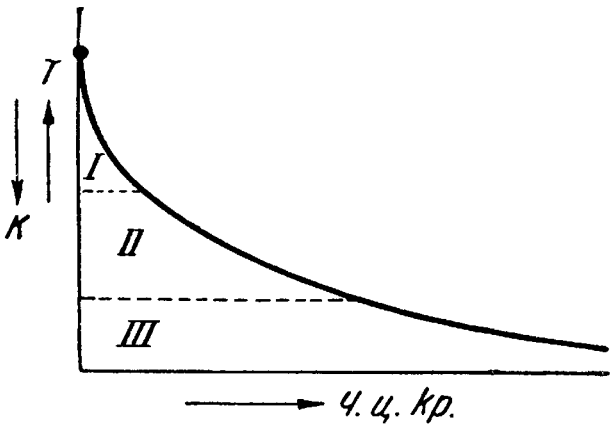


Рис. 35. Зависимость числа центров кристаллизации (ч. ц. кр.) от степени переохлаждения или перенасыщения
Т—температура; *К*—концентрация

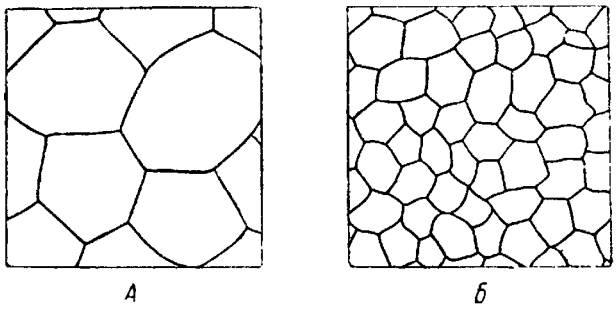


Рис. 36. Влияние числа центров кристаллизации на структуру агрегата
А—крупнозернистый агрегат; *Б*—мелкозернистый агрегат

или переохлаждении—скрытокристаллические агрегаты (*II*) и, наконец, при очень резком переохлаждении или пересыщении—аморфные или коллоидные массы (*III*).

Момент зарождения кристаллов в жидкости, по экспериментальным данным, зависит от разных причин: от химической природы вещества; от примесей, ускоряющих или задерживающих появление кристаллических зародышей; от механических сил (сотрясения раствора, трения о стенки сосуда); иногда от действия звука, света и т. д.

Около растущих в свободной среде кристаллов, как показывают опыты, возникают концентрационные потоки: пересыщенный раствор в области соприкосновения с кристаллом отдает ему избыток растворенного вещества, становится легче и поднимается кверху, уступая место новым порциям пересыщенного раствора. Скорость роста кристаллов тем больше, чем сильнее пересыщен раствор.

Если условия роста для каждой грани растущего кристалла остаются постоянными с момента зарождения, то форма кристаллов по мере их роста не меняется; увеличиваются только размеры их. Однако скорость прироста различных граней кристалла в единицу времени часто бывает не одинакова, что в результате приводит к уменьшению числа граней. Установлено также, что на форму кристаллов оказывают значительное влияние растворенные примеси других веществ. Так, например, хлористый натрий обычно кристаллизуется в форме кубов, но из растворов, содержащих, кроме NaCl, также $CaCl_2$ и $MgSO_4$, выделяется в виде октаэдров. При быстром росте кристаллов образуются неправильные формы. Главным образом это наблюдается в тех случаях, когда по тем или иным причинам нарушается равномерный приток питающего раствора (например, в средах с увеличившейся вязкостью в коллоидальных растворах и др.). В этих случаях наибольшее питание приобретают вершины и ребра растущих кристаллов, т. е. участки кристаллических решеток, наименее насыщенные валентностью. Это приводит иногда к искривлению граней с образованием воронкообразных углублений, а нередко к последовательному нарастанию кристалликов друг на друга (главным образом по вершинам). В результате образуются так называемые кристаллические скелеты, или дендриты, с определенным расположением ветвей в пространстве. Часто на концах таких ветвей наблюдаются утолщения и образование более крупных и более правильных кристаллических индивидов. Объясняется это, вероятно, тем, что во время кристаллизации вещества пересыщение раствора в прилегающих участках падает и наступают более нормальные условия для роста кристаллов.

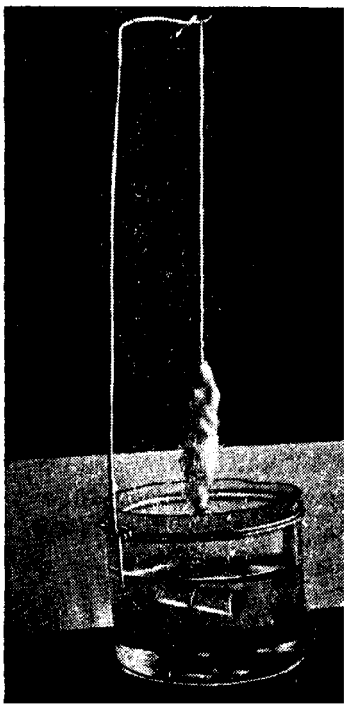


Рис. 37. Кристаллические образования NaCl, возникающие в воздушной среде на нитке, опущенной в насыщенный раствор. В качестве груза к нитке прикреплен обломок стеклянной палочки По О. П. Оглоблиной

Следует заметить, что кристаллы могут расти не только в жидких средах, т. е. за счет диффундирующих к кристаллу пересыщенных порций раствора, но также и в воздушной или газообразной среде при условии питания насыщенным раствором по капиллярным каналам. Об этом убедительно свидетельствует следующий опыт. Если в стакан с насыщенным раствором поваренной соли опустить хорошо смачивающуюся раствором хлопчатобумажную нить (рис. 37), то через некоторое время в условиях воздушной среды на нити образуется кристаллический агрегат за счет раствора, подымающегося под влиянием капиллярных сил вверх. В воздушной среде этот раствор за счет испарения воды подвергается сильному пересыщению, что и обусловливает кристаллизацию растворенного в нем вещества.

Нет никакого сомнения в том, что при медленном испарении растворителя таким путем могут возникнуть и хорошо образованные кристаллы. Многим, вероятно, известны также случаи роста из влажной почвы игл льда, наблюдаемых после ясных морозных ночей. Подобные же иглы вырастают в результате медленного высыхания влажных порошков легко растворимых в воде солей. например хлористого кальция. Весьма возможно, что

встречающиеся в пустотах длинноигольчатые кристаллы многих минералов возникли этим путем.

Наконец, образование кристаллов может происходить в газообразной среде и без питания жидким раствором, т. е. в случаях перехода вещества из парообразного состояния сразу в твердое при соответствующих температурах (ниже температуры плавления) и давлениях. Примером может служить образование снежинок в виде звездчатых кристаллов в воздухе или различных минералов как продуктов возгона в районах вулканической деятельности.

Во многих случаях характерной особенностью кристаллов и кристаллических зерен является наличие в них мельчайших включений посторонних веществ (твердых, жидких, газообразных). Большей частью ими обусловливается мутность или непрозрачность кристаллов. Они легко обнаруживаются при рассматривании под микроскопом тонких пришлифованных пластинок. Лишь в минералах, по своей природе непрозрачных, установление жидких и газообразных включений сопряжено с некоторыми трудностями.

Эти посторонние вещества, как показывает изучение их пространственного распределения, очевидно, механически захватывались кристаллом в процессе его быстрого роста. Они располагаются внутри его нередко вдоль определенных кристаллографических направлений. Таковы, например, включения вулканического стекла (затвердевших капелек магмы) в кристаллически-зональных плагиоклазах, или маточного жидкого раствора солей K, Na, Ca и др. или пузырьков газа, обычно в смеси с жидкостью, в мутных кристаллах кварца, кальцита, топаза и других минералов.

Любопытно, что газово-жидкие включения при нагревании при определенной температуре становятся однородной жидкостью (газ переходит в раствор), а по охлаждении газовый пузырек вновь обособляется. Этим путем в ряде случаев можно приблизительно установить температуру, при которой шла кристаллизация минерала, захватывавшего мельчайшие капельки раствора.

В некоторых случаях в газово-жидких включениях наблюдается даже третья твердая фаза (например кристаллики NaCl). При нагревании эти кристаллики, как показал Н. П. Ермаков, растворяются в жидкости первыми, а затем исчезает и газовый пузырек.

Кроме первичных газово-жидких включений, в кристаллах обнаруживаются также более поздние, вторичные включения, приуроченные к «залеченным» трещинкам в кристаллах (Г. Г. Леммлейн). Характерно, что во вторичных газово-жидких включениях исчезновение газового пузырька в капельках жидкости при нагревании наступает раньше, чем в первичных включениях. При дальнейшем нагревании в тех и других случаях происходит растрескивание кристаллической массы (столь сильное давление создается в жидких включениях).

Растворение кристаллов, могущее наступать в силу различных причин, характеризуется, согласно наблюдениям, следующими явлениями:

1) если при росте кристалла вершины и ребра его имеют тенденцию к ускоренному развитию, то при растворении они обнаруживают наибольшую скорость перехода в раствор, благодаря чему кристалл приобретает как бы оплавленную форму;

2) если при росте кристалла наиболее устойчивыми являются медленно растущие грани, то при растворении появляются те грани, которые обладают наибольшими скоростями растворения;

3) медленно растущие грани обычно имеют блестящие гладкие поверхности; при растворении медленно растворяющиеся грани часто выглядят матовыми;

4) в начальные моменты растворения на гранях нередко образуются мельчайшие многогранные углубления, носящие название фигур вытравления.

Следует еще раз подчеркнуть, что при кристаллизации жидкостей и возгонов хорошо развитые кристаллы могут образоваться лишь в условиях свободного роста. Чаще всего они наблюдаются в пустотах. В массивных породах и рудах кристаллы принадлежат минералам, кристаллизующимся первыми или обладающим большой кристаллизационной силой.

Если какой-либо раствор, пропитывающий данную породу, взаимодействует с ней по реакциям обменного разложения, то при этом, как правило, возникают новообразования за счет всей породы или некоторых составляющих ее минералов. Такой процесс носит название процесса з а м е щ е н и я, или м е т а с о м а т о з а. Примерами могут служить замещение кальцита гипсом при реакции с водой, содержащей серную кислоту:

$$\underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + H_2O + H_2SO_4 = \underset{\text{гипс}}{CaSO_4 \cdot 2H_2O} + CO_2$$

или замещение сфалерита ковеллином при реакции с раствором сульфата меди:

$$\underset{\text{сфалерит}}{ZnS} + \underset{\text{раствор}}{CuSO_4} = \underset{\text{ковеллин}}{CuS} + \underset{\text{раствор}}{ZnSO_4}$$

В случае избирательного метасоматоза (т. е. при замещении каких-либо определенных минералов породы) вновь образованный минерал, воспринявший внешнюю форму, а иногда и особенности внутреннего строения старого минерала, носит название м е т а с о м ы. В частном случае, когда замещению подвергается какой-либо кристалл, мы будем иметь дело с п с е в д о м о р ф о з о й, т. е. с чуждой для данного минерала кристаллической формой. При коллоидальном замещении органических остатков, например древесины, опалом или сульфидами железа нередко сохраняются все особенности их строения.

Наряду с этим в природе распространены случаи возникновения хорошо образованных кристаллов, развившихся путем метасоматоза в твердых средах (породах). Такие образования называются м е т а к р и с т а л л а м и и известны лишь для некоторых минералов. Примером являются прекрасно образованные кубические кристаллы пирита в сланцах, мраморах и других породах. Метакристаллы часто содержат внутри остатки незамещенных минералов вмещающей породы. Они нередко возникают вдоль направлений тончайших, почти незаметных трещин в породах, что говорит о несомненно более позднем их образовании по сравнению с породой.

Процессы перекристаллизации и преобразования минералов, совершающиеся в т в е р д ы х средах, происходят под влиянием существенного изменения физико-химических факторов равновесия систем, в частности в условиях так называемого регионального метаморфизма.

Минеральные агрегаты. В результате кристаллизации и затвердевания раствора или расплава образуется смесь сросшихся между собой кристаллических зерен, которая носит название минерального агрегата.

Агрегаты бывают м о н о м и н е р а л ь н ы м и, т. е. состоящими из кристаллических зерен одного минерала (например, штуф мрамора или магнетитовой руды), и п о л и м и н е р а л ь н ы м и, представленными несколькими, различными по составу и свойствам минералами (например, кусок гранита или медно-цинковой сульфидной руды).

По своему строению и морфологическим признакам минеральные агрегаты весьма разнообразны. Многие из них настолько типичны, что приобрели особые названия. Наиболее характерные морфологические особенности минеральных агрегатов обусловлены степенью кристалличности вещества. С этой точки зрения, прежде всего существенно отличаются друг от друга две боль-

шие группы: 1) явнокристаллические агрегаты и 2) скрытокристаллические и коллоидные массы.

Перечислим главнейшие типы минеральных агрегатов.

1. Зернистые агрегаты, сложенные кристаллическими зернами, иногда в комбинации с хорошо образованными кристаллами каких-либо минералов. Этот тип агрегатов пользуется наибольшим распространением в земной коре. Примерами могут служить полнокристаллические изверженные породы, многие сульфидные и другие руды месторождений полезных ископаемых и пр.

По величине слагающих зерен различают: 1) крупнозернистые агрегаты — с размером зерен свыше 5 *мм* в поперечнике; 2) среднезернистые—с зернами 1—5 *мм* в поперечнике, легко различимыми невооруженным глазом, и 3) тонкозернистые, зернистость которых устанавливается с помощью лупы или микроскопа (в тонких шлифах).

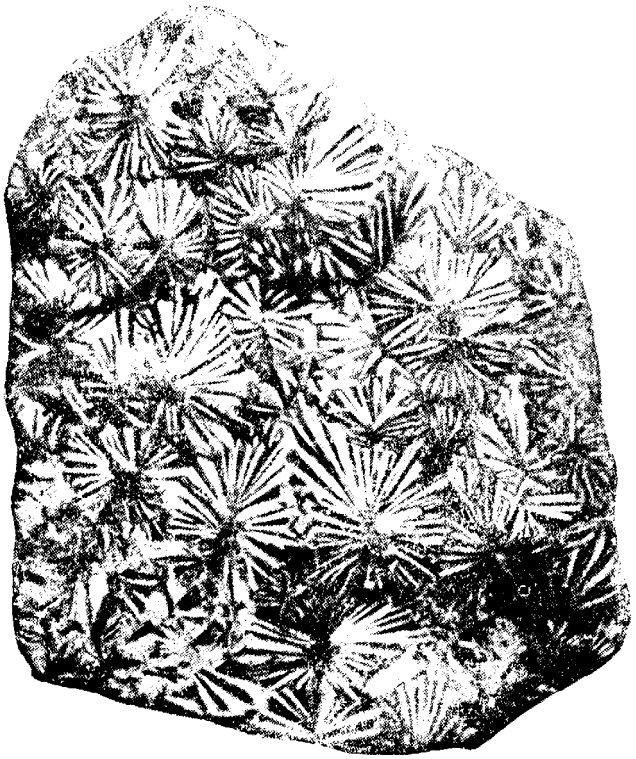


Рис. 38. Радиальнолучистые агрегаты пирофиллита

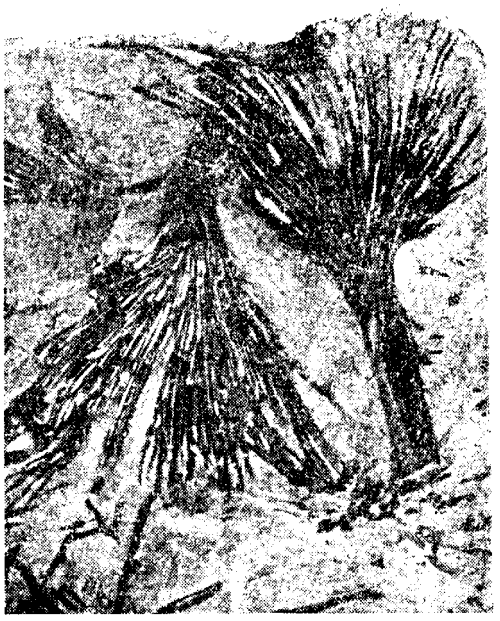


Рис. 39. Сноповидные агрегаты турмалина в серицито-хлоритовом сланце

Форма слагающих зерен также накладывает свой отпечаток на морфологические особенности агрегатов. Если агрегат сложен зернами более или менее изометрической формы, то его называют просто зернистым. Если же зерна имеют пластинчатый облик, то такие агрегаты называют листоватыми или чешуйчатыми—в зависимости от размеров слагающих индивидов. Наконец, встречаются агрегаты, индивиды которых имеют вытянутую в одном направлении форму, иногда с радиальным расположением (рис. 38); они носят названия шестоватых, игольчатых, волокнистых агрегатов. Распространены также агрегаты, сложенные минералами различных форм, например: слюдяные сланцы с изометрическими кристаллами граната, зернистые массы кварца с шестоватыми кристаллами турмалина и др. (рис. 39).

По степени заполнения пространства различают плотные и рыхлые зернистые агрегаты. Примером последних могут служить рыхлые кристаллические образования на дне усыхающих соленых озер.

2. Друзы представляют собой сростки хорошо образованных кристаллов, наросших на стенках каких-либо пустот. Примером могут служить часто встречающиеся друзы кристаллов кварца (рис. 40). Друзы интересны не только с кристаллографической точки зрения, но также потому, что в них

часто удается изучить последовательность выделения разных минералов, кристаллизовавшихся из последних порций растворов.

Сам факт наличия в друзах хорошо образованных кристаллов свидетельствует о том, что они возникли в свободном пространстве, т. е. в каких-либо первичных пустотах, полых трещинах, раздробленных породах и т. д. Размеры пустот бывают самые различные, начиная с мелких пор и кончая пещерами, называемыми иногда «хрустальными погребами», в которых стенки усеяны крупными кристаллами прозрачного кварца и других минералов.

Такие минеральные образования, в которых кристаллические индивиды, тесно соприкасаясь, вытянуты более или менее параллельно друг другу, носят название гребенчатых или щетковидных агрегатов. Очевидно, кристаллы, зародившиеся на стенках полости, еще в начальные моменты роста, вошли в соприкосновение друг с другом и в дальнейшем, в условиях стесненной обстановки, могли развиваться лишь в одном направлении, перпендикулярном к этим стенкам. К этой же категории образований относятся кристаллические корки, образованные мелкими, тесно сросшимися кристалликами, и щетки кристаллов.

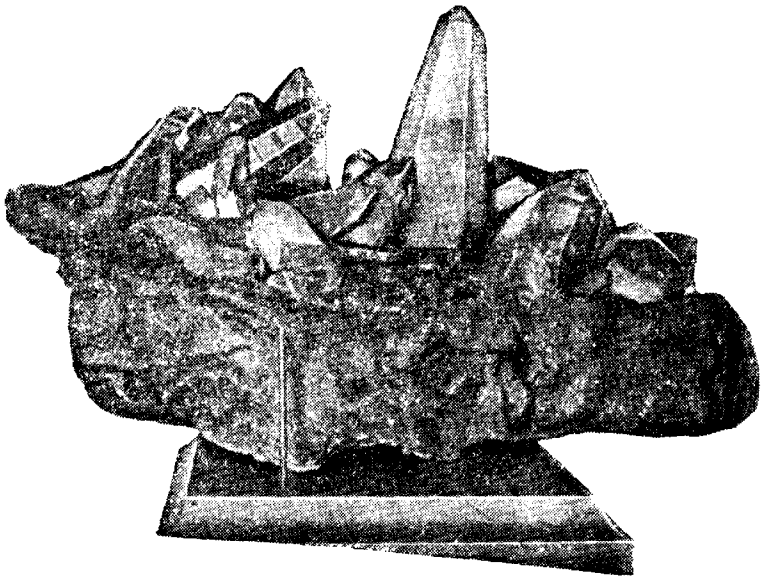


Рис. 40. Друза кристаллов кварца

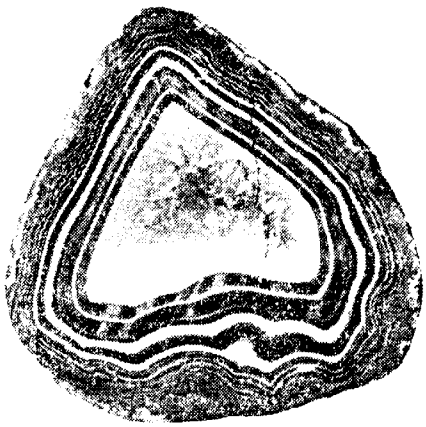


Рис. 41. Жеода

Как показывает изучение, в этих случаях первоначально возникшие многочисленные кристаллические зародыши развивают свой рост в самых произвольных направлениях. Однако в процессе дальнейшего роста в борьбе за пространство постепенно выживает все меньшее и меньшее число кристаллических индивидов, причем преимущественно продолжают развиваться те из них, направление наибольшего роста которых близко к перпендикуляру к поверхности зарождения кристаллов («принцип геометрического отбора»). Если эта поверхность вогнутая, то возникают радиально сходящиеся лучистые минеральные агрегаты, а если выпуклая—радиально расходящиеся игольчатые или столбчатые кристаллические массы.

3. Секреции образуются в результате заполнения неправильной, но обычно округлой формы пустот кристаллическим или коллоидным веществом. Характерной особенностью многих секреций является последовательное концентрически послойное отложение минерального вещества по направлению от стенок пустоты к центру. При этом отдельные слои нередко отличаются друг от друга по цвету и часто по составу.

Мелкие пустоты обычно нацело заполняются минеральным веществом. Иногда центральная часть бывает выполнена радиальноволокнистыми агрегатами какого-либо минерала, например цеолитов. В крупных же пустотах в центре нередко наблюдается полость, стенки которои устланы друзами кристаллов или натечными образованиями.

Мелкие секреции (до 10 *мм* в поперечнике) называются миндалинами, крупные—жеодами (рис. 41).

4. К о н к р е ц и и представляют собой шаровидные или не совсем правильной формы сферические стяжения и желваки (рис. 42), возникающие в рыхлых осадочных породах, главным образом в глинах, песках и землистых продуктах разрушения пород. Размеры конкреций колеблются в широких пределах — от миллиметров до десятков сантиметров, иногда до метров в поперечнике. Разрастаясь и соединяясь вместе, они образуют сложные по форме крупные тела.

Часто, но не обязательно, они возникают вокруг чужеродных тел, которыми во многих случаях являются органические остатки. В полированных разрезах песчанистых конкреций марказита и фосфорита бывает видно слоистое расположение песчинок, отвечающее слоистости самой породы. Этот факт говорит о том, что конкреции, по крайней мере отчасти, образуются после того, как породы сформировались. По всей вероятности, они вначале являлись коллоидными сгустками—гелями, впоследствии раскристаллизовавшимися. В изломе через центр они во многих случаях обнаруживают радиальнолучистое строение (рис. 42). Иногда наряду с этим наблюдается неясно выраженное концентрически-зональное строение минеральной массы.

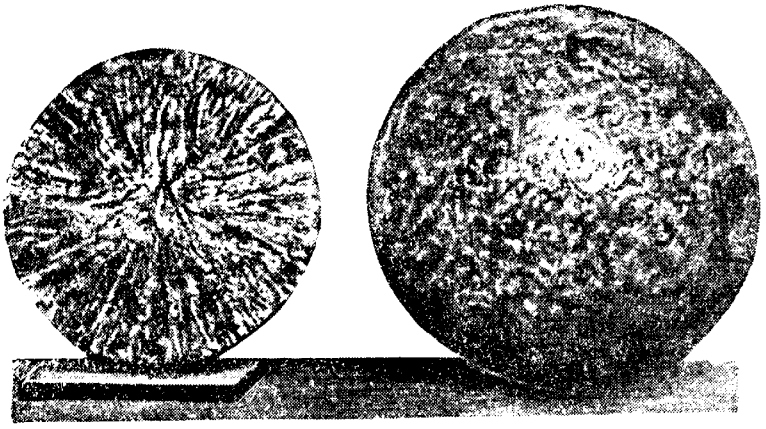


Рис. 42. Конкреции фосфорита. Левая конкреция показана в изломе

Таким образом, конкреции по своему происхождению существенно отличаются от рассмотренных выше секреционных образований. В противоположность последним, конкреции разрастаются вокруг какого-либо центра.

Наиболее часто в виде конкреций встречаются фосфорит, пирит, марказит, иногда сидерит, барит и др.

5. О о л и т ы по способу образования во многом аналогичны конкрециям. Это такие же сферические образования, но малых размеров (от десятых долей миллиметра до 5—10 *мм*), возникающие в водных средах вокруг взвешенных посторонних тел—песчинок, обломков органических остатков и даже пузырьков газа. Характерной особенностью оолитовых стяжений является их явно выраженная, довольно правильная концентрическая слоистость, иногда скорлуповатость. Аналогичные по форме, но не обладающие концентрической слоистостью образования называют псевдооолитами (бобовинами).

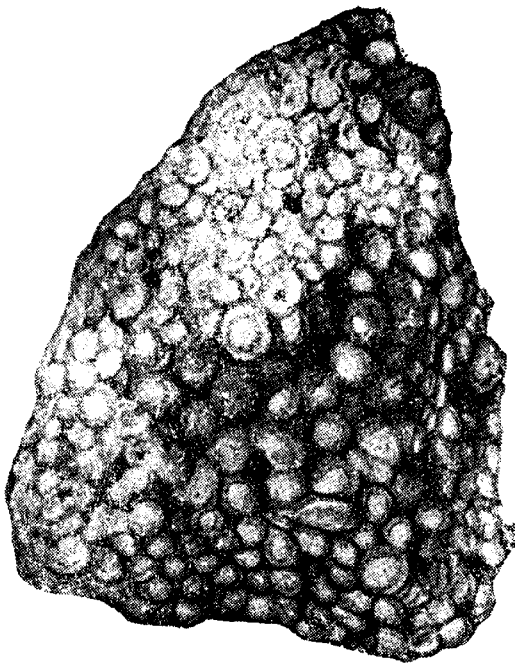


Рис. 43. Оолитовые стяжения $CaCO_3$

Образование современных известковистых оолитов происходит в движущейся воде во взвешенном состоянии, причем по мере достижения определенных размеров они падают на дно. Осадочные породы, состоящие из сцементированных оолитовых стяжений, в зависимости от размеров носят название икряных и гороховых камней (рис. 43).

6. Н а т е ч н ы е ф о р м ы минеральных образований возникают за счет коллоидов—гелей. Они, так же как и друзы кристаллов, наблюдаются в пустотах. Медленно мигрирующие коллоидные растворы, достигая пустот, обволакивают стенки их. Постепенно теряя испаряющуюся в полое простран-

ство воду (дисперсионную среду), они густеют и под влиянием силы тяжести свисают с верхних частей пустот в виде сталактитовых (рис. 44), почковидных (рис. 45), гроздевидных и прочих форм. В таком виде они в конце концов затвердевают. В нижних частях пустот за счет падающих капель возникают поднимающиеся кверху конусообразные сталагмиты, наблюдающиеся, впрочем, не для всех минеральных образований.

Размеры подобных образований могут быть самыми различными, начиная от микроскопических и кончая толстыми столбообразными сталактитами и сталагмитами арагонита и кальцита ($CaCO_3$) в больших пещерах.

В натечных формах могут встречаться самые различные минералы: гидроокислы железа (лимонит, гётит), гидроокислы марганца (псиломеланы), опал, малахит, гипс, арагонит, кальцит, сульфиды разных металлов и др.

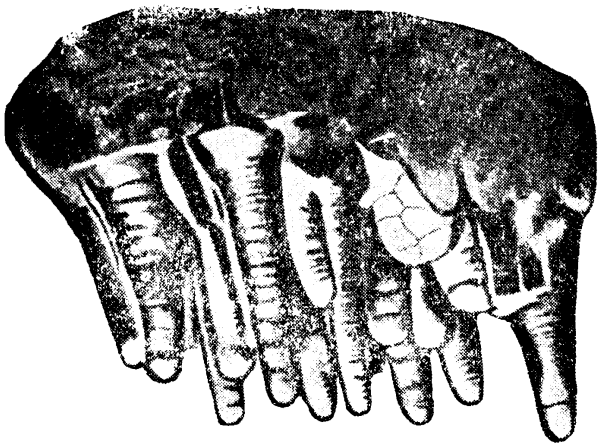


Рис. 44. Сталактиты лимонита

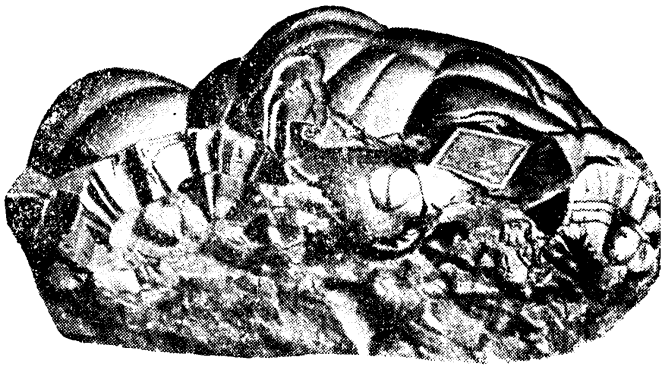


Рис. 45. Почковидные массы гематита

Как показывает изучение натечных образований в полированных образцах, они очень часто характеризуются концентрически-зональным строением (в поперечных разрезах). Это строение обусловливается чередованием зон, состоящих либо из одного и того же минерала, но различной окраски или с различными физическими свойствами (малахит, лимонит и др.), либо,—что гораздо реже,—из различных по составу минералов (например, лимонит, халцедон и малахит; лимонит и самородная медь, и др.). Различия в минеральном составе отдельных концентрических слоев свидетельствуют об изменении состава притекавших растворов в процессе роста натеков.

Выше указывалось, что коллоидные образования—гели—сравнительно легко подвергаются раскристаллизации. Для разных минеральных веществ этот процесс протекает не одинаково, что сказывается на строении получающихся кристаллических агрегатов. Например, натечные образования лимонита, полностью сохраняя внешнюю форму, превращаются в агрегат радиально расходящихся тонких волокон гётита и гидрогематита, расположенных перпендикулярно к поверхности отдельных концентрических слоев. Другие минеральные вещества раскристаллизовываются в более грубые радиально-лучистые агрегаты, причем реликтовые очертания концентрических слоев в изломе часто бывают все же заметны. При этом гладкая поверхность натечных форм нарушается и как бы покрывается мелкими кристаллическими гранями (марказит).

7. Землистые массы, как показывает само название, представляют собой мягкие мучнистые образования, в которых невозможно различить даже с помощью лупы какие-либо кристаллические образования. Обычно мы их наблюдаем в виде корок или скоплений, возникающих чаще всего при химическом выветривании руд и горных пород. В зависимости от цвета такие массы иногда называют сажистыми (образования черного цвета) или охристыми (скопления и корки желтого и бурого цвета).

Таковы, например, землистые минеральные образования различной окраски гидросиликатов никеля, сажистые образования гидроокислов

ганца, охристые образования гидроокислов железа и другие остаточные продукты выветривания.

8. Налеты и примазки, встречающиеся иногда в виде тонких пленок на поверхности кристаллов, могут представлять собой различные по составу вещества. К числу их можно отнести, например, тонкие пленки бурых гидроокислов железа на кристаллах горного хрусталя, примазки медной зелени и сини в горных породах, вмещающих медные месторождения, и др.

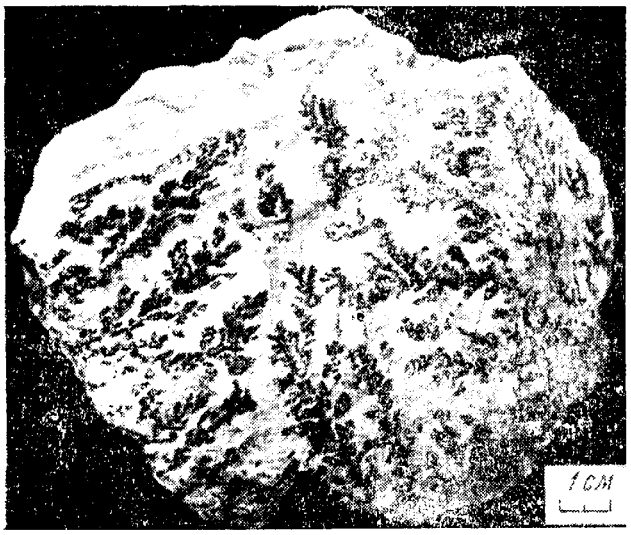


Рис. 46. Дендритоподобные образования гидроокислов марганца на плоскостях трещины в измененной альбитовой породе

9. Выцветами называют обычно периодически появляющиеся на поверхности руд, горных пород, сухих почв и в трещинах рыхлые пленки и корочки или спорадически рассеянные моховидные и пушистые образования каких-либо солей, чаще всего легкорастворимых водных сульфатов. В дождливые периоды года они, как правило, исчезают, а в сухую погоду вновь появляются.

К этому же типу образований следует отнести довольно часто наблюдающиеся дендритоподобные выделения гидроокислов марганца на поверхности пород вдоль тонких трещин (рис. 46).

10. Несколько слов следует сказать о так называемых «кольцах Лизеганга». Под этим термином подразумевают ритмически перемежающиеся полосчатые образования, являющиеся результатом периодического осаждения каких-либо соединений при диффузии в гелевых средах, очень

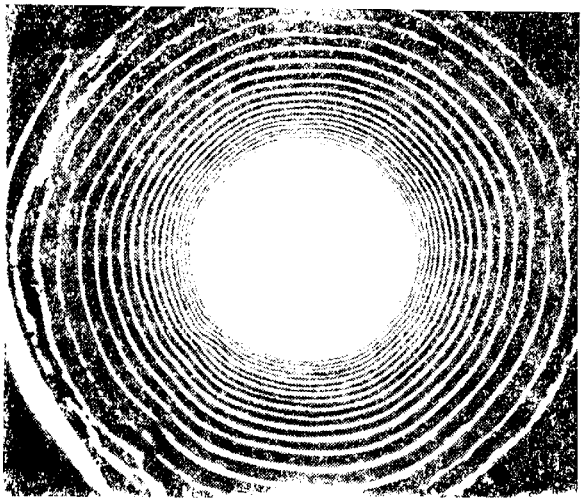


Рис. 47. «Кольца Лизеганга»

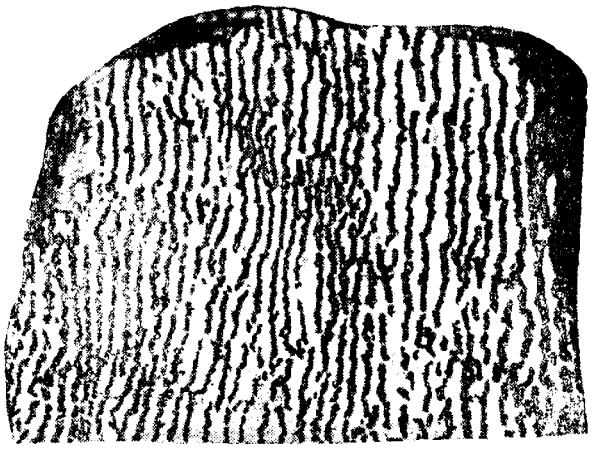


Рис. 48. «Бурундучная руда» Кадаинское месторождение (Забайкалье)

Темные полоски—сфалерит (ZnS); светлые—карбонат (анкерит)

похожие на те, что получал Р. Лизеганг в виде концентрических колец (рис. 47). Сущность его опыта сводилась к тому, что вокруг капли $AgNO_3$ на желатине, пропитанной $K_2Cr_2O_7$, при диффузии раствора в процессе реакции возникали микроскопические кристаллики $Ag_2Cr_2O_7$, которые первоначально двигались вместе с раствором, но затем, по мере роста, задерживались в порах желатины, будучи не в состоянии двигаться дальше из-за своих размеров, и потому периодически осаждались в виде концентрических колец. Подобные

структуры встречаются, например, в некоторых агатах (рис. 41) и яшмах. Очень похожие образования возникают в тонкопористых породах при процессах выветривания. Таковы, например, ритмические кольца, полосы, гиперболы, окрашенные бурыми гидроокислами железа, в известняках, песчаниках и других породах. Здесь периодическое выпадение вещества, очевидно, совершается из золей в виде геля при критической концентрации дисперсной фазы или электролита. Если при этом одновременно происходит выщелачивание породы, то в конечном результате мы будем иметь концентрически-скорлуповатые образования, в которых полосы плотного геля перемежаются с землистыми участками. Весьма вероятно, что так называемые «бурундучные руды», представленные ритмически-полосчатой перемежаемостью сфалерита и анкерита (рис. 48) или магнетита и кальцита и др., наблюдаемые в рудах некоторых месторождений, принадлежат к этому же типу образований.

В некоторых случаях вместо колец или полос возникают древовидные образования. Таковы, например, выделения гидроокислов железа или марганца в опале («моховые» агаты). Искусственно они также легко воспроизводятся в желатиновой среде.

Парагенезис минералов[1]. Этот термин, понимавшийся как «совместное нахождение минералов», был введен в геологическую литературу в 1849 г. Брейтгауптом. Однако впервые, задолго до этого (в 1798 г.), то же понятие под названием «смежность минералов» было предложено нашим русским ученым В. М. Севергиным.

Характерные для тех или иных месторождений полезных ископаемых минеральные ассоциации, без сомнения, были известны еще древним рудокопам. Например, давно было установлено, что галенит, с которым часто связано серебро, как правило, встречается совместно со сфалеритом. Точно так же широко распространены месторождения, в которых золото ассоциирует с кварцем, киноварь с антимонитом и т. д. На эти «спутники и указатели к великим сокровищам» неоднократно указывал в своих трудах М. В. Ломоносов. Особое внимание уделяли этому вопросу В. М. Севергин, Д. И. Соколов, П. П. Пилипенко и другие минералоги.

В настоящее время по этому вопросу накопился огромный эмпирический материал, особенно по рудным месторождениям, остававшийся до последнего времени далеко не осмысленным с теоретической точки зрения. В. И. Вернадский, уделявший большое внимание этой проблеме, неоднократно указывал на необходимость изучения закономерностей сочетания минералов. К решению этой задачи наиболее широко подошли советские ученые на основе применения законов физической химии. При этом, как выяснилось, среди всех наблюдаемых в данном месторождении минералов очень важно выделять отдельные ассоциации минералов, более тесно связанных между собой по условиям образования. Для ясности остановимся на простом примере.

Нередко в одном и том же штуфе руды среди наблюдаемых минералов устанавливаются две или несколько различных по времени образования и происхождению групп минералов. Например, лимонит (гидроокислы железа) и малахит (карбонат меди) часто наблюдаются в ассоциации с полуразрушенными сульфидами меди и железа (например, пиритом—FeS_2 и халькопиритом—$CuFeS_2$). Однако геологические данные всегда показывают, что сульфиды образовались раньше, в одних условиях, а более поздние гидроокислы железа и карбонат меди—в совершенно другой обстановке (в условиях выветривания) и пространственно связаны с первыми лишь по источнику входящих в них химических элементов (железа и меди). Следовательно, в данной минеральной ассоциации мы имеем две различные по условиям образования группы минералов.

При таком подходе к изучению ассоциаций минералов выявляются чрезвычайно важные как в научном, так и в практическом отношении

[1] «Пара» по-гречески—подле, возле; «генезис»—образование, происхождение.

закономерности смены парагенетических ассоциаций минералов во времени, свидетельствующие об изменении физико-химических условий минералообразования. Советскими учеными разработан геометрический метод анализа наблюдающихся в природе различных сочетаний минералов, позволяющий вскрывать многие детали и факты, которые при обычных методах наблюдения ускользают от исследователя.

Знание типических парагенетических ассоциаций имеет большое значение в минералогии. Оно не только помогает определять совместно встречающиеся минералы, но также оказывает большую услугу при поисках полезных ископаемых. Например, если в основных, обогащенных магнезией изверженных породах мы встречаем такие более или менее легко устанавливаемые по внешним признакам минералы, как пирротин (FeS) и халькопирит ($CuFeS_2$), то мы обязательно должны искать третий, трудно диагностируемый, но очень важный в промышленности никелевый минерал—пентландит $(Fe,Ni)_9S_8$, который в этих породах встречается совместно с предыдущими.

Нужно указать, что в природе наблюдаются самые разнообразные парагенетические ассоциации минералов. Это обусловлено не только первоначальным составом кристаллизующихся растворов или реагирующих с ними окружающих горных пород, но также температурой, давлением или глубиной в земной коре, на которой происходит образование или преобразование минералов, и другими факторами. При этом одни минералы могут возникать только при определенных значениях внешних факторов, другие, наоборот, могут образовываться при различных процессах минералообразования. Так, гипс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) в одних случаях нередко встречается в ассоциации с хлористыми и сернокислыми солями в пластовых соляных залежах, образовавшихся в результате усыхания соляных рассолов в озерных бассейнах и лагунах. В других случаях он наблюдается как продукт химического выветривания горных пород (в областях с малым количеством осадков) в ассоциации с гидроокислами железа и глинистыми продуктами разрушения, причем, как показывают горные выработки, он довольно быстро исчезает с глубиной. Затем описаны случаи нахождения гипса в виде кристаллов в трещинах, среди разложенных и обеспвеченных лав и изверженных горных пород, около сольфатар (парообразных сернистых выделений в районах вулканической деятельности), где гипс мог образоваться за счет известковистых минералов вмещающих пород под действием горячих вод, содержащих серную кислоту, и т. д.

Разнообразие парагенетических ассоциаций минералов часто осложняется тем, что во многих случаях на данную группу совместно образовавшихся минералов, связанных с одним процессом, накладываются минеральные ассоциации, обязанные своим происхождением другому процессу, причем новообразования нередко частично развиваются за счет ранее образовавшихся минералов. Поэтому и важно в подобных случаях раздельно учитывать различные по происхождению группы совместно образовавшихся минералов, так как для каждого процесса минералообразования, естественно, существуют свои закономерности сочетаний минералов. Сам факт наложения нового процесса минералообразования свидетельствует об изменившихся физико-химических условиях равновесия минеральных фаз. Это нередко приводит к тому, что по крайней мере часть ранее образовавшихся минералов оказывается неустойчивой в новых условиях и подвергается соответствующим изменениям или замещению новыми минералами.

Что касается характерных ассоциаций химических элементов в отдельных минералах, то этот вопрос для кристаллических тел решается целиком на основе законов кристаллохимии. Сочетание разнородных элементов в кристаллических решетках, как известно, обусловливается химическими особенностями, связанными со строением атомов или ионов, их размерами и свойствами. Замена одних атомов и групп атомов другими также зависит от их размеров, а в ионных соединениях, кроме того, соблюдается условие, чтобы суммарные положительная и отрицательная валентности были уравновешены.

Генерации минералов. Термин «генерация» в переводе на русский язык означает п о к о л е н и е. Это слово точно передает смысл термина. Генерациями какого-либо минерала называют разновозрастные его выделения в данной минеральной ассоциации, отличающиеся по относительным размерам, по внешнему виду или особенностям химического состава. Наблюдения над условиями нахождения минералов, особенно в рудных месторождениях, очень часто показывают, что существует несколько поколений одного и того же минерала, возникших в течение одной стадии процесса минералообразования. В одних случаях, как это показано на рис. 49, более молодые поколения мелких кристаллов нарастают тут же на более ранних и крупных по размерам, в других—они проявляются иначе, например в виде ранних крупных зерен и в виде поздних мелких выделений в тонких трещинках среди других минералов или мельчайших включений, устанавливаемых лишь под микроскопом, и т. д. Детальными микроскопическими исследованиями руд устанавливается, что почти к а ж д ы й р у д о о б р а з у ю щ и й м и н е р а л имеет по н е с к о л ь к о г е н е р а ц и й, что указывает на сложность процессов рудообразования. Это обстоятельство важно иметь в виду при изучении парагенетических соотношений минералов[1].

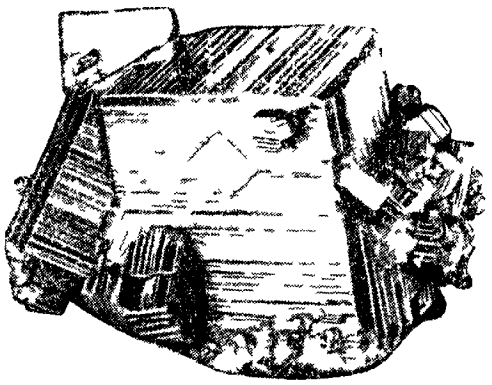


Рис. 49. Два поколения кристаллов пирита (FeS_2)

Типоморфные признаки минералов. Давно уже обращалось внимание на то, что некоторые минералы обладают характерными особенностями, свойственными какому-либо данному типу месторождений. К таким признакам относятся цвет, формы кристаллов, типы двойников, примеси в составе минерала каких-либо химических элементов и т. д. Несомненно, что эти характерные черты связаны с особенностями состава растворов, из которых кристаллизовались эти минералы, температурой, давлением и другими условиями минералообразования. Например, в так называемых «жилах альпийского типа» широко распространены кристаллы прозрачного кварца, которые, в отличие от других типов месторождений, характеризуются отсутствием двойникового строения, некоторыми особенностями кристаллических форм и определенным парагенезисом минералов. Очень характерно также то, что самородное золото, содержащее обычно в своем составе в виде примеси серебро, наиболее богато этим металлом в определенных типах рудных месторождений, образовавшихся в приповерхностных условиях в земной коре при относительно низких температурах. Серебристое золото (электрум) отличается от обычного самородного золота и по физическим свойствам — обладает несколько меньшим удельным весом и более светлым желтым цветом. В парагенезисе с ним часто встречаются сернистые соединения серебра. аргентит (Ag_2S), прустит (Ag_3AsS_3) и др.

Для подавляющего большинства рудных месторождений, характеризующихся сложными условиями происхождения, наблюдается большое разнообразие этих признаков, что требует весьма детальных исследований для установления истинных закономерностей, на основании которых можно было бы сделать достоверные выводы. Это, однако, не исключает интереса к этим признакам, помогающим изучать минеральные месторождения.

[1] Термин «генерация», вообще говоря, относится не только к отдельным минералам, но и к минеральным комплексам, в частности к горным породам и рудам Например, жилы диабазов или кварцевых порфиров нередко имеют по несколько поколений, как об этом можно судить по пересечениям жил одной и той же породы Другой пример. в некоторых молибденовых месторождениях среди жил грубозернистого кварца с крупнокристаллическим молибденитом (MoS_2) иногда наблюдаются более поздние генерации молибденовых руд (в виде прожилков и цемента между обломками), представленных тонкозернистым кварцем и обильным скрыточешуйчатым молибденитом.

2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Для выяснения условий генезиса (происхождения) какого-либо данного комплекса минералов нам важно не только установить способ их образования, но также увязать его с теми геологическими процессами, которые совершаются в земной коре и приводят к образованию самых различных по составу горных пород и руд месторождений полезных ископаемых. Эти вопросы детально освещаются в специальных курсах петрографии и учения о месторождениях полезных ископаемых. Мы здесь приведем лишь самые общие положения по этим вопросам, поскольку это необходимо будет в дальнейшем при описании отдельных минералов.

Все минеральные массы, возникшие в результате тех или иных геологических процессов, по источнику энергии, за счет которой они происходили, делятся на следующие две главные генетические группы:

1) э н д о г е н н ы е (изнутри рожденные), образующиеся при процессах, протекающих за счет внутренней тепловой энергии земного шара; минералы, возникающие в результате этих процессов, являются продуктами магматической деятельности (в широком смысле слова); горные породы и месторождения полезных ископаемых образуются в результате кристаллизации самой магмы и различных отщеплений от нее; процессы минералообразования протекают на различных глубинах и при различных, но обычно высоких температурах;

2) э к з о г е н н ы е (извне рожденные), возникающие при процессах, совершающихся за счет внешней солнечной энергии, получаемой поверхностью земного шара; источником вещества являются обнажившиеся и разрушающиеся на поверхности Земли разнообразные породы и руды различного происхождения; процессы минералообразования развиваются в самой поверхностной части земной коры при низких температурах и давлениях, близких к атмосферному, в условиях взаимодействия физических и химических агентов атмосферы, гидросферы и биосферы.

Как эндогенные, так и экзогенные минеральные массы после их образования, при изменившихся внешних условиях существования претерпевают те или иные превращения (метаморфизм). Особенно сильные превращения в составе и строении минеральных масс происходят при так называемом р е г и о н а л ь н о м м е т а м о р ф и з м е, когда массы горных пород и связанные с ними месторождения вследствие крупных тектонических нарушений попадают из областей их первоначального образования в более низкие зоны земной коры. Эти процессы глубинного метаморфизма совершаются в условиях относительно высоких температур и давлений.

ЭНДОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Наши знания об эндогенных процессах минералообразования основываются на представлениях о деятельности магматических очагов, располагающихся в нижних частях земной коры. Сами процессы, совершающиеся на значительных глубинах, недоступны нашему наблюдению. Лишь в районах действующих на земной поверхности вулканов мы можем получить некоторые данные, позволяющие иметь суждения о глубинных процессах. С другой стороны, данные изучения состава, структурных особенностей, условий залегания и взаимоотношений различных изверженных пород и пространственно связанных с ними месторождений полезных ископаемых также дают возможность получить некоторые представления (в соответствии с физико-химическими законами) о закономерностях, свойственных эндогенным процессам минералообразования.

Согласно этим представлениям, магмы являются сложными по составу силикатными огненно-жидкими расплавами, в которых принимают участие и летучие составные части.

В тех случаях, когда значительные массы магмы в силу тех или иных причин, не достигая самой поверхности, проникают в верхние части земной коры, они под большим внешним давлением подвергаются медленному остыванию и дифференциации, продукты которой в результате кристаллизации дают начало различным изверженным силикатным породам. При этом тяжелые металлы (такие, как Sn, W, Mo, Au, Ag, Pb, Zn, Cu и др.), присутствующие в магмах в ничтожных количествах, с летучими компонентами (H_2O, S, F, Cl, B и др.) образуют летучие соединения и по мере кристаллизации магмы концентрируются в верхних частях магматических очагов. В одних случаях с их помощью образуются остаточные силикатные растворы, при кристаллизации которых возникают так называемые пегматиты, содержащие минералы с F, B, Be, Li, Zr, а иногда с редкоземельными элементами, и др. В других случаях они в виде газообразных продуктов удаляются из магматических очагов, оказывая сильные контактные воздействия на вмещающие породы, с которыми вступают в химические реакции. Наконец, в виде водных растворов —гидротерм—они уносятся вдоль трещин в кровлю над магматическими массивами, образуя нередко богатые месторождения главным образом металлических полезных ископаемых.

Лишь немногие тяжелые металлы остаются в магме и в процессе ее дифференциации концентрируются в некоторых горных породах внутри магматических массивов.

В тех случаях, когда магма достигает земной поверхности и изливается в виде лав, летучие компоненты, освобождающиеся при этом, уходят в атмосферу.

В соответствии с указанной последовательностью развития магматического цикла явлений различают следующие этапы эндогенных процессов минералообразования: 1) магматический (в собственном смысле слова), 2) пегматитовый и 3) пневматолито-гидротермальный.

1. **Магматические процессы** совершались во все .геологические эпохи и приводили к образованию огромных масс изверженных горных пород.

По условиям образования различают прежде всего две главные группы этих пород: а) э ф ф у з и в н ы е (экструзивные), т. е. излившиеся на земную поверхность в виде лав или застывшие в непосредственной близости ее в условиях низкого внешнего давления, и б) и н т р у з и в н ы е, застывшие на глубине под высоким давлением в виде больших грибообразных, пластообразных и неправильной формы массивов. Эффузивные породы при быстром остывании не успевают полностью раскристаллизоваться и потому в своем составе содержат в том или ином количестве вулканическое стекло и часто обильные округлые пустоты (в пузыристых лавах), свидетельствующие о выделении газообразных продуктов вследствие резкого уменьшения внешнего давления. Интрузивные породы, наоборот, представляют собой полнокристаллические породы.

Явления дифференциации в магмах, как было указано, приводят к образованию различных по химическому и минеральному составу и удельному весу горных пород. В зависимости от содержания кремнезема и других компонентов среди изверженных пород различают:

а) у л ь т р а о с н о в н ы е, богатые MgO и FeO, но наиболее бедные SiO_2 (дуниты, пироксениты—в интрузивных и пикриты—в эффузивных комплексах);

б) о с н о в н ы е, более богатые SiO_2 и богатые Al_2O_3 и CaO, но более бедные MgO, FeO (габбро, нориты—в интрузивных и базальты, диабазы, порфириты—в эффузивных комплексах), и

в) к и с л ы е, богатые SiO_2 и обогащенные щелочами, но более бедные по сравнению с предыдущими CaO, FeO, MgO (граниты, гранодиориты и другие породы—в интрузивных, липариты, кварцевые порфиры и прочие породы—в эффузивных комплексах).

На рис. 50 представлены данные о содержании элементов в виде различных окислов для главнейших представителей интрузивных пород.

На этой диаграмме легко видеть, как меняется состав ультраосновных, основных и кислых изверженных горных пород. Особняком от них стоит лишь семейство нефелиновых сиенитов, богатых щелочами (Na_2O и K_2O) и Al_2O_3, но более бедных SiO_2, CaO, FeO и MgO.

В ряде интрузивных массивов, где диференциация магмы проявилась более совершенно, кислые разности пород располагаются в верхних частях, а более тяжелые по удельному весу основные и ультраосновные породы—в более глубоких частях, у постели массивов.

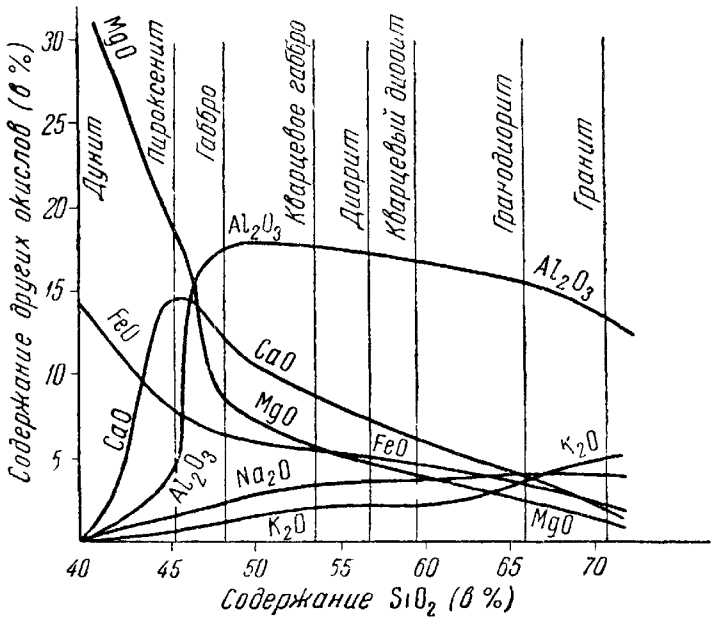


Рис. 50. Диаграмма химических составов главнейших интрузивных изверженных пород

Рудные месторождения магматического происхождения встречаются лишь в ультраосновных и основных изверженных породах. К ним принадлежат месторождения Cr, Pt и других металлов платиновой группы, Cu, Ni, Co, Fe, Ti и др. а из неметаллических полезных ископаемых—месторождения алмаза, фосфора в щелочных породах и др.

2. **Процессы образования пегматитов** протекают в верхних краевых частях магматических массивов и притом в тех случаях, когда эти массивы формируются на больших глубинах (несколько километров от поверхности Земли), в условиях высокого внешнего давления, способствующего удержанию летучих компонентов в магме в растворенном состоянии.

Пегматиты как геологические тела[1] наблюдаются в виде жил или неправильной формы залежей, иногда штоков, характеризующихся необычайной крупнозернистостью минеральных агрегатов. Мощность жилообразных тел достигает нередко нескольких метров, а по простиранию они обычно прослеживаются на десятки, реже сотни метров. Большей частью пегматитовые тела располагаются среди материнских изверженных пород, но иногда встречаются в виде жилообразных тел и во вмещающих данный интрузив породах.

Необходимо указать, что пегматитовые образования наблюдаются среди интрузивных пород самого различного состава, начиная от ультраосновных и кончая кислыми. Однако наибольшим распространением пользуются пегматиты в кислых и щелочных породах. Пегматиты основных пород не имеют практического значения.

По своему составу пегматиты немногим отличаются от материнских пород—главная масса их состоит из тех же породообразующих минералов. Лишь второстепенные (по количеству) минералы, да и то не во всех типах пегматитов, существенно отличаются по составу, так как содержат в себе ценные редкие химические элементы, часто в ассоциации с минералами, содержащими летучие компоненты. Так, например, в гранитных пегматитах в дополнение к главнейшим породообразующим минералам (полевые шпаты, кварц, слюды) наблюдаются фтор- и борсодержащие соединения

[1] С этим понятием о пегматите нельзя смешивать чисто структурный термин «пегматит», как смесь кварца и полевого шпата, закономерно проросших друг друга и, притом, в определенных количественных соотношениях («письменный гранит», «еврейский камень»). Подобные образования распространены главным образом в гранитных пегматитах.

топаз, турмалин), минералы бериллия (берилл), лития (литиевые слюды), иногда редких земель, ниобия, тантала, олова, вольфрама и др.

Во многих пегматитовых телах наблюдается зональное строение и довольно закономерное распределение минералов. Например, в пегматитах Мурзинского района на Урале (рис. 51) внешние зоны у контакта с вмещающими гранитами сложены светлой тонкозернистой породой (аплитом). Ближе к центральной части жилы они сменяются зонами «письменного гранита» (кварца и полевого шпата, закономерно проросших друг друга). Далее следуют зоны крупнокристаллических масс полевого шпата и кварца. В центральных участках пегматитовой жилы встречаются полости («заноры»), стенки которых устланы друзами крупных хорошо образованных кристаллов горного хрусталя, топаза и других драгоценных камней.

В тех случаях, когда пегматиты проникают во вмещающие интрузив породы, особенно богатые щелочными землями (MgO, CaO), их минеральный состав существенно отличается от состава пегматитов, залегающих в материнских породах. Парагенезис минералов в этих случаях указывает на активные реакции, происходившие в процессе взаимодействия растворов с вмещающими породами. Устанавливаются такие ассоциации минералов, в составе которых участвуют не только элементы магмы (Si, Al, щелочи и др.), но и боковых пород (MgO и CaO), которые на контакте с пегматитами сами сильно изменяются. Такого рода пегматиты, по классификации А. Е. Ферсмана, относятся к пегматитам «линии скрещения», в отличие от вышерассмотренных «пегматитов чистой линии».

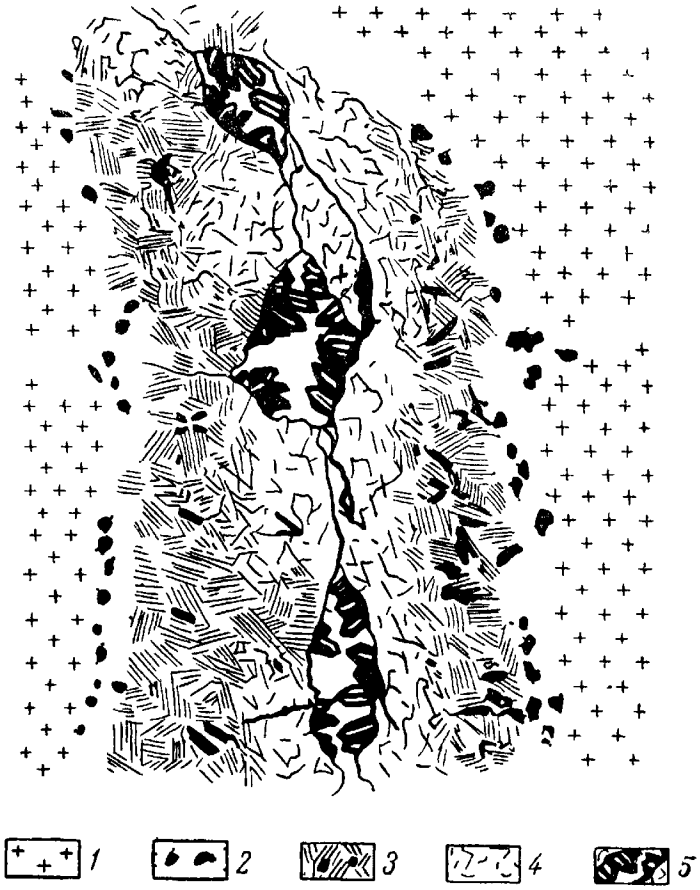


Рис 51 Строение пегматитовой жилы Мурзинка (Урал) По А Е Ферсману

1—гранит, *2*—зона аплита, *3*—«письменный гранит»; *4*—крупнокристаллические массы полевого шпата и кварца, *5*—«занорыш» (полость с друзами кристаллов)

Происхождение пегматитов еще нельзя считать до конца разгаданным. А. Е. Ферсман рассматривал их как продукт кристаллизации остаточных расплавов, обогащенных летучими соединениями. В последнее время А. Н. Заварицкий на основании физико-химических соображений допускает возможность образования крупнокристаллических масс путем перекристаллизации под влиянием газов магматического остатка, получающегося в процессе кристаллизации материнской магмы. Однако в том и другом случаях пегматиты образуются в конце собственно магматического процесса и занимают как бы промежуточное положение между глубинными магматическими породами и рудными гидротермальными месторождениями.

3. **Пневматолито-гидротермальные процессы** по существу являются уже явно постмагматическими, т. е. протекают после того, как главный процесс кристаллизации магмы в глубинном массиве в основном закончился.

Явления пневматолиза («пневма» по-гречески — газ) могут иметь место в тех случаях, когда расплавы, насыщенные летучими компонентами, кристаллизуются в условиях сильно пониженного внешнего давле-

ния. Вследствие этого в известный момент возникает парообразование и происходит дестилляция (перегонка) вещества. Процессы этого рода должны совершаться в тех случаях, когда магмы застывают на средних или небольших глубинах, либо при извержениях у земной поверхности.

В первом случае летучие соединения устремляются к вмещающим породам и, химически реагируя с ними, производят так называемый к о н т а к т о в ы й м е т а м о р ф и з м. При этом в боковых породах и в кровле, п р о п и т ы в а ю щ и х с я р а с т в о р а м и, протекают химические реакции. Степень метаморфизма и состав получающихся продуктов в значительной мере зависят не столько от температуры сколько от химической активности раствора и состава реагирующих с ними пород. Наблюдениями установлено, что наиболее интенсивные изменения происходят среди контактирующих с магматическими массивами и з в е с т н я к о в и других известковистых пород. В результате реакций в этих случаях путем замещения или, как говорят, метасоматоза образуются так называемые с к а р н ы (рис. 52), состоящие преимущественно из силикатов Ca, Fe, Al и др. Химический состав их показывает, что источником для их образования послужили как вмещающие породы (известняки, доломиты и др.), так и составные части магмы. Характерно, что вдоль контакта, как это показали наши ученые (А. Н. Заварицкий и Д. С. Коржинский), одновременно происходит изменение и в интрузивных породах, успевших застыть к моменту проявления описываемого процесса. При этом минералы магматических пород замещаются новообразованиями, состав которых показывает, что имеет место привнос элементов из карбонатных толщ (Ca, Mg). В связи со скарнами нередко образуются крупные месторождения (рис. 52) железа (гора Магнитная на Ю. Урале), иногда вольфрама, молибдена и некоторых других металлов.

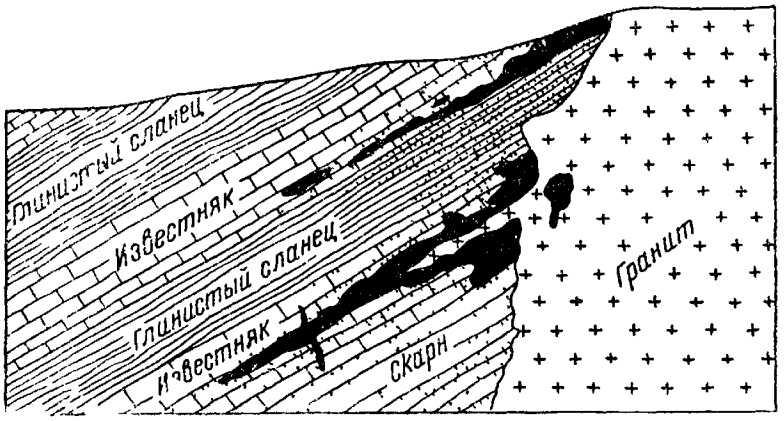


Рис. 52. Схема геологического разреза контактово-метасоматического месторождения
Черным показаны рудные залежи (магнетитовые руды)

Во втором случае, т. е. когда магмы извергаются на земную поверхность, явления пневматолиза, естественно, достигают максимального значения. Огромные количества летучих соединений выносятся в атмосферу. Однако в трещинах остывших лав, на стенках кратеров вулканов и в окружающих других породах часто можно наблюдать образование продуктов возгона (сублимации) таких минералов, как самородная сера, нашатырь, минералы бора и др. Отмечаются и метасоматические реакции, но они выражены слабее, нежели в предыдущем случае.

Г и д р о т е р м а л ь н ы е п р о ц е с с ы в глубинных условиях развиваются в кровле, на некотором удалении от непосредственного контакта с изверженными породами. Остаточные парообразные растворы, используя для своего продвижения системы трещин, возникающих при внедрениях магмы в кровле магматических очагов (рис. 53), постепенно охлаждаются, сжижаются, превращаясь в горячие водные растворы — гидротермы.

Наиболее благоприятные условия для проявления гидротермальных процессов создаются на малых и средних глубинах (до 3—5 *км* от поверхности). Главная масса гидротермальных образований пространственно и генетически связана с интрузивами кислых пород (гранитов, гранодиоритов и др.). Сфера циркуляции раствора, начинаясь почти от верхних частей магмати-

ческих очагов, достигает иногда дневной поверхности. В районах проявления недавнего вулканизма до сих пор действуют горячие минерализованные источники, отлагающие кремнистые осадки с весомыми количествами сернистых соединений Hg, Sb, As, Pb, Cu и др. (Стимбот-Спрингс в Неваде, Сольфор-Бэнк в Калифорнии и др.).

По мере удаления от магматических очагов в сторону земной поверхности гидротермальные растворы встречают среду, постепенно обогащающуюся кислородом; при этом внешнее давление соответственно падает; температуры снижаются предположительно от 400 до нескольких десятков градусов. Эти факторы, естественно, влияют на ход химических реакций и на минеральный состав гидротермальных образований. По преобладанию тех или иных ассоциаций минералов эти образования совершенно условно делят на высоко-, средне- и низкотемпературные. Это, конечно, не означает того, что среди высокотемпературных образований не могут встречаться ассоциации минералов, кристаллизующихся при низких температурах. Даже в пегматитах и контактово-метаморфических образованиях всегда устанавливаются более низкотемпературные минералы гидротермального происхождения. Они свидетельствуют лишь о заключительных стадиях процесса отложения минералов, начавшегося при высоких температурах.

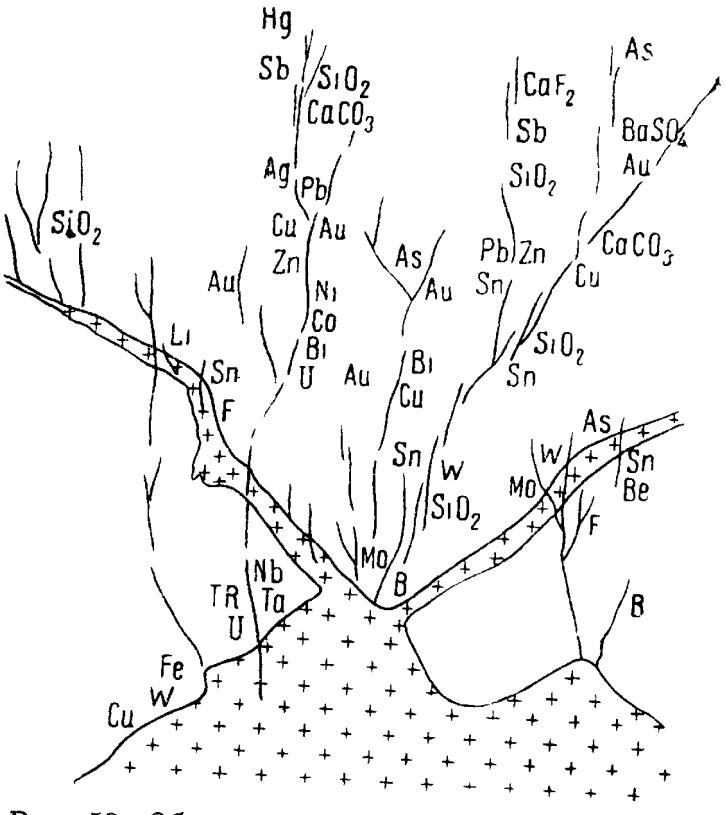


Рис. 53. Общая схема расположения гидротермальных образований
Крестиками показаны изверженные породы

Образование гидротермальных растворов продолжается, очевидно, весьма длительное время—в течение всей жизни магматического очага. На основании анализа фактических данных о соотношениях различных месторождений, составляющих один рудный узел, С. С. Смирнов пришел к выводу о пульсирующем, прерывистом движении рудоносных растворов. Об этом говорят нередко наблюдающиеся признаки наложения более поздних этапов минерализации на более ранние.

Формы минеральных тел зависят от конфигурации выполняемых пустот и, отчасти, от состава горных пород, в которых происходит циркуляция растворов. В случае заполнения трещин образуются прерывающиеся жилы (рис. 54), корни которых иногда залегают в верхних частях магматических массивов. При отложении минералов в мельчайших порах и пустотах образуются в к р а п л е н н и к и. Если растворы на своем пути встречают химически легко реагирующие породы (например, известняки), то возникают часто неправильной формы м е т а с о м а т и ч е с к и е з а л е ж и. Если растворы внезапно попадают в большие раскрывшиеся полости, то вследствие резкого уменьшения давления должно происходить массовое испарение растворителя (воды), а в связи с этим, по крайней мере в первое время, резкое пересыщение растворов и выпадение коллоидальных масс. Действительно, признаки метаколлоидных образований на стенках жил встречаются очень часто, особенно в тех случаях, когда эти процессы были связаны с неглубоко залегающими интрузивами. Широко распространены также пустоты с друзами различных кристаллов.

Минеральный состав гидротермальных месторождений крайне разнообразен. Жилы в подавляющем большинстве случаев представлены массами кварца, которые включают в себе скопления разнообразных минералов, чаще всего сернистых соединений металлов. Нужно сказать, что именно из гидротермальных месторождений добывается главная масса руд редких (W, Mo, Sn, Bi, Sb, As, Hg отчасти Ni, Co), цветных (Cu, Pb, Zn), благородных (Au и Ag), а также радиоактивных металлов (U, Ra, Th).

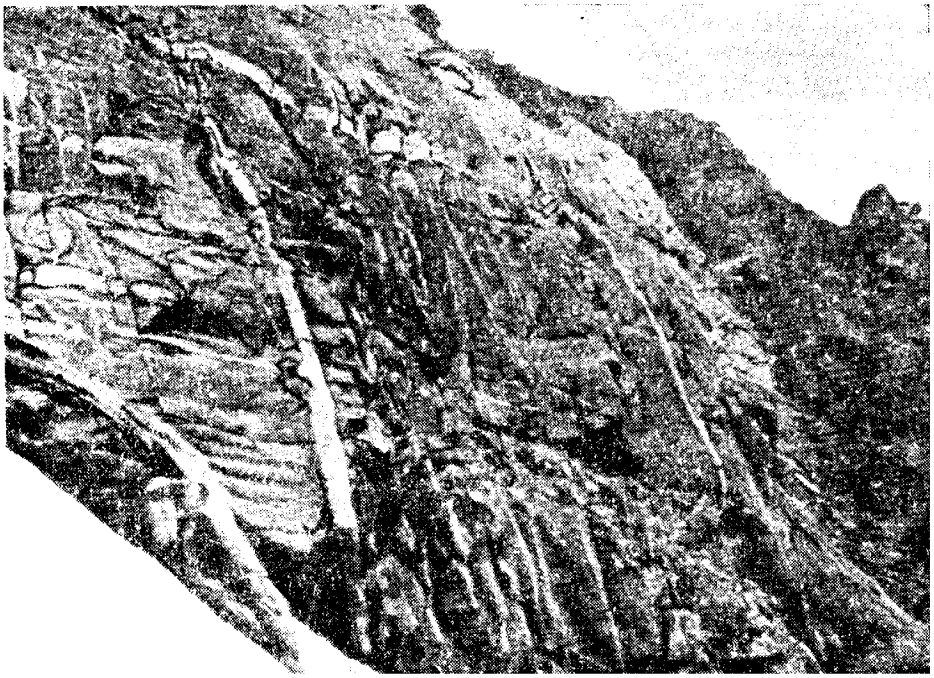


Рис. 54. Серия маломощных кварцевых жил, обнаженных в обрыве По Д. И. Щербакову
Белое слева—снег

ЭКЗОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Процессы образования минералов, совершающиеся на поверхности Земли за счет солнечной энергии, гораздо более доступны нашему наблюдению, чем эндогенные процессы.

Как мы знаем, на суше под влиянием воздействия атмосферных агентов (кислорода воздуха, углекислоты, воды) и жизнедеятельности микроорганизмов происходит мощный химический процесс, носящий общее название процесса в ы в е т р и в а н и я. Он приводит к физическому и химическому разложению всего того, что было создано эндогенными процессами, и одновременно к образованию новых продуктов, устойчивых в создающихся на поверхности Земли условиях.

Часть этих продуктов текучими поверхностными водами переносится в растворенном или взвешенном состоянии и по пути следования отлагается в местах замедленного движения вод в речных долинах или в озерных и морских бассейнах. Здесь также протекают своеобразные процессы минералообразования, приводящие к отложению осадков в виде пластов на дне водоемов. Этот процесс носит название о с а д о ч н о г о процесса.

1. **Процессы выветривания** выражаются прежде всего в механическом разрушении пород и руд вследствие колебаний температуры, что ведет к дезинтеграции составляющих породы минералов, обладающих различными коэфициентами расширения, а также под действием замерзающей в трещинках и порах воды и других факторов. Но гораздо важнее химическое разложение выветривающихся минералов под влиянием дождевой и поверхностной воды, содержащей в растворенном состоянии кислород, углекислоту и другие газы, вследствие чего она обладает довольно сильной окисляющей

и растворяющей способностью. Эта вода, просачиваясь и спускаясь до уровня грунтовых вод (рис. 55), постепенно теряет свой кислород в процессе происходящих реакций окисления, гидратизации и карбонатизации.

Выщелачивание образующихся растворимых соединений приводит к образованию пор, каверн, иногда больших полостей (карстов). Стенки этих пустот часто бывают покрыты коллоидальными натечными образованиями или щетками кристаллов каких-либо экзогенных минералов или, наконец, могут быть выполнены землистым охристым минералом. В тех местах, где происходит массовое выщелачивание более или менее легко растворимых пород, наблюдается проседание с поверхности почвы, а иногда образование воронок провала и даже больших пещер (в гипсовых и известняковых толщах).

Развивающийся на самой поверхности растительный покров, а вместе с ним и различные органические соединения, переходящие в растворы значительно усиливают процессы химического разложения пород и руд

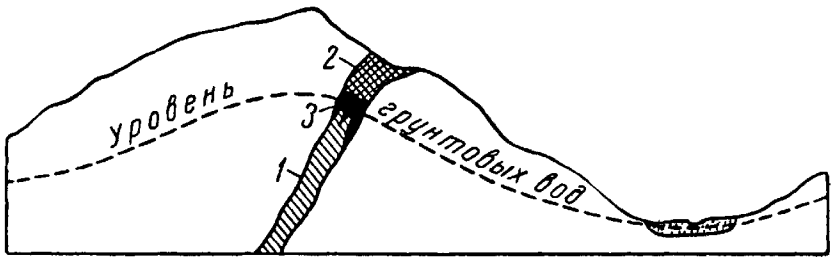


Рис. 55. Схема поперечного разреза сульфидного месторождения, обнаженного на дневной поверхности
1—первичные медносульфидные руды; *2*—железная шляпа; *3*—зона вторичного обогащения медью

Неразрушающиеся химически минералы (такие, как кварц, золото, платина и др.), а также труднорастворимые новообразования накапливаются в остаточных продуктах на поверхности Земли, наблюдающихся в виде глиноподобных масс различных светлых и темных оттенков, чаще бурых, окрашенных гидроокислами железа.

Накапливающиеся таким путем на поверхности или вблизи ее нерастворимые продукты химического выветривания образуют так называемые о с т а т о ч н ы е м е с т о р о ж д е н и я, представляющие скопления преимущественно гидроокислов и гидросиликатов. Таковы, например, многие месторождения глин, каолинов, бокситов, железных, никелевых и других руд, образующиеся при интенсивном разрушении соответствующих по составу горных пород и занимающие иногда весьма значительные площади.

В тех случаях, когда химическому выветриванию подвергаются какие-либо месторождения полезных ископаемых, возникающие остаточные образования носят название ш л я п (железных, марганцевых, гипсовых и др.). За счет выщелачивания ряда компонентов содержание остающихся полезных ископаемых в этих шляпах обычно значительно выше, нежели в неразложенных первичных рудах, т. е. залегающих ниже уровня грунтовых вод. Важно отметить, что некоторые выщелачиваемые металлы, особенно медь, а также серебро, цинк и другие, переносимые просачивающимися водами в виде растворов к низам зоны окисления, т. е. к уровню грунтовых вод, вступают в реакции с первичными рудами или с химически активными боковыми породами (известняками). В медносульфидных месторождениях в этих случаях образуется зона в т о р и ч н о г о сульфидного обогащения с значительно повышенным содержанием меди в рудах (рис. 55).

В процессах химического выветривания большую роль играют климатические факторы (средняя годовая температура и количество осадков). При малой влажности и высоких средних годовых температурах процессы окисления и концентрации химических соединений происходят энергичнее. Большое значение имеет также рельеф местности. В гористых районах, вследствие большой эрозионной деятельности, не успевает происходить накопле-

ние продуктов химического разрушения. Иную картину мы наблюдаем в районах с пониженным рельефом.

Формы месторождений, образующихся в процессе выветривания, обычно бывают представлены не совсем правильными гнездообразными или пластообразными залежами, более или менее параллельными дневной поверхности. Вдоль крупных трещин, зон дробления и контактов разнородных по физическим и химическим свойствам пород, т. е. там, где глубже проникают поверхностные агенты выветривания, могут образоваться крутопадающие, выклинивающиеся с глубиной залежи рудных образований.

2. **Осадочные процессы** происходят в водных средах: реках, озерах и морях. В морских бассейнах эти процессы во все геологические эпохи приводили к образованию огромной мощности толщ осадочных горных пород. Среди этих образований различают механические и химические осадки.

Механические осадки образуются при размыве продуктов выветривания и переотложении водными потоками химически стойких минералов и обломков пород в виде галечника, гравия, песков и песчаных глин в речных долинах и водных бассейнах. Если размыву подвергаются продукты выветривания месторождений или пород, содержащих химически стойкие ценные минералы, то они в результате повторных перемывов и перераспределения материала по удельному весу в речных долинах образуют россыпи (рис. 56), имеющие часто промышленное значение. Таковы, например, россыпные месторождения золота, платины, алмазов и др.

В процессе накопления механических осадков, по существу, не происходит образования каких-либо новых минералов. Лишь в древних россыпях иногда устанавливаются некоторые позднейшие химические изменения в обломочном материале.

Химические осадки возникают главным образом в озерах и морских бассейнах. Выпадение осадков может происходить различными путями: либо путем кристаллизации насыщенных солями растворов, либо путем осаждения свертывающихся в виде гелей коллоидных образований, либо, наконец, путем накопления продуктов жизнедеятельности органического мира и самих органических остатков.

а) Образование кристаллических осадков наблюдается во многих усыхающих озерах, в которых в условиях сухого теплого климата поверхностное испарение превалирует над притоком пресной воды.

Кристаллизация солей наступает при некотором пересыщении водных растворов. Последовательность выделения минералов при прогрессирующем испарении растворителя (H_2O) определяется двумя главными факторами равновесия системы: составом растворов, вернее соотношением концентраций компонентов, входящих в систему, и температурой растворов, при которой происходит кристаллизация. Условия равновесия сернокислых и хлористых солей Ca, Mg, K и Na, встречающихся в морской воде, детально изучены при различных концентрациях и температурах Вант-Гоффом, Н. С. Курнаковым и многими другими.

б) Образование коллоидальных осадков в озерных и морских бассейнах много сложнее, и не все стороны этого явления изучены в достаточной степени. Установлено, что некоторые образующиеся при выветривании соединения переносятся текучими водами не только в виде истинных растворов, но также в виде коллоидных растворов—золей, устойчивых в пресных водах. Эти растворы, попадая с поверхностными водами в морские бассейны, подвергаются коагуляции под влиянием электролитов, содержащихся в больших количествах в морских водах в виде ионов растворенных солей. Так ведут себя коллоидальные растворы окислов железа, марганца, кремния и др.

Образующиеся гели вместе с приносимыми речными водами глинистыми частицами, мелким обломочным материалом и остатками морских организмов отлагаются на дне прибрежных зон бассейнов в виде прослоев

или более мощных правильных по форме пластов С течением времени в этих осадках происходят некоторые преобразования (диагенезис) и превращение их в плотные массы.

На примере марганцевых осадочных месторождений выяснено закономерное изменение парагенетических ассоциаций минералов в осадках в зависимости от физико-химических условий формирования осадков на дне бассейнов. В прибрежных мелководных участках распространены наиболее

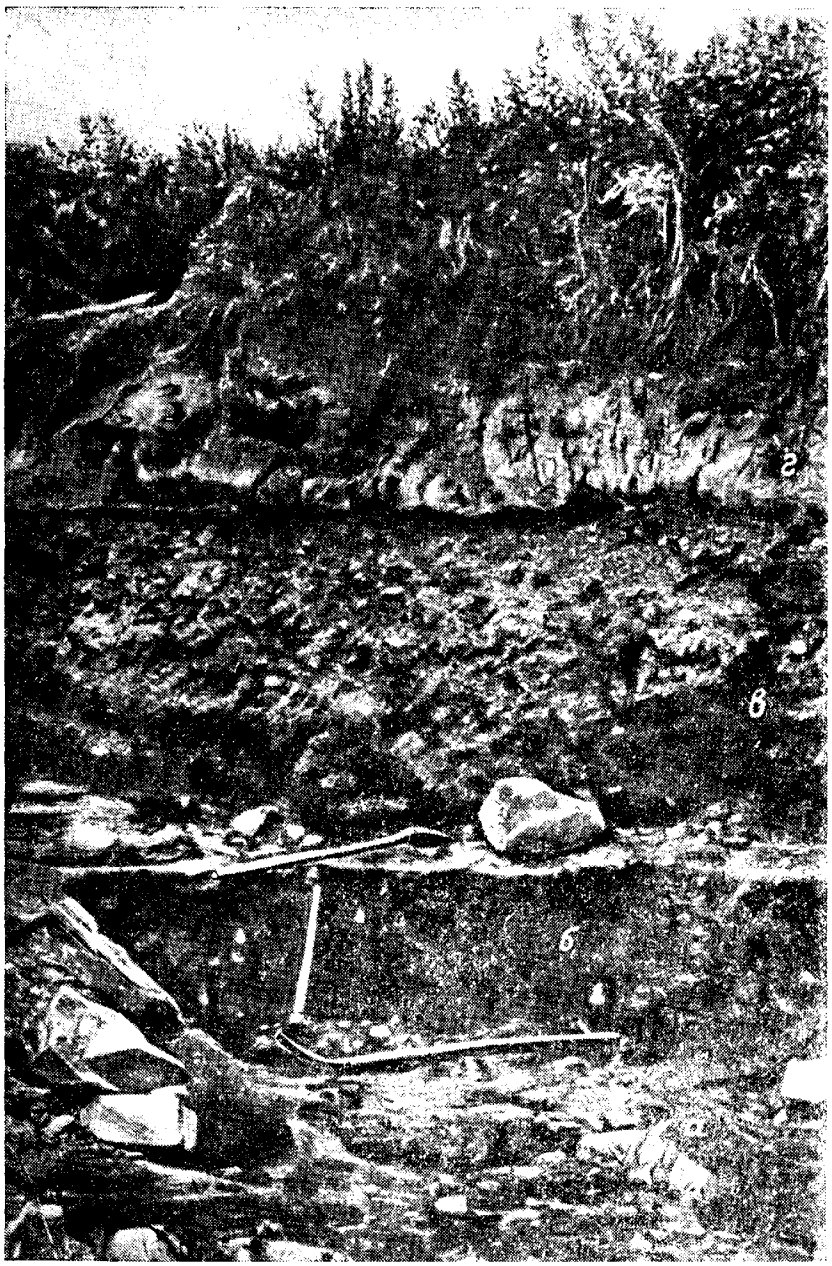


Рис. 56. Разрез платиноносной россыпи.
По Н. К. Высоцкому

а—выступы коренных пород, *б*—«пески», содержащие платину, *в*—слоистые галечники («речники»), *г*—глины, покрытые растительным слоем

богатые кислородом соединения четырехвалентного марганца, которые по мере удаления от береговой линии постепенно сменяются карбонатными соединениями двухвалентного марганца в сопровождении сернистых соединений железа. В мелководных участках осадконакопление, очевидно, происходило в условиях доступа кислорода, растворенного в морской воде до некоторой глубины, тогда как в более глубоководных участках имели место недостаток кислорода, разложение органических остатков с образованием углекислоты и отчасти сероводорода, за счет которых, очевидно, и образовались карбонаты и сопровождающие их сернистые соединения. В результате возникли так называемые ф а ц и и различных по составу руд (окисных и карбонат-

ных). Повидимому, аналогичные же соотношения различных по составу осадков существуют и в месторождениях железа, для которых давно уже известны фации окисных, силикатных и карбонатных руд.

О процессах, происходящих в глубоких частях морских бассейнов и океанов, мы знаем пока еще очень мало.

в) К органогенным или биогенным осадкам, образующимся в результате сложных процессов жизнедеятельности организмов, относятся известняки, состоящие из скелетных образований морских животных; диатомиты, сложенные преимущественно кремнистыми скелетами диатомей;



Рис. 57. Выходы горизонтальнослоистых осадочных пород третичного возраста с горизонтом известковистых глин, мергелей, богатых растительными остатками водорослей и раковин, с пропластками гипса и самородной серы. По Д. И. Щербакову

каустобиолиты («каустос» по-гречески—горючий), возникшие главным образом за счет растительных и отчасти животных организмов (например, ископаемые угли, горючие сланцы, нефти, горючие газы, твердые битумы и пр.).

Органогенные осадки могут возникать путем накопления скелетов отмирающих животных (ракушняки) или тканей высших или низших растений (торф, сапропель). Они могут также являться результатом самой жизнедеятельности организмов, например анаэробных бактерий, разлагающих органические остатки или сульфаты, в процессе чего в конце концов образуются скопления серы (рис. 57). Наконец, за счет продуктов деятельности бактерий могут возникать желвакоподобные образования, как это в лабораторных условиях было доказано для ферробактерий.

При последующем перерождении одни из этих осадков превращаются в неорганические продукты (например известняки, фосфориты), другие же остаются органическими соединениями (каменные угли, нефти и др.).

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ПРОЦЕССЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Наиболее сильные изменения как эндогенных, так и экзогенных образований наступают при так называемом региональном метаморфизме, когда вследствие тектонических перемещений целые области верхних участков земной коры могут оказаться в глубинных условиях, т. е. в условиях сильно повышенных температур и давлений или в условиях мощного проявления горообразующих процессов.

В этих условиях весьма существенно меняются минералогический и химический составы горных пород и руд, а также их свойства и внешний облик. Образовавшиеся в экзогенных условиях богатые водой соединения

превращаются в безводные или бедные водой (например, опал переходит в кварц, лимонит—в гематит или магнетит и т. д.). Одновременно происходит перекристаллизация вещества (например, органогенный известняк превращается в мрамор с уничтожением прежних структурных особенностей). Во многих породах, в том числе в изверженных, происходит полная перегруппировка компонентов с образованием новых минералов. Некоторые минералы, такие, как гипс, самородная сера, каменная соль и др., совершенно не встречаются в метаморфических толщах. Химические реакции под влиянием высоких давления и температуры стремятся итти в сторону

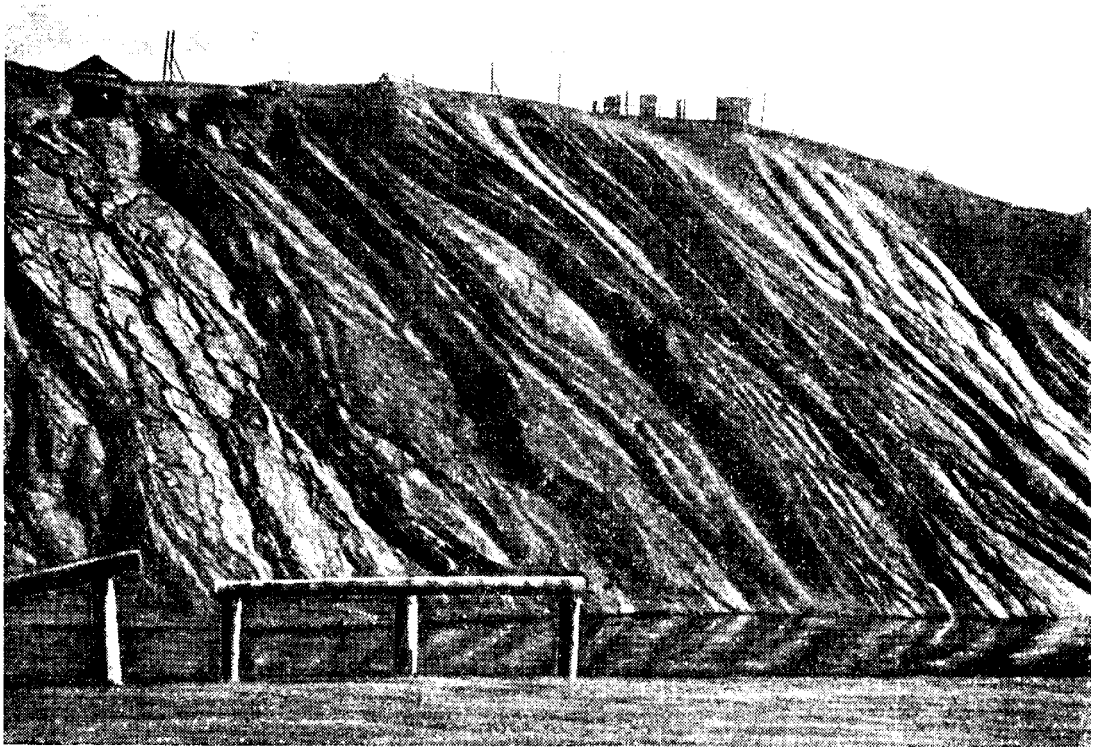


Рис. 58. Обнажение кристаллических сланцев на берегу р. Пышмы (Урал)

образования минералов с уменьшенным объемом и повышенным удельным весом. Парагенезис минералов зависит не только от состава метаморфизующихся пород, но и в значительной мере также от глубины, на которой происходит метаморфизм, т. е. от термодинамических условий.

Сами породы под влиянием сильных динамических воздействий превращаются в кристаллические сланцы (рис. 58), способные раскалываться на пластинки и плитки (глинистые сланцы, аспидные сланцы, слюдяные сланцы, гнейсы и др.). Если метаморфизму подвергаются тонкослоистые осадочные породы, причем направление давления совпадает с направлением слоистости или близко к нему, то происходит сминание прослойков с образованием многочисленных мелких складок подобно тому, как это изображено на рис. 59.

В перегруппировках минерального вещества бесспорную роль играют такие компоненты, как H_2O, CO_2 и другие минерализаторы, с помощью которых совершаются не только перекристаллизация масс, но и явления метасоматоза и даже переотложение минерального вещества. Источником H_2O и CO_2 в данном случае являются либо магматические погоны, либо те же породы, которые подвергаются метаморфизму. Из некоторых среди них, особенно из осадочных, в процессе перекристаллизации их массы в агрегаты безводных минералов должны освобождаться весьма существенные количества воды и отчасти углекислоты. В условиях повышенных температур и давлений эта метаморфическая вода должна приобретать все свойства типичных гидротерм, генетически связанных с интрузивной магматической деятельностью, т. е. повышенную способность к растворению, переносу и отложению минералов вдоль трещин или путем метасоматоза.

Однако это не исключает возможности также пропитывания метаморфизующихся пород парами магматических вод, особенно в районах внедрения крупных интрузивов кислых изверженных пород.

Среди месторождений полезных ископаемых, встречающихся в метаморфизованных толщах, выделяются следующие, несколько различные по генетическим признакам, типы: а) м е т а м о р ф и з о в а н н ы е месторождения, т. е. месторождения, существовавшие до момента метаморфизма (например, осадочные месторождения железа и марганца), и б) м е т а м о р ф и ч е с к и е месторождения, возникшие лишь в процессе метаморфизма.

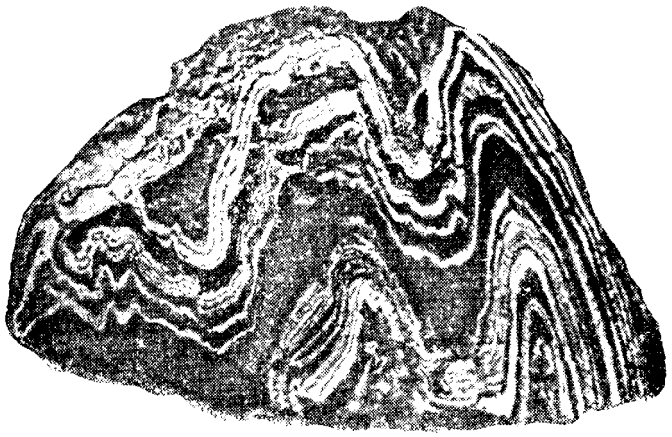


Рис. 59. Тонкослоистая кварцево-магнетитовая порода, собранная в мелкие складки. $^1/_4$ нат. вел.

Примером месторождений последнего типа может служить образование в метаморфических толщах графита за счет органических остатков. Известны случаи происхождения скрытокристаллического графита с отпечатками растений за счет пластов каменного угля (в метаморфических толщах восточного склона Урала). В данном случае графит, как новообразование, уже не представляет собой горючего ископаемого вследствие коренного изменения первоначальных свойств и потери летучих веществ.

К этому же типу месторождений относятся чрезвычайно интересные в минералогическом отношении так называемые «жилы а л ь п и й с к о г о типа» (название дано по месту их первоначального изучения). Эти жилы давно обратили на себя внимание минералогов тем, что в них встречаются замечательные по красоте друзы кристаллов различных минералов. Они приурочены к полым трещинам разрыва, возникшим в метаморфических толщах обычно вкрест сланцеватости пород (рис. 60). Характернейшей особенностью состава этих жил является то, что в них выкристаллизовываются те же самые минералы, которые возникают в процессе метаморфизма в самих о к р у ж а ю щ и х породах, и примерно в тех же количественных соотношениях. Лишь более легко растворимые, редкие в породах минералы, содержащие Ti, P, Cl, B и др., в трещинах встречаются в несколько больших количествах, чем в боковых породах. Весьма характерно также, что в них обычно не устанавливается присутствие таких химических элементов и минералов, которые указывали бы на генетическую связь их с гидротермальной деятельностью интрузий кислых магм (например, минералов золота, серебра, свинца, цинка, сурьмы, олова, вольфрама и др.), хотя отнюдь не исключается участие в этих процессах и магматических вод.

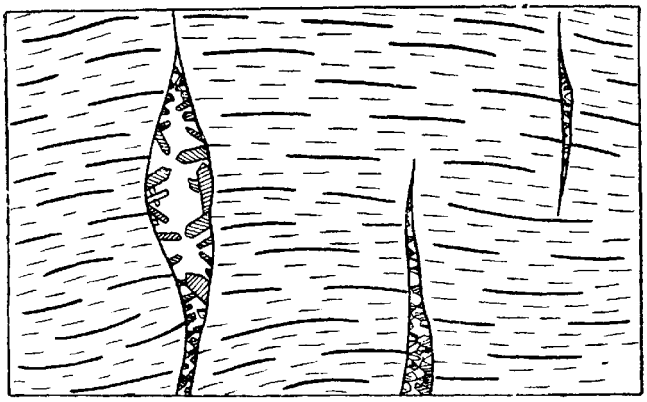


Рис. 60. Схема строения «жил альпийского типа»

Тонкие трещины в метаморфических породах нацело выполняются минеральным веществом. Таковы, например, прожилки белого кальцита в серых известняках, молочно-белого кварца в яшмах и т. д. При этом размеры кристаллических зерен этих жилок всегда больше, чем в окружающей породе.

ОПИСАТЕЛЬНАЯ

ЧАСТЬ

КЛАССИФИКАЦИЯ МИНЕРАЛОВ

За последние пять-шесть десятилетий почти все главные руководства по минералогии строились по схемам химической классификации минералов. В основе всех вариантов этой классификации (Вернадского, Дана, Грота, Болдырева и др.) в той или иной форме лежит периодический закон химических элементов, открытый Д. И. Менделеевым.

Этим объясняется то, что основное деление всех минералов на классы по типам химических соединений за небольшими изменениями прочно укоренилось в современной систематике минералов. Однако подразделения внутри классов на подклассы и группы минералов в связи с величайшими достижениями в области изучения строения кристаллических веществ, особенно за последние 20—25 лет, претерпели весьма существенные изменения.

Рентгеноструктурные исследования кристаллов, основанные на выводе Е. С. Федоровым 230 правильных систем точек, привели к созданию новой научной отрасли—*кристаллохимии*, которая приобрела исключительно важное значение для минералогии. Прежде всего эти исследования доказали взаимосвязь между химическим составом и кристаллическим строением вещества, что позволило уточнить химические формулы многих сложных соединений. Этим путем удалось совершенно определенно выяснить, что такие соединения, как минералы группы шпинели, титанаты и ниобо-танталаты, выделявшиеся ранее в виде самостоятельных классов, представляют не что иное, как сложные окислы. Коренным образом изменились наши представления и о химической природе силикатов, в кристаллических структурах которых раскрыты самые различные по форме и строению комплексные анионы.

Не менее существенным для нас следствием этих достижений является установление функциональной зависимости от особенностей кристаллического строения не только внешних форм кристаллов, но также таких свойств, как оптические, электрические, механические (твердость, спайность, упругость) и пр. Оказалось, что все эти свойства минералов обусловлены как пространственным расположением структурных единиц (ионов, атомов или молекул) при определенных соотношениях их размеров, так и природой связи между ними и свойствами самих ионов или атомов, определяемыми положением их в таблице химических элементов Менделеева, а следовательно, и их строением. Многое из того, что раньше являлось непонятным и загадочным, теперь находит конкретное объяснение в свете законов точных наук.

Мало того, закономерности сочетания химических элементов при минералообразовании приводят к более глубоким представлениям о генезисе минералов. Становится понятным, почему и в каком порядке происходят «отбор» и сочетание тех или иных ионов при образовании кристаллов, выпадающих из растворов или расплавов, в зависимости от физико-химических факторов равновесия системы (температуры, давления и концентрации химических компонентов). Отсюда нетрудно догадаться, почему в природе происходит направленное распределение химических элементов и типов

химических соединений в различных, последовательно возникающих продуктах магматической деятельности (изверженных горных породах, пегматитах, гидротермальных образованиях), или в продуктах экзогенных процессов, приводящих к образованию коры выветривания и химических осадков в водных бассейнах, и т. д.

Все это свидетельствует о том, что в истории современной минералогии открывается новая страница, наступил новый этап ее развития. Теперь стало уже немыслимым понимание свойств минералов без увязки с химическим составом и без разбора кристаллических структур. И наоборот, как показал В. С. Соболев, в тех случаях, когда мы еще не знаем кристаллической структуры минерала, мы можем по физическим и химическим свойствам судить о принадлежности его к тому или иному структурному типу соединений, обладающих общими свойствами.

Однако эти, уже совершенно очевидные теперь, положения еще далеко не в достаточной степени вошли в сознание минералогов. Наиболее показателен в этом отношении недавно вышедший американский справочник по минералогии Дэна (The System of Mineralogy, vol. 1, 1946): Хотя это издание по сравнению с предыдущими подверглось весьма существенной переработке, особенно в области систематики минералов, однако свойства минералов приводятся в виде обычных эмпирических данных без рассмотрения кристаллических структур.

При разработке классификации минералов, принятой в этом учебнике, были учтены следующие главные положения.

Все природные образования, составляющие предмет минералогии, так же как и все искусственные вещества в химии, необходимо делить прежде всего на две большие самостоятельные группы:

1) н е о р г а н и ч е с к и е минералы, к которым, кроме редко встречающихся самородных элементов, относятся природные соединения (за исключением органических) всех элементов, и

2) о р г а н и ч е с к и е минералы, представленные разнообразнейшими соединениями углерода (исключение составляют лишь карбонаты и карбиды, относимые к неорганическим соединениям).

Органические соединения, как известно, весьма существенно отличаются от неорганических соединений не только по химическим свойствам, но и по кристаллическому строению и природе связей между структурными единицами. Степень изученности этих групп минералов крайне не одинакова. В то время как наши знания по неорганическим минералам в настоящее время далеко продвинулись вперед, минералогия органических соединений находится еще в самой начальной стадии развития.

Если 15 лет тому назад такие природные вещества, как торф, бурые каменные угли, смолы и нефти рассматривались еще как самостоятельные минералы (см. Курс минералогии ленинградского коллектива авторов, 1936), то теперь, в результате исследований, в частности, твердых органических веществ с применением новейших методик исследования стало совершенно ясным, что они представляют собой далеко не однородные по составу массы, состоящие из различных органических минералов, истинную природу которых начали изучать в самое последнее время.

Классификация н е о р г а н и ч е с к и х минералов построена на следующих принципах. Так как минералы в основном являются кристаллическими продуктами химических реакций, то для наших целей наиболее рациональной должна быть систематика их по химическому составу и кристаллической структуре. Именно с этими признаками связаны те важнейшие химические и физические свойства, по которым мы распознаем минералы.

Все минералы неорганической природы с химической точки зрения разбивают прежде всего на большие группы, отличающиеся друг от друга по т и п у х и м и ч е с к о г о с о е д и н е н и я.

Особое положение при этом занимают с а м о р о д н ы е э л е м е н т ы, представленные главным образом металлами с характерной для них метал-

лической связью между атомами. К ним же должны быть отнесены и солеобразные интерметаллические соединения.

Самостоятельный раздел составляют сернистые и им подобные соединения, по ряду свойств занимающие промежуточное положение между типичными металлами и соединениями с ионной связью. К этому же разделу условно присоединим так называемые сульфосоли, пока еще слабо изученные в структурном отношении.

Характерный тип химических соединений с типичной ионной связью представляют галоидные соли, т. е. соединения металлов с фтором, хлором, бромом и иодом.

К следующему разделу должны быть отнесены окислы и гидроокислы (простые и сложные соединения металлов с кислородом или гидроксилом).

Наконец, чрезвычайно многочисленную группу минералов составляют соли кислородных кислот, т. е. соединения катионов металлов с различными комплексными анионами, содержащими кислород.

В ряде указанных разделов является необходимым проводить дальнейшее подразделение минералов по типам анионов на классы и подклассы. Внутри последних в определенном порядке выделяются группы минералов по признакам сходства кристаллических структур и химических особенностей минералов, обусловливаемых главным образом катионами, входящими в их состав.

Таким образом, общая классификация неорганических минералов в схеме может быть представлена в следующем виде (без деления на группы):

Раздел I. Самородные элементы и интерметаллические соединения.
Раздел II. Карбиды, нитриды и фосфиды [1].
Раздел III. Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения.
1 класс. Простые и двойные сернистые и им подобные соединения.
2 класс. Сульфосоли.
Раздел IV. Галоидные соединения (галогениды).
1 класс. Фториды.
2 класс. Хлориды, бромиды и иодиды.
Раздел V. Окислы.
1 класс. Простые и сложные окислы.
2 класс. Гидроокислы.
Раздел VI. Кислородные соли.
1 класс. Иодаты [1].
2 класс. Нитраты.
3 класс. Карбонаты.
4 класс. Сульфаты и селенаты.
5 класс. Хроматы.
6 класс. Молибдаты и вольфраматы.
7 класс. Фосфаты, арсенаты и ванадаты.
8 класс. Арсениты [1].
9 класс. Бораты.
10 класс. Силикаты.
А. Силикаты с изолированными тетраэдрами аниона SiO_4.
Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4.
В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4.
Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4.
Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами тетраэдров SiO_4 и AlO_4.

[1] Эти соединения в данном курсе не рассматриваются.

Раздел I

САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ИНТЕРМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ СОЕДИНЕНИЯ

Общие замечания. В самородном состоянии в земной коре устанавливается свыше 30 химических элементов, главным образом металлов. Сюда же относятся ряд газов и редко встречающиеся элементы в жидком состоянии (ртуть, некоторые амальгамы).

Общее весовое значение самородных элементов в земной коре очень невелико (не превышает 0,1% всей массы земной коры). Из этого количества на долю азота приходится около 0,04%, кислорода—0,01—0,02%. Все остальные элементы, встречающиеся в самородном виде, составляют, следовательно, не больше 0,05%. Из них в наибольших относительных количествах представлены: водород, аргон, гелий, углерод, сера, золото, элементы платиновой группы, медь и висмут.

Некоторые химические элементы в природе встречаются исключительно или почти исключительно в самородном состоянии и носят название благородных элементов. В приводимой таблице (рис. 61) они набраны жирным шрифтом.

	H 1																
He 2	Li 3	Be 4	B 5	**C** 6	**N** 7	**O** 8	**F** 9										
Ne 10	Na 11	Mg 12	Al 13	Si 14	P 15	**S** 16	**Cl** 17										
Ar 18	K 19	Ca 20	Sc 21	Ti 22	V 23	Cr 24	Mn 25	Fe 26	Co 27	Ni 28	Cu 29	Zn 30	Ga 31	Ge 32	As 33	**Se** 34	Br 35
Kr 36	Rb 37	Sr 38	Y 39	Zr 40	Nb 41	Mo 42	Tc 43	**Ru** 44	**Rh** 45	**Pd** 46	**Ag** 47	Cd 48	In 49	**Sn** 50	**Sb** 51	**Te** 52	J 53
Xe 54	Cs 55	Ba 56	57-71 TR	Hf 72	Ta 73	W 74	Re 75	**Os** 76	**Ir** 77	**Pt** 78	**Au** 79	Hg 80	Tl 81	**Pb** 82	**Bi** 83	Po 84	At 85
Rn 86	Fr 87	Ra 88	Ac 89	Th 90	Pa 91	U 92											

Рис. 61. Элементы, встречающиеся в самородном виде (набраны жирным и полужирным шрифтом)

К числу их прежде всего относится группа благородных газов: He, Ne, Ar, Kr, Xe и Rn. Атомы их, как известно, обладают устойчивой двух- и восьмиэлектронной наружной оболочкой, чем и обусловлена их химическая инертность, т. е. неспособность вступать в какие-либо соединения с кислородом, водородом и другими элементами.

Особое положение в таблице занимает также группа благородных металлов (Ru, Rh, Pd, Ag, Os, Ir, Pt и Au), располагающихся в больших периодах менделеевской таблицы—пятом и шестом. Характерно, что в этих перио-

дах атомные радиусы элементов в вертикальных группах почти тождественны (явление так называемого лантанидного сжатия атомных объемов). Это обстоятельство играет очень важную роль в химизме этих элементов в природных условиях, особенно в образовании изоморфных смесей для благородных металлов. Действительно, триада Ru, Rh, Pd гораздо теснее связана с триадой Os, Ir, Pt, нежели с триадой Fe, Co, Ni. Металлы платиновой группы, образуя твердые растворы, в месторождениях распространены всегда совместно. Элементы триады Fe, Co, Ni в составе этих минералов занимают обычно подчиненное положение. Еще резче проявлен изоморфизм для Au и Ag, тогда как Cu в виде твердого раствора в них встречается очень редко.

Из остальных встречающихся в самородном состоянии металлов, расположенных в субпериодах правой части таблицы, чаще других распространены так называемые полуметаллы: As, Sb и Bi. Несмотря на общность некоторых химических свойств этих элементов, они в природе наблюдаются в разных условиях. Лишь иногда мышьяк и сурьма дают интерметаллическое соединение AsSb.

Из неметаллических элементов водород в свободном состоянии с примесью других газов довольно часто устанавливается в некоторых горных породах и месторождениях полезных ископаемых. Азот и кислород, как известно, в значительных количествах входят в состав атмосферы. Для углерода характерно нахождение его в двух различных по кристаллическому строению модификациях. Самородная сера в главной своей массе возникает путем частичного окисления H_2S, реже при восстановлении SO_2, а также некоторых сернокислых и органических соединений, богатых серой.

Общее число минеральных видов и разновидностей, относящихся к данному разделу, по химическому составу достигает 80, т. е. оно значительно больше, чем число элементов, в них входящих. Некоторые элементы, как известно, устанавливаются в двух или более полиморфных модификациях (алмаз, графит, α-сера, β-сера и др.). Ряд элементов, кроме того, что встречается в чистом виде, образует твердые растворы друг с другом, например: электрум (Au, Ag), палладистая платина (Pt,Pd).

Распространены также интерметаллические соединения, обладающие стехиометрическими формулами и характеризующиеся своими особенностями кристаллической структуры (например, альгодонит—Cu_3As, стибиопалладинит—Pd_3Sb, дискразит Ag_3Sb и др.). Кроме определенных соединений, встречаются и соединения переменного состава, например: (Pt, Fe), (Pt, Cu) и др. Количество искусственно получаемых интерметаллических соединений достигает огромной цифры.

Кристаллические структуры и физические свойства минералов. Самородные элементы, встречающиеся в твердом состоянии, обладают различными кристаллическими структурами. По типу сил связей между атомами преобладающее значение имеют атомные структуры плотнейшей упаковки с металлической связью, иногда с признаками связей, переходных к гетерополярной и вандерваальсовской. Этими особенностями обусловлен ряд важных общих свойств самородных металлов.

Из всех природных веществ самородные металлы обладают наилучшей электропроводностью и теплопроводностью. Все они в полированном виде обладают сильным металлическим блеском, т. е. высокой отражательной способностью. Показатели преломления, от которых зависит блеск, являются наивысшими. Лишь для золота, серебра и меди они меньше 1,0, но это также обусловливает высокую отражательную способность (см. рис. 20). Точно так же и показатели поглощения света исключительно высоки.

Цвет преобладающего большинства самородных металлов серебряно- или оловянно-белый. Бросающимся в глаза исключением являются цвета золота и меди. Эти элементы могут обнаруживать более высокие валентности, чем следует по их положению в таблице элементов ($CuCl_2$, $AuCl_3$).

Допускают, что избирательное отражение света связано с особенностями строения атомных ядер этих элементов.

Из всех известных минералов самородные металлы обладают наибольшими удельными весами (особенно минералы элементов платиновой группы). Металлы, структура которых характеризуется координационным числом 12 и отсутствием направленных сил связей, обладают высокой ковкостью, отсутствием ясно выраженной спайности в изломе и обычно невысокой твердостью. В отношении твердости исключение составляют лишь иридий и минералы, содержащие этот элемент в значительных количествах.

Благородные металлы, характеризующиеся лантанидным сжатием атомных объемов, более устойчивы в химическом отношении. Вследствие этого золото и минералы платиновой группы широко распространены в россыпях речных долин.

Физические свойства группы полуметаллов (мышьяка, сурьмы и висмута), характеризующихся как бы частично искаженными кубическими решетками, несколько отличаются от свойств типичных металлов. Меньшие отклонения в строении кристаллической решетки наблюдаются у висмута, который обладает наибольшим в данной группе блеском, наименьшей хрупкостью, наименьшей твердостью и др. Общими для всех трех металлов являются морфологические особенности кристаллов и направления спайности, что строго согласуется с особенностями их кристаллического строения.

Металлоиды по кристаллическим структурам и связанным с ними свойствам совершенно не похожи на типичные металлы. На характеристике их подробно остановимся при описании минералов.

1. ГРУППА ЗОЛОТА

В эту группу входят типичные самородные металлы: медь, серебро, золото и их разновидности по химическому составу.

Из указанных элементов золото в природе наблюдается главным образом в самородном виде, изредка в виде теллуридов. Серебро нередко встречается также в виде сернистых и галоидных соединений. Медь в самородном виде распространена значительно реже, чем сернистые, кислородные и другие ее соединения.

Все эти металлы кристаллизуются в кубической сингонии, образуя однотипные кристаллические структуры. Золото и серебро, имеющие почти одинаковые размеры элементарных ячеек, образуют твердые растворы, тогда как медь, обладающая меньшими размерами ячейки, только при высокой температуре дает с золотом твердые растворы, распадающиеся при охлаждении. Для системы серебро—медь наблюдаются крайне узкие пределы растворимости друг в друге.

МЕДЬ—Cu. **Химический состав.** Обычно бывает химически чистой. В качестве примесей иногда содержатся Fe (до 2,5%), Ag (нередко в виде включений самородного серебра), изредка Au в виде твердого раствора до 2—3% (золотистая медь).

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^4L_6^3 6L^2 9PC$. **Кристаллическая структура**—простейшая и представлена гранецентрированным кубом с плотнейшей упаковкой атомов. Атомы Cu располагаются в вершинах куба и в центре каждой грани элементарной ячейки.

Облик кристаллов. Правильно образованные кристаллы редки (рис. 62). Главные формы: {100}, {111}, {110}. Встречаются двойники срастания по (111) (рис. 63), иногда в виде кристаллических дендритов (рис. 64). **Агрегаты.** Часто наблюдаются неправильные пластинчатые дендриты или реже целые пластины, образовавшиеся в трещинах пород при экзогенных процессах. В верхних частях месторождений (в зонах окисления) находили даже сплошные массы в несколько тонн весом.

Цвет меди медно-красный, часто с побежалостью. **Черта** металлически блестящая. **Блеск** типичный металлический.

Твердость 2,5—3. Обладает ковкостью. Излом крючковатый **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 8,5—8,9. **Прочие свойства.** Прекрасный проводник электричества. Электропроводность 99,95 (для серебра 100).

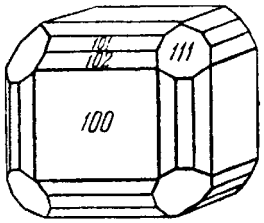


Рис. 62. Кристалл самородной меди. Свердловский район (Урал)

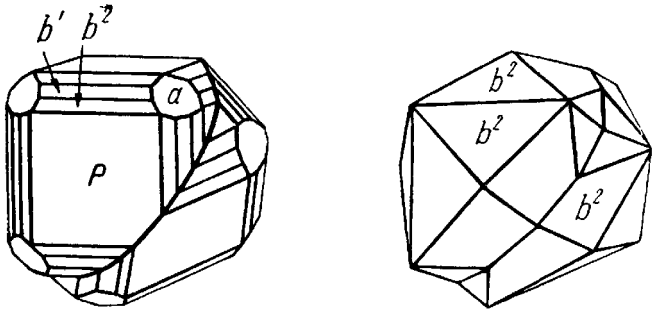


Рис. 63. Двойники кристаллов самородной меди по (111). *p* {100}, *a* {111}, b^1 {110}, b^2 {210}

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету, ковкости и удельному весу. П. п. тр. плавится (температура плавления 1080°). В разбавленной HNO_3 легко растворяется. В HCl растворяется с трудом, образуя хлорид меди. Водный раствор в аммиаке обладает характерным синим цветом.

Происхождение. Самородная медь образуется в восстановительных условиях при различных геологических процессах.

Типичные гидротермальные месторождения, имеющие самостоятельное значение, очень редки. Примером могут служить крупные месторождения самородной меди в районе Верхнего озера (в штате Мичиган, США), где вкрапления ее ассоциируют с цеолитами, кальцитом и другими минералами.

В виде микроскопических выделений медь нередко наблюдается в гидротермально измененных основных изверженных породах, где она могла образоваться в результате разложения медьсодержащих сульфидов.

Наиболее обычно нахождение меди в нижних частях зон окисления медносульфидных месторождений в ассоциации с купритом (Cu_2O), малахитом, иногда халькозином (Cu_2S) и другими медными минералами. В виде пластинок и неправильной формы пластинчатых ветвистых образований она может быть встречена в трещинах боковых пород по соседству с месторождением.



Рис. 64. Дендрит самородной меди. Васильевское месторождение из группы Турьинских рудников (С. Урал)

Известны месторождения меди в осадочных породах, преимущественно песчаниках, в виде цемента между песчинками или в виде неправильной формы конкреций, иногда в ассоциации с купритом, малахитом, азуритом и др., без видимой связи с первичными медными месторождениями. Условия образования этого типа месторождений еще недостаточно изучены.

Наконец, необходимо упомянуть о так называемой цементной меди (рис. 65), которая выделяется на железных предметах (скобах, болтах, рельсах и т. д.) в заброшенных горных выработках, залитых рудничными

водами, содержащими в растворе сульфаты меди. Свойство металлического железа высаживать из растворов медь используется для целей получения этого металла в промышленных масштабах (с помощью железных опилок в специальных бетонированных водоемах, куда периодически вливаются рудничные медьсодержащие воды).

Поведение самородной меди в кислородной обстановке характеризуется образованием окислов меди на ее поверхности, а в водно-воздушной среде—гидрокарбонатов меди (малахита и азурита) в виде корок.

Псевдоморфозы самородной меди известны по куприту, халькозину, изредка по органическим остаткам (чаще по обломкам древесины).

Практическое значение. Применение меди как металла общеизвестно (в электротехнике, машиностроении, для изготовления различных приборов, посуды и т. д.). Процесс извлечения самородной меди из содержащих ее руд довольно прост (применяются гравитационные методы обогащения). Поэтому промышленное содержание этого металла в рудах значительно ниже по сравнению с сульфидными и окисленными рудами (до 0,5% для крупных месторождений).

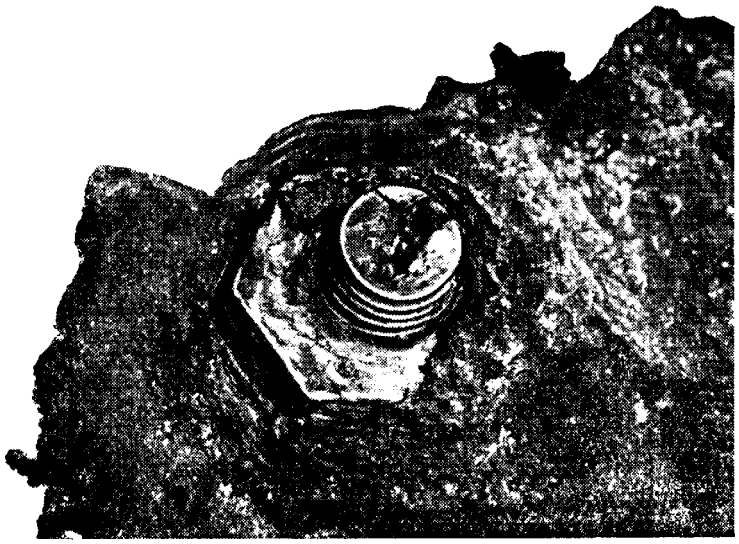


Рис. 65. «Цементная медь» на железном болте. Шахта Карабашского месторождения (Урал). Нат. вел.

Месторождения. Самородная медь, встречающаяся в месторождениях СССР, имеет минералогическое значение. В прежние времена она, вероятно, являлась предметом специальной добычи. В Ленинградском горном музее и в музее Московского геолого-разведочного института сохранились образцы плитообразных больших глыб самородной меди, доставленные в свое время из старых рудников в Дегеленских горах (Семипалатинская область), где отдельные глыбы достигали нескольких тонн весом.

Несомненный интерес представляют также скопления меди в виде неправильной формы конкреций в песчаниках Наукатского месторождения (на левом берегу р. Сыр-Дарьи, в 18 *км* от ст. Посьетовка, Ташкентской ж. д.).

Замечательные кристаллические двойниковые сростки и дендриты из верхних горизонтов известных Турьинских месторождений меди (С. Урал) были описаны Г. Розе в 1837 г.

Из иностранных месторождений уже упоминались крупнейшие гидротермальные месторождения самородной меди в районе Верхнего озера (США). Здесь самородная медь содержится в древнейших конгломератах в виде цемента и в миндалинах изверженных пород.

СЕРЕБРО—Ag. Самородное серебро в природе распространено реже, чем медь, и несравненно реже, чем золото.

Химический состав. Кроме химически чистого серебра, встречаются разновидности: кюстелит с изоморфной примесью золота до 10% и выше, медистое серебро, сурьмянистое серебро и др.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L_6^3 6L^2 9PC$. **Кристаллическая структура.** Гранецентрированный куб. **Облик кристаллов.** Правильно образованные кристаллы очень редки. Встречающиеся формы: {100}, {111}. Двойники по (111). **Агрегаты.** Встречается иногда в виде типичных «вязаных» перистых дендритов (рис. 66), тонких неправильных пластин и листочков. Характерны также моховидные, волосовидные (рис. 67) и про-

волочные формы (см. рис. 16). Наиболее распространены зерна неправильной формы и более крупные сплошные скопления—самородки.

Цвет серебра в свежем изломе серебряно-белый. С поверхности часто бывает покрыто черным налетом. **Черта** металлически блестящая. **Блеск** типичный металлический.

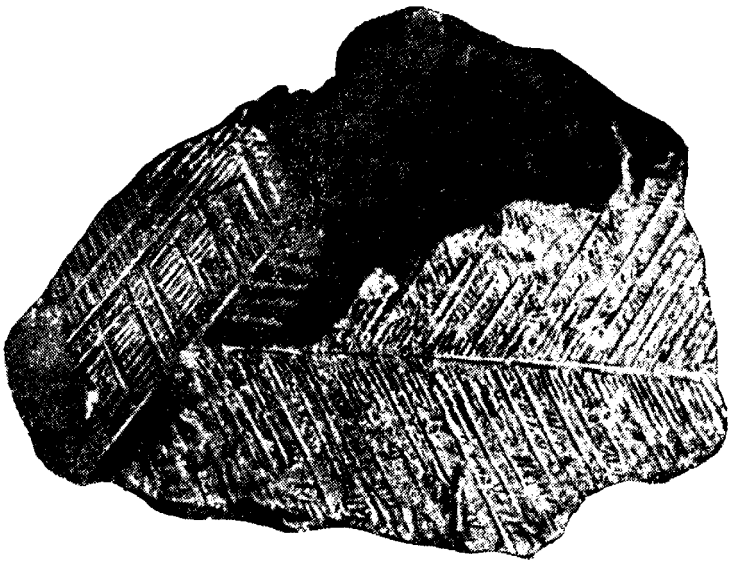


Рис. 66. Самородное серебро в пластинчатых дендритах (в «вязаных» формах)

Твердость 2,5. Весьма ковко Расплющивается в тончайшие листочки. Излом крючковатый **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 10,1—11,1 **Прочие свойства.** Наилучший проводник тепла и электричества.

Диагностические признаки. Узнается по цвету, характерному крючковатому, занозистому излому, ковкости (острие ножа легко оставляет след) и удельному весу От платины отличается меньшей твердостью и меньшим удельным весом Аргентит (Ag_2S), который часто сопровождает самородное серебро, обладает более темным свинцово-серым или черным цветом.

П. п. тр. плавится. Раствор в HNO_3 с HCl дает характерный белый творожистый осадок AgCl. От H_2S чернеет.

Происхождение. Образование самородного серебра в природе во многом аналогично образованию меди. Оно вместе с другими серебросодержащими минералами встречается в гидротермальных жильных месторождениях в ассоциации с аргентитом (Ag_2S) и кальцитом (месторождение Конгсберг в Норвегии), иногда в ассоциации со сложными сернистыми, мышьяковистыми, сурьмянистыми соединениями разных металлов, в том числе никеля и кобальта.

В экзогенных условиях оно, так же как и самородная медь, встречается в зонах окисления месторождений сернистых и мышьяково-сурьмянистых руд, являясь продуктом их разложения и восстановления из поверхностных растворов различными органическими соединениями. Образующееся в этих условиях самородное серебро нередко имеет вид дендритов, пластинок, моховидных, проволочных, волосовидных форм и др. Экспериментально доказано, что тончайшие нитевидные и дендритовые образования, иногда в виде красивых узоров, образуются на кусочках угля из раствора, особенно в присутствии растворимых органических соединений.



Рис. 67. Самородное серебро в закрученных проволочных и волосовидных формах на кальците

В поверхностных условиях самородное серебро менее устойчиво, чем золото. Оно часто покрывается пленками и примазками черного цвета. В местностях с жарким, сухим климатом с поверхности нередко переходит в устойчивые галоидные соединения (AgCl и др.)

Практическое значение. Серебро применяется главным образом в сплавах с медью для выделки серебряных изделий, монет и др. Чистое серебро употребляется для филигранных работ, изготовления тиглей для плавления щелочей, для серебрения, для получения химических соединений и других

целей. Главная масса серебра (около 80%) добывается не в самородном виде, а в качестве побочного продукта из богатых серебром свинцово-цинковых, золотых и медных месторождений.

Месторождения. По СССР крупные месторождения не известны. Самородки серебра в прежнее время находили в Турьинских рудниках на Северном Урале, в ряде свинцово-цинковых месторождений Алтая, Казахстана, Восточной Сибири и в других местах.

Из иностранных месторождений большой известностью пользовались месторождения: Конгсберг (Норвегия), где самородное серебро встречалось до глубины 900 *м*, Кобальт (Канада), Шнееберг (Германия).

ЗОЛОТО—Au. Золото является одним из металлов, известных человеку с древнейших времен. Среди минералов рассматриваемой группы оно пользуется наибольшим распространением в природе.

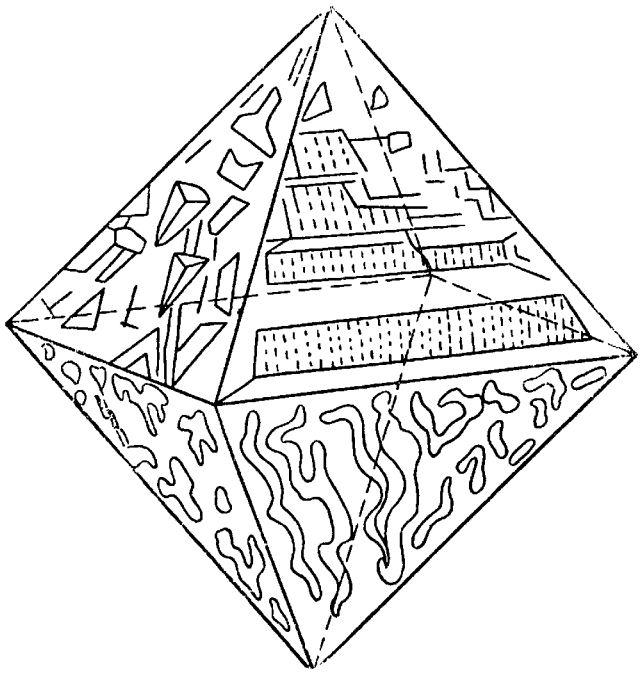


Рис. 68. Октаэдрический кристалл золота. Сысертский район (Урал)

Химический состав. В химически чистом виде золото встречается исключительно редко. Так называемое самородное золото в подавляющем большинстве случаев содержит в виде изоморфной примеси серебро (обычно от 4 до 15% по весу). Встречаются разности и более богатые серебром, которые относят к самостоятельному минеральному виду (см. электрум).

К числу разновидностей золота относятся следующие: медистое золото (купроаурид) с содержанием Cu до 20% (по весу); порпецит—палладистое золото с содержанием Pd от 5 до 11% и Ag до 4%; висмутистое золото (бисмутоаурит) с содержанием Bi в твердом растворе до 4%.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L^3_6L^29PC$. **Кристаллическая структура.** Гранецентрированный куб. **Облик кристаллов.** Кристаллы встречаются редко, притом преимущественно в виде октаэдров {111} (рис. 68), реже додекаэдров {110} и изредка в виде кубов {100}. Плоскости граней обычно бывают тусклыми, неровными; иногда обладают комбинационной штриховкой параллельно ребрам (111) : (310) и (111) : (110). Часты сростки и двойники по (111). **Агрегаты.** Обычно наблюдается в виде неправильной формы зерен, включенных в кварцевую или рудную массу. Размеры их могут быть самые различные, но чаще встречаются микроскопически мелкие зерна, иной раз с трудом различимые даже в полированных шлифах при больших увеличениях под микроскопом. В россыпях речных долин при промывке песков нередко находят самородки окатанной формы весом от нескольких граммов, крайне редко до десятков килограммов. В зонах выветривания месторождений удавалось находить мелкие сталактитообразные формы самородков вторичного происхождения. В рудах коренных месторождений среди пустот наряду с кристалликами встречались дендритообразные кристаллические сростки и пластины сетчатого рисунка (рис. 69).

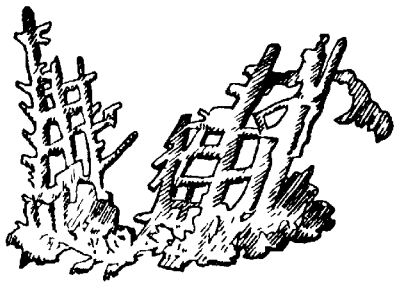


Рис. 69. Золото в форме дендрита

Цвет самородного золота золотисто-желтый (у богатых серебром разностей—бледножелтый). **Черта** металлическая желтая. **Блеск** типичный металлический.

Твердость 2,5—3,0. Ковко и тягуче. Легко расплющивается в тончайшие листочки. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 15,6—18,3 (для чистого золота 19,30). **Прочие свойства.** Обладает высокой тепло- и электропроводностью.

Диагностические признаки. Характерны: золотисто-желтый цвет, низкая твердость (легко режется ножом), большая ковкость, высокий удельный вес и неокисляемость на воздухе. От похожих на него пирита, халькопирита ($CuFeS_2$) и миллерита (NiS) отличается по сильному блеску и характерному оттенку цвета.

П. п. тр. плавится. Не растворяется в кислотах, кроме царской водки; растворяется в KCN и реагентах, выделяющих свободный хлор и бром. Горячие многосернистые щелочи растворяют золото, образуя сернистые соединения, которые в природе до сих пор не установлены.

Происхождение. Наибольшая масса золота распространена в типичных гидротермальных месторождениях, генетически связанных с интрузивами кислых изверженных пород. Парагенетически оно всего чаще связано с кварцем и сульфидами (пиритом, арсенопиритом, блеклыми рудами, халькопиритом, реже с галенитом, сфалеритом), иногда с теллуридами золота и серебра и др. Весьма характерно, что так называемое видимое золото, как правило, выделяется в числе самых последних минералов, нередко приурочиваясь к трещинкам в ранее образовавшихся минералах. Кроме видимого, различают также «связанное» золото, открываемое в существенных количествах химическими анализами в сульфидах, главным образом в пирите и арсенопирите (FeAsS), лишь частично наблюдаемое под микроскопом. Очевидно, часть его находится в рассеянном тонкодисперсном состоянии подобно тому, как в кристаллозолях распределена дисперсная фаза.

Как новообразование самородное золото встречается в зонах окисления сульфидных месторождений в ассоциации с лимонитом, азуритом, свинцовыми, висмутовыми, сурьмяными охрами и др. Установлено также, что серебро, содержащееся в золоте, в условиях поверхностного выветривания частично выносится, и вследствие этого золото по периферии и вдоль трещинок становится более высокопробным. Точно так же давно было подмечено, что золото, намываемое из россыпей, содержит меньше серебра, чем золото из коренных месторождений.

Практическое значение. Как известно, золото является основным валютным и денежным металлом. Расходуется также на украшения, предметы роскоши, физические и химические приборы, в зубоврачебном деле и для других целей.

Минимальное промышленное содержание золота в коренных рудах колеблется в пределах от 1 до 10 *г/т*, т. е. от 0,0001 до 0,001% (в зависимости от масштабов месторождений и экономических условий освоения).

Месторождения. СССР обладает весьма многочисленными как россыпными, так и коренными месторождениями золота, распространенными на Урале и главным образом в Восточной и Северо-Восточной Сибири. Укажем лишь на некоторые из них.

Березовское месторождение (в 12 *км* к северо-востоку от г. Свердловска). Это месторождение знаменито не только тем, что в нем вообще впервые 200 лет тому назад было открыто самородное золото в нашей стране, но и своими замечательными ассоциациями минералов, коллекции которых украшают витрины многих наших и заграничных музеев. Золото здесь приурочено к сериям небольших кварцевых жил, обычно залегающих среди мощных жил измененного гранит-порфира (кварцевые жилы расположены перпендикулярно к стенкам гранит-порфировых жил). Золото преимущественно связано с сульфидами, распространенными в кварцевых жилах, главным образом с пиритом, блеклой рудой, галенитом, халькопиритом, айкинитом и др. В зоне выветривания оно сопровождается различными кислородными соединениями железа, меди, свинца, висмута и др.

Дарасунское месторождение (в 75 *км* к северо-западу от ст. Шилка, Забайкальской ж. д.) представлено кварцевыми жилами, характеризующимися большим разнообразием минералогического состава; кроме кварца, в них наблюдаются турмалин, карбонаты, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, блеклые руды и ряд других минералов. Золото приурочено к скоплениям сульфидов, главным образом арсенопирита.

Балейское месторождение (в 55 *км* к юго-западу от ст. Приисковая, Забайкальской ж. д.) интересно тем, что золото часто наблюдается в метаколлоидных кварцевых массах в тонкораспыленном виде, вследствие чего обогащенные им участки имеют слабый зеленоватый оттенок.

В Дмитриевском месторождении (в верховьях р. Кары, притока р. Шилки, в Восточном Забайкалье) золото находится в ассоциации с сульфидами в богатых турмалином кварцевых жилах.

Крупные россыпные месторождения распространены во многих районах Урала и Сибири. В Миасском районе (Ю. Урал) из россыпи по р. Ташкутаргану, притоку р. Б. Иремель, в 1842 г. был найден самый крупный у нас самородок золота весом 36 *кг*.

Из месторождений зарубежных стран широкой известностью пользуется крупнейшее месторождение Витватерсранд в Трансваале (Ю. Африка), дававшее до недавнего времени около 50% всей мировой добычи золота. Золото здесь содержится в метаморфизованных древнейших конгломератах, очевидно представлявших первоначально золотоносные россыпи. Горные выработки достигли глубины свыше 2 *км*.

Много золота добывается также в США (в западных штатах и Аляске) и ряде районов Канады. Месторождения преимущественно представлены кварцевыми жилами, в которых золото парагенетически связано чаще всего с сульфидами. Обширные районы золотоносных россыпей известны в Калифорнии, на Аляске (р. Клондайк в бассейне Юкона и др., а также на полуострове Сьюорд) и в Австралии. В россыпях провинции Виктория (Австралия) были найдены самые крупные самородки в мире: «Приятный незнакомец», весом 59,67 *кг* (1858 г.) и «Желанный», весом 68,08 *кг* (1869 г.).

ЭЛЕКТРУМ—(Au,Ag). Сингония кубическая. Этот минеральный вид обнимает промежуточные по составу разности в изоморфном ряду Au—Ag. Содержание в нем серебра выше 15%, достигает обычно 30, иногда 40 и даже 50%. В незначительных количествах присутствуют также Cu, Fe и др. Физические и химические свойства являются также промежуточными. Цвет светложелтый до серебряно-белого. Блеск металлический. Отражательная способность очень высокая. Твердость 2—3. Ковок, тягуч. Спайность отсутствует. Уд. вес 12—15.

Встречается почти исключительно в гидротермальных месторождениях, но значительно реже, чем самородное золото и серебро. Для электрума характерен парагенезис с серебросодержащими сульфидами (аргентитом, блеклыми рудами, пруститом, пираргиритом и др.). Благодаря высокому содержанию серебра, электрум легче, чем золото, при выветривании подвергается изменениям: на нем иногда образуются темные пленки галоидных или сернистых соединений, из которых в восстановительных условиях выделяется тонкая пленка самородного серебра.

Отдельные находки электрума сделаны в ряде пунктов Урала и Алтая.

2. ГРУППА ЖЕЛЕЗА—ПЛАТИНЫ

Здесь объединяются самородные металлы VIII группы менделеевской таблицы (за исключением рутения и осмия, о которых речь будет итти ниже): Fe, Co, Ni, Rh, Pd, Ir и Pt. В этой таблице, построенной по длинным периодам, эти элементы примыкают слева к элементам выше рассмотренной группы (Cu, Ag и Au).

Рассматриваемая здесь группа минералов по условиям нахождения в природе и кристаллохимическим данным делится на две подгруппы: а) подгруппа железа и б) подгруппа платины.

Среди минералов подгруппы самородного железа, встречающихся в земной коре, по своему происхождению следует различать: 1) минералы космического происхождения, слагающие железные метеориты, и 2) крайне редко встречающиеся теллурические (земные) образования.

Минералы, входящие в подгруппу самородной платины, представлены довольно большим числом минеральных видов и их разновидностей, представляющих твердые растворы металлов Pt, Fe, Ir, Pd, Rh, иногда Ni, Cu, изредка Au, Os, Sn (иногда в существенных количествах), а также Pb, Zn, Ag, Co, Mn, Mo (до 0,006%) и Re (до 0,00008—0,002%).

Из всех этих минеральных видов наибольшим распространением в земной коре пользуются поликсен и палладистая платина. То, что обычно называют собирательным термином «самородная платина», в большинстве случаев относится к поликсену.

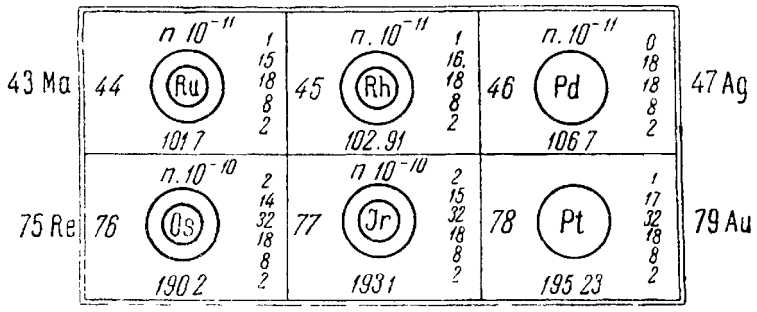


Рис. 70. Триады металлов платиновой группы

Характерной особенностью минералов подгруппы самородной платины является то, что в их составе Ru и Os в виде изоморфных примесей не участвуют совершенно. Несмотря на то что все шесть элементов платиновой группы (рис. 70) обладают многими общими признаками как в физическом, так и химическом отношениях, поведение их в природных условиях все же не совсем одинаково. Элементы с максимальным атомным весом в триадах — Pd и Pt, занимающие правую часть приведенной таблички, ведут себя резко отлично от Ru и Os, т. е. от элементов, располагающихся в крайнем левом столбце. До сих пор не удавалось установить, чтобы эти две крайние пары элементов могли изоморфно замещать друг друга, хотя минералы, их содержащие, бывают парагенетически тесно связаны, нередко образуя непосредственные срастания. Элементы Rh и Ir, занимающие промежуточное положение (рис. 70), играют двойственную роль: они, с одной стороны, образуют химические соединения переменного состава с элементами Ru и Os, а с другой—входят в состав твердых растворов с Pd и Pt, нередко вместе с Fe, Ni, Cu и др. Характерно также, что правые и левые пары элементов платиновой группы способны образовывать, правда редкие, природные химические соединения с S, As, Sb и отчасти с Te, тогда как для Rh и Ir мы подобных соединений еще не знаем. Не менее показательно то, что минералы, обнимаемые рядом Pd—Pt, как правило, кристаллизуются в кубической сингонии (с кристаллической решеткой типа меди), тогда как минералы ряда Ru—Os явно индивидуализированы в виде соединений переменного состава, кристаллизующихся в гексагональной сингонии (в кристаллических решетках типа осмия).

Все это и заставляет минералы, образуемые химическими элементами платиновой группы, разбить на две части. Одну из них рационально объединить с группой железа, а другую (осмия—рутения) выделить в самостоятельную группу.

ЖЕЛЕЗО—α-Fe. Синоним: феррит.

Химический состав. Согласно имеющимся данным химических анализов, теллурическое железо является почти чистым железом с незначительными примесями: Ni до 0,6, иногда до 2%, редко больше; Co до 0,3%; Cu до 0,4%; Pt до 0,1%.

Сингония кубическая. В кристаллах, и притом очень мелких, встречается крайне редко. Обычно наблюдается в виде мельчайших неправильной формы зерен, реже образует более крупные скопления. **Кристаллическая структура.** Для железа установлено несколько полиморфных модификаций, из которых высокотемпературная модификация—γ-Fe (выше 906°) образует решетку гранецентрированного куба типа Cu ($a_0 = 3{,}63$), а низкотемпературная—α-Fe—решетку центрированного куба типа α-Fe ($a_0 = 2{,}86$).

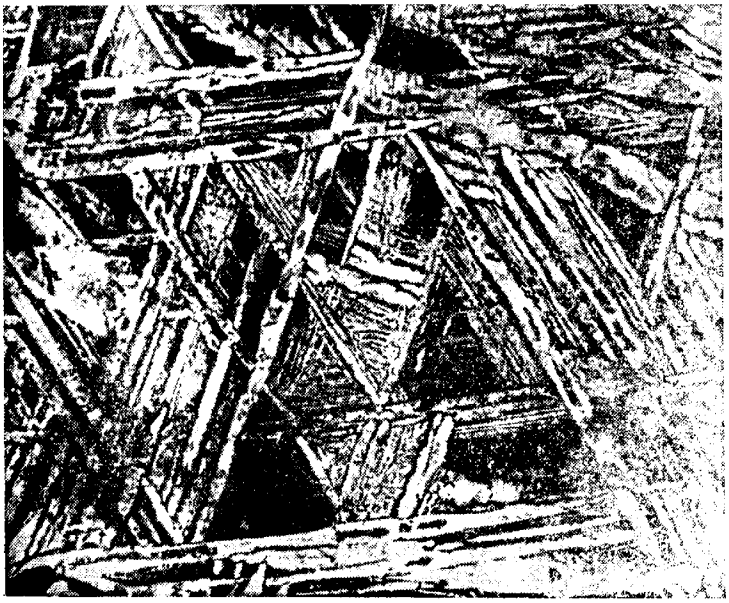


Рис. 71. Видманштеттовы фигуры на полированной поверхности железного метеорита

Цвет железа стально-серый, в полированных шлифах металлически-белый. **Черта** блестящая стально-серая. **Блеск** в свежем изломе типичный металлический.

Твердость 4—5. Обладает ковкостью. **Спайность** наблюдается по {100}. **Уд. вес** 7—7,8. **Прочие свойства.** Обладает резко выраженной магнитностью.

Диагностические признаки. От самородной платины отличается растворимостью в HNO_3, меньшим удельным весом, сильной магнитностью и легкой окисляемостью на воздухе. Бедные никелем разности из раствора медного купороса высаживают на поверхности металлическую медь. Метеоритное железо на полированных поверхностях после травления (рис. 71) обычно обнаруживает крупнорешетчатое строение (видманштеттовы фигуры), чего никогда не наблюдается в теллурическом железе.

Происхождение и месторождения. Редкие находки теллурического самородного железа приурочены к основным и ультраосновным изверженным породам. Более крупные выделения были встречены в базальтах в Уифаке (на о. Диско, у западного берега Гренландии) и вблизи г. Касселя (Германия). В обоих пунктах с ним ассоциируют пирротин (FeS) и когенит (Fe_3C—карбид железа). В микроскопических зернах оно не раз устанавливалось в измененных (серпентинизированных) ультраосновных породах также в парагенезисе с пирротином, иногда с магнетитом, за счет которых оно и возникает при восстановительных реакциях.

Имеются указания также на образование его экзогенным путем в виде вкраплений в кремнистых сланцах (о. Борнео), в продуктах каменноугольных пожаров и в торфяниках.

Практического значения все эти находки не имеют.

ПОЛИКСЕН—(Pt, Fe). Название дано по обилию изоморфных примесей: «поли» по-гречески—много, «ксенос»—чужой. Поликсен является наиболее распространенным в земной коре из минералов платиновой подгруппы.

Химический состав. Pt 80—88%; Fe 9—11%, иногда снижается до 4—5% или бывает выше 11% (соответственно меняется и содержание Pt). Из изоморфных примесей устанавливаются: Ir до 7%—иридистая платина; Pd 0,1—1,0, иногда до 7% и выше—палладистая платина; Rh 0,1—0,5%, иногда до 4—5%—родистая платина; Cu до 0,8%; Ni следы до десятых долей процента, иногда в весьма существенных количествах—никелистая платина.

Сингония кубическая. **Кристаллическая структура.** Гранецентрированный куб (тип Cu). **Облик кристаллов.** Обычно наблюдается в виде неправиль-

ной формы зерен. Редко встречающиеся мелкие кристаллы большей частью имеют кубическую форму (рис. 72). В комбинациях граней, кроме господствующей формы {100}, наблюдаются {110}, {210}, {310} и некоторые другие. Из двойников преимущественно развиты двойники прорастания по (100) и срастания по (111). **Агрегаты.** Отдельные зерна самородной платины, встречающиеся в рудах, часто группируются в мелкие кучки, иногда образуя сплошные массы—самородки (рис. 73). Самый крупный самородок, встреченный в коренных месторождениях Урала, весил 427,5 *г*. Самородки, находимые в россыпях, достигали размеров 10×18 *см* и веса 8—9 *кг*.

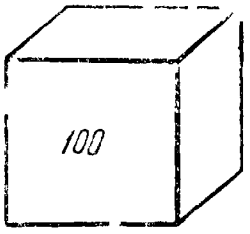


Рис. 72. Кубический кристалл поликсена

Цвет поликсена от серебряно-белого до стально-черного. **Черта** металлическая стально-серая. **Блеск** типичный металлический. Отражательная способность в полированных шлифах высокая—65—70.

Твердость 4—4,5, у богатых иридием разностей—до 6—7. Обладает ковкостью. Излом крючковатый. **Спайность** обычно отсутствует **Уд вес**—15—19. Подмечена связь пониженного удельного веса с наличием пустот, занятых природными газами, а также включениями посторонних минералов. **Прочие свойства.** Обладает магнитностью. Хорошо проводит электричество.

Диагностические признаки. По внешнему виду поликсен ближе всего напоминает самородное серебро и самородное железо. От первого отличается повышенной твердостью и удельным весом и тем, что не плавится п. п. тр. и не растворяется в кислотах (кроме царской водки). Нерастворимость в кислотах отличает его и от самородного железа, которое, растворяясь в HNO_3, легко окисляется и буреет.

Происхождение. Минералы платиновой группы в большинстве случаев встречаются в типичных магматических месторождениях, генетически связанных с ультраосновными изверженными породами. Эти минералы в рудных телах выделяются в числе последних (после силикатов и окислов), в моменты, отвечающие гидротермальной стадии магматического процесса.

Минералы платины, бедные палладием (поликсен, иридистая платина и др.), встречаются в месторождениях среди дунитов—оливиновых бесполевошпатовых пород, богатых магнезией и бедных кремнеземом. При этом парагенетически они чрезвычайно тесно связаны с хромшпинелидами—окислами сложного состава: $(Fe,Mg)(Cr,Al,Fe)_2O_4$.


Рис. 73. Половина распиленного и пришлифованного самородка из коренного месторождения. Взаимоотношения между поликсеном (белое) и хромшпинелидами (серое). Увелич в 3 раза

Палладистая и никеле-палладистая платина преимущественно распространены в основных изверженных горных породах (норитах, габбро-диабазах) и ассоциируют обычно с сульфидами. пирротином—FeS, халькопиритом—$CuFeS_2$ и пентландитом—$(Fe,Ni)_9S_8$.

В экзогенных условиях в процессе разрушения коренных месторождений и пород образуются платиноносные россыпи (рис. 56). Большинство минералов подгруппы в этих условиях химически стойко.

Практическое значение. В первые моменты добычи самородная платина не находила себе надлежащего применения и считалась даже вредной примесью к россыпному золоту, с которым она улавливалась попутно. Вначале

ее просто выбрасывали в отвал при промывке золота или применяли вместо дроби при стрельбе. Затем производились попытки фальсификации ее путем золочения и сдачи в таком виде скупщикам. В числе самых первых изделий из уральской самородной платины, хранившихся в Ленинградском горном музее, были цепи, кольца, обручи для бочек и пр. Замечательные свойства металлов платиновой группы были открыты несколько позднее.

Главнейшими ценными свойствами платиновых металлов являются: трудноплавкость, электропроводность и химическая стойкость. Эти свойства обусловливают их использование в химической промышленности (для изготовления лабораторной посуды, в производстве серной кислоты и пр.), электротехнике и других отраслях промышленности. Значительные количества платины расходуются в ювелирном и зубоврачебном деле.

Добываемая «сырая» платина поступает на аффинажные заводы, где производятся сложные химические процессы разделения ее на составляющие чистые металлы.

Месторождения. Платина несомненно, наряду с золотом, была известна человеку еще в глубокой древности. В Европе платина привлекла к себе внимание лишь в половине XVIII в., после того как испанский математик Антонио де-Ульоа, путешествовавший по Южной Америке, в 1735 г. привез из Колумбии металлические зерна, по цвету похожие на серебро, но сильно отличавшиеся от него по другим свойствам.

На Урале первые находки самородной платины, обратившие на себя внимание, относятся к 1819 г. Там она так же была открыта в виде примеси к россыпному золоту. Самостоятельные богатейшие платиноносные россыпи, пользующиеся мировой известностью, открыты были позднее. Они распространены на Среднем и Северном Урале и все пространственно приурочены к выходам массивов ультраосновных пород (дунитов и пироксенитов). Многочисленные небольшие коренные месторождения были установлены в Нижне-Тагильском дунитовом массиве. Скопления самородной платины (поликсена) приурочены главным образом к хромитовым рудным телам, состоящим преимущественно из хромшпинелидов.

В настоящее время крупное значение в платиновой промышленности играет известное месторожденпе Сэдбери в Канаде, из медно-никелевых руд которого платиновые металлы добываются попутно с никелем, медью и кобальтом.

3. ГРУППА ОСМИЯ—РУТЕНИЯ (ОСМИСТОГО ИРИДИЯ)

Эти два элемента в менделеевской таблице располагаются в левой стороне триад элементов платиновой группы (рис. 70). Весьма характерно, что они, изоморфно замещая друг друга, в природных условиях легко образуют твердые растворы с элементами, располагающимися в средине этих триад,— с родием и особенно с иридием, но не с палладием и платиной. Наличие платины как элемента хотя и часто указывается в данных химических анализов минералов рассматриваемой группы, однако, по всей вероятности, она присутствует в виде механической примеси, как это иногда устанавливается в полированных шлифах под микроскопом. Таким образом, главными металлами в этой группе являются осмий и иридий, в меньшей степени—рутений и родий.

Минералы этой группы хотя и встречаются совместно с минералами железо-платиновой группы, но по целому ряду свойств резко отличаются от них: 1) весьма характерен пластинчатый облик кристаллов; 2) большей частью отчетливо выражена оптическая анизотропия; 3) характерна явно повышенная твердость, благодаря чему пластинки осмистого иридия рельефно выделяются в полированных шлифах на фоне самородной платины (рис. 74); 4) относительно повышенными оказываются и удельные веса минералов; 5) минералы группы осмистого иридия обладают, наконец, исключительной химической устойчивостью (не растворяются даже в кипящей царской водке).

Главные минеральные виды принято различать по соотношению и содержанию в них иридия и осмия.

НЕВЬЯНСКИТ — (Ir,Os). Назван по месту нахождения: Невьянский район, к северу от г. Свердловска (Урал). Является наиболее широко представленной в природе разностью из минералов данной группы.

Химический состав. Минералы, описанные под названием невьянскит, имели следующие колебания в содержании отдельных металлов (в %): Ir 46,8—77,2, Os 21,0—49,3, Ru 0—0,5, Rh 0,5—7,7, Pt 0,1—5,5, Cu 0—0,9, Fe 0—1,4.

Отношение Ir : Os колеблется в пределах от 4 : 1 до 1 : 1. В некоторых случаях в виде изоморфной примеси к иридию обнаруживается в значительном количестве родий.

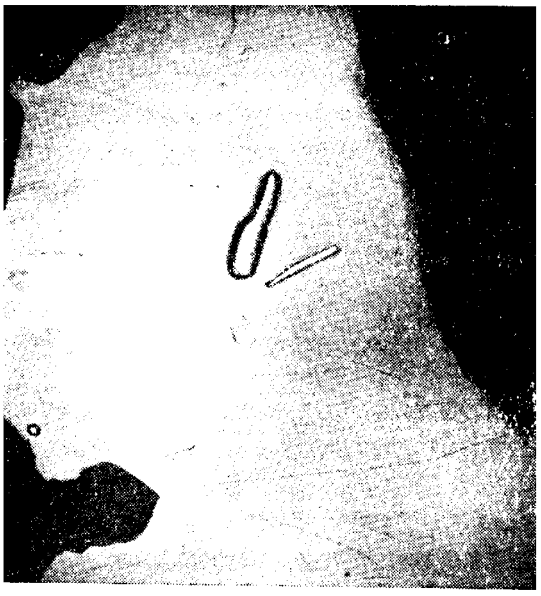


Рис. 74. Две пластинки осмистого иридия различной твердости (различие в рельефе), выступившие на полированной поверхности в зерне поликсена (белое). Темносерые окружающие зерна—хромшпинелид. Увелич. в 75 раз

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. $L^6 6L^2 7PC$. **Кристаллическая структура** гексагональная, плотнейшей упаковки. **Облик кристаллов.** В противоположность минералам железо-платиновой группы, минеральные виды этой группы в кристаллографическом отношении индивидуализированы очень хорошо. Кристаллы благодаря преимущественному развитию пинакоида {0001}

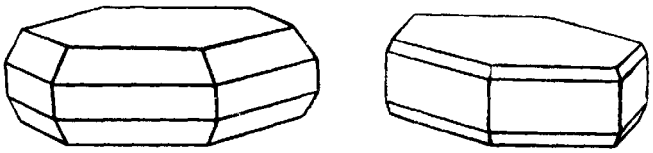


Рис. 75. Кристаллы осмистого иридия Урал

представлены обычно мелкими шестиугольными пластинками или таблитчатыми зернами (рис. 75), ограниченными с боков гранями призмы {10$\bar{1}$0} и гексагональных дипирамид, чаще {11$\bar{2}$1}. Встречаются кристаллы в виде неравносторонних шестиугольников, по форме приближающихся к треугольнику. Нередки сростки пластинчатых выделений наподобие каркаса.

Цвет невьянскита оловянно-белый или светлосерый. **Блеск** металлический. Оптически анизотропен.

Твердость 6—7. Хрупок. **Спайность** совершенная по {0001}, но отщепление листочков происходит с трудом. Листочки ломки. **Уд. вес** колеблется от 17,0 до 21,0. На понижение удельного веса влияет наличие мелких газовых пустот, иногда очень многочисленных (их количество в некоторых случаях достигает 17% по объему).

Диагностические признаки. Легко узнается по пластинчатому облику, более светлой окраске (по сравнению с сысертскитом) и высокой твердости.

П. п. тр. не плавится. При сплавлении с селитрой выделяет пары осмиевого ангидрида (OsO_4), обладающие резким неприятным запахом. При растворении этого сплава в воде выпадает черный порошок иридия. Чрезвычайно кислотоупорен.

Происхождение. Минералы этой группы генетически связаны главным образом с массивами изверженных ультраосновных пород (дунитов и перидотитов), где они встречаются в тесной ассоциации с минералами группы

платины, хромшпинелидами, иногда сульфидами меди. Встречаются и непосредственно в самих породах, т. е. не сопровождаются другими минералами.

Известны находки их в гидротермальных золотоносных кварцевых жилах. Встречались сростки невьянскита с золотом.

При выветривании и размыве месторождений невьянскит благодаря химической стойкости вместе с минералами самородной платины и золотом переходит в россыпи.

Практическое значение. Более крупные кристаллы осмистого иридия (размером не меньше 1 *мм* в диаметре) употребляются в сыром виде (т. е. без химической их обработки) в изготовлении приборов специального назначения (для этой цели необходимы зерна не менее 0,5 *мм*, предпочтительно овальной, а не пластинчатой формы). Мелкие зерна находят применение для кончиков вечных перьев, режущих частей хирургических инструментов и т. д.

Месторождения. Осмистый иридий встречается в россыпях, приуроченных к выходам массивов ультраосновных изверженных пород. В незначительных количествах он присутствует в виде примесей во многих золотоносных россыпях Урала, Сибири, а также в Калифорнии и Орегоне (США). На о. Тасмания известны россыпи, в которых минералы осмистого иридия преобладают над платиновыми металлами. Попутно с золотом осмистый иридий добывается также в крупнейшем месторождении золота Витватерсранд (в Трансваале, Южная Африка).

СЫСЕРТСКИТ — (Os, Ir). Назван по месту нахождения: Сысертский район (около г. Свердловска) на Урале.

Химический состав. Содержание осмия преобладает над содержанием иридия. Нередко в значительных количествах присутствует Ru, замещающий осмий.

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** гексагональная, плотнейшей упаковки. **Облик кристаллов.** Сысертскит наблюдался в виде шестиугольных пластинчатых кристаллов, окатанных пластинок, обломков (при промывке платиноносных россыпей). Кристаллы его специально не изучались.

Цвет сысерскита стально-серый до темносерого. **Блеск** металлический, тусклый.

Твердость около 6. Хрупок. **Спайность** по {0001} ясная. **Уд. вес** изменчивый, 17,8—22,5. Магнитные свойства не изучены.

Диагностические признаки. От невьянскита отличается лишь по более темной окраске. В остальном определенных различий без химического анализа установить нельзя.

П. п. тр. не плавится. При сильном прокаливании в окислительном пламени становится черным и выделяет пары осмиевого ангидрида (OsO_4) с резким неприятным запахом. При сплавлении с селитрой образуется зеленая масса; при кипячении этот сплав выделяет черный порошок иридия. По отношению к кислотам чрезвычайно устойчив.

Происхождение — см. невьянскит. Часто встречается совместно с невьянскитом как в россыпях, так и в коренных месторождениях платины.

4. ГРУППА ПОЛУМЕТАЛЛОВ

В эту группу, кроме мышьяка, входят сурьма и висмут, т. е. элементы больших периодов V группы таблицы Менделеева. Все они в природных условиях хотя и редко, но наблюдаются в самородном состоянии, кристаллизуясь в одной сингонии и образуя однотипные кристаллические решетки. Однако, несмотря на это, они не встречаются совместно и не дают в природе ни твердых растворов, ни определенных соединений, за исключением мышьяка и сурьмы, которые при высоких температурах образуют твердые растворы во всех пропорциях, а при низких температурах — лишь устойчивое интерметаллическое соединение AsSb (аллемонтит).

МЫШЬЯК—As. Встречается сравнительно редко и обычно в небольших количествах[1].

Химический состав. Содержание As 84—98%. Примеси: Sb 1,7—9,2%, реже Ag, Fe, Ni, иногда Bi и V. Возможно, что содержание Ag, Ni, Fe и Bi обусловлено механическими включениями посторонних минералов (самородного висмута и арсенидов никеля и железа, с которыми самородный мышьяк встречается иногда в тесном срастании).

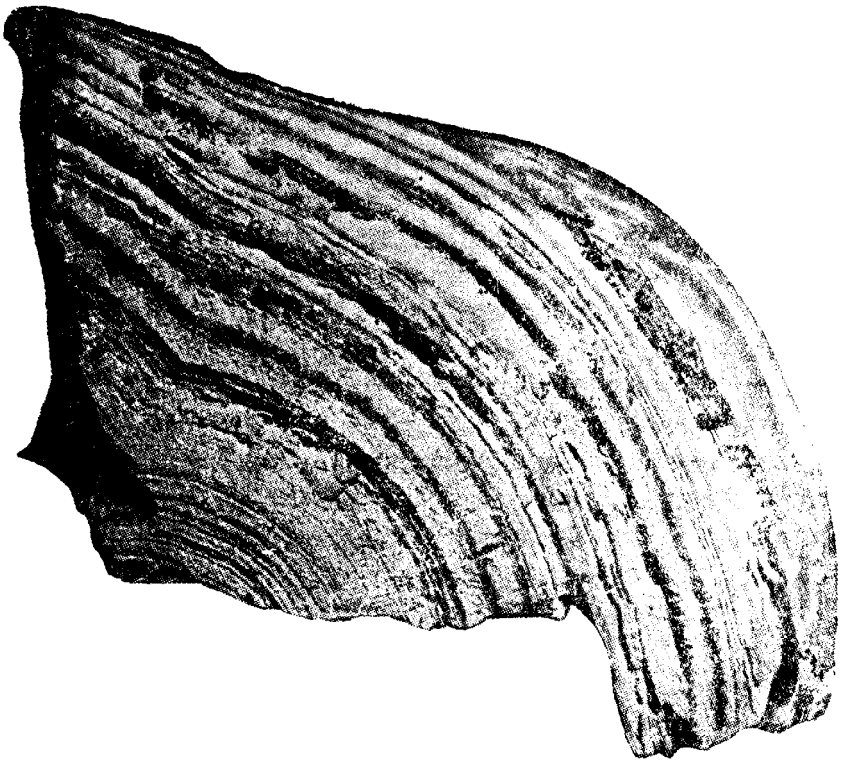


Рис. 76. Обломок крупной почки самородного мышьяка
$^3/_4$ нат. вел.
На выветрелой поверхности хорошо видно концентрически-зональное строение

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрич. в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. **Облик кристаллов.** Кристаллы крайне редки, имеют ромбоэдрический или псевдокубический облик. **Агрегаты.** Обычно наблюдается в виде корок с натечной почковидной поверхностью, сталактитов, скорлуповатых образований (рис. 76), в изломе обнаруживающих кристаллически-зернистое строение.

Цвет мышьяка в свежем изломе оловянно-белый. С течением времени довольно быстро становится желто-бурым, а затем черным. **Черта** серая, оловянно-белая. **Блеск** металлический, сильный (в свежем изломе), быстро тускнеет и становится матовым на окислившейся, почерневшей с течением времени поверхности.

Твердость 3,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {0001} и менее совершенная по $\{01\bar{1}2\}$. Излом зернистый. **Уд. вес** 5,63—5,78.

Диагностические признаки. Самородный мышьяк довольно легко узнается по форме выделений, почерневшей поверхности, значительному удельному весу, сильному металлическому блеску в свежем изломе и совершенной спайности.

П. п. тр. улетучивается, не плавясь (при температуре около 360°), издавая характерный чесночный запах и образуя белый налет As_2O_3 на угле. В жидкое состояние переходит лишь при повышенном внешнем давлении. В закрытой трубке образует зеркало мышьяка. При резком ударе молотком издает чесночный запах.

Происхождение. Мышьяк встречается в гидротермальных месторождениях в виде метаколлоидных образований в пустотах, образуясь,

[1] Для мышьяка известно несколько модификаций, из которых наиболее устойчива ромбоэдрическая

очевидно, в последние моменты гидротермальной деятельности. В ассоциации с ним могут встречаться различные по составу мышьяковистые, сурьмянистые, реже сернистые соединения никеля, кобальта, серебра, свинца и др., а также нерудные минералы.

В литературе имеются указания на вторичное происхождение мышьяка в зонах выветривания месторождений мышьяковистых руд, что, вообще говоря, мало вероятно, если учесть, что в этих условиях он очень неустойчив и, быстро окисляясь, разлагается полностью. Черные корочки состоят из тонкой смеси мышьяка и арсенолита (As_2O_3). В конце концов образуется чистый арсенолит.

Месторождения. На территории СССР самородный мышьяк был встречен в нескольких месторождениях. Из них отметим С а д о н с к о е гидротермальное свинцово-цинковое месторождение, где он неоднократно наблюдался в виде почковидных масс на кристаллическом кальците с галенитом и сфалеритом. Крупные почкообразные скопления самородного мышьяка с концентрически-скорлуповатым строением были встречены на левом берегу р. Ч и к о я (Забайкалье). В парагенезисе с ним наблюдался лишь кальцит в виде оторочек на стенках тонких жил, секущих древние кристаллические сланцы. В виде обломков (рис. 76) мышьяк был найден также в районе ст. Д ж а л и н д а, Амурской ж. д. и в других местах.

В ряде месторождений Саксонии (Фрейберг, Шнееберг, Аннаберг и др.) самородный мышьяк наблюдался в ассоциации с мышьяковистыми соединениями кобальта, никеля, серебра, самородным висмутом и др.

Все эти и другие находки этого минерала практического значения не имеют.

ВИСМУТ—Bi. Самородный висмут хотя встречается значительно чаще, чем мышьяк и сурьма, все же принадлежит к числу довольно редких минералов и обычно не дает крупных скоплений.

Химический состав. Как правило, висмут почти чист. В виде примесей к нему устанавливаются в очень незначительных количествах или в виде следов Fe, S, As и Sb.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. В кристаллах висмут встречается крайне редко, причем они обычно плохо образованы. Чаще наблюдается в виде вкрапленных зерен, иногда крупных, листоватых или зернистых агрегатов. Встречаются также перистые дендриты.

Цвет висмута в свежем изломе серебряно-белый с желтоватым оттенком; с течением времени появляется характерная красноватая побежалость. **Черта** серая. **Блеск** металлический, сильный.

Твердость 2,5. Слабо ковок. **Спайность** весьма совершенная по {0001} и средняя по {1011}. **Уд. вес** 9,70—9,83 (в жидком состоянии 10,03). **Прочие свойства.** Температура плавления около 270°. Точка кипения около 1450°. Обладает диамагнитными свойствами.

Диагностические признаки. Висмут легко узнается по слабому желтовато-красноватому оттенку побежалости, сильному металлическому блеску, совершенной спайности, относительно низкой твердости и относительно высокому удельному весу.

П. п. тр. очень легко плавится, при продолжительном дутье испаряется, образуя налеты на угле, которые вначале имеют белый цвет, потом окрашиваются в оранжево-желтый, а по охлаждении—лимонно-желтый цвет. При сплавлении с KJ и S образует на угле характерный налет с яркокрасной каймой BiJ_3 (реакция на Bi). Легко растворяется в HNO_3, из раствора после разбавления выпадает белый осадок.

Происхождение и месторождения. Почти все известные находки висмута приурочены к образованиям г и д р о т е р м а л ь н о г о происхождения.

В одних случаях он генетически связан с высокотемпературными образованиями—изредка в пегматитах, чаще в оловянно-вольфрамовых место-

рождениях, в ассоциации с такими минералами, как арсенопирит, висмутин, вольфрамит, молибденит, касситерит, топаз, берилл, турмалин и др.

В других случаях самородный висмут бывает тесно связан с мышьяковистыми соединениями никеля, кобальта, урановыми минералами, сернистыми соединениями серебра, свинца, цинка и др. Таковы, например, ассоциации в многочисленных жильных месторождениях Рудных гор (на границе Саксонии и Богемии)—Шнееберг, Аннаберг, Яхимов и др. В более значительных количествах вместе с висмутином (Bi_2S_3) он встречается в кварцево-баритовых жилах боливийских месторождений—Тасна, Оруро и др.

5. ГРУППА СЕРЫ

Сюда относятся самородные элементы VI группы таблицы Менделеева: сера, селен и теллур. Из них сера является типичным металлоидом, тогда как селен и, особенно, теллур обладают свойствами полуметаллов.

Для самой серы устанавливаются три полиморфные модификации, из которых в природных условиях устойчивой является лишь ромбическая модификация—α-сера. При атмосферном давлении и температуре выше 96,5° она переходит в β-серу моноклинной сингонии, а при охлаждении вновь возвращается в прежнее кристаллическое состояние. γ-сера—также моноклинная, но неустойчива при атмосферном давлении при всех температурах; при комнатной температуре превращается в α-серу. Другие три искусственно полученные полиморфные модификации серы в природных условиях не встречаются.

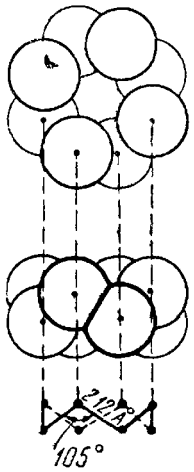


Рис. 77. Вид сверху и сбоку восьмиатомного кольца (молекулы) серы. Ниже дана схема расположения центров атомов

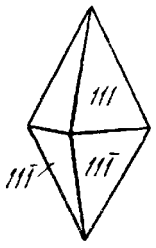


Рис. 78. Кристалл серы пирамидального облика

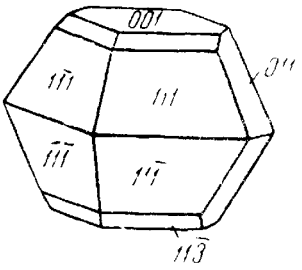


Рис. 79. Кристалл серы усеченнопирамидального облика

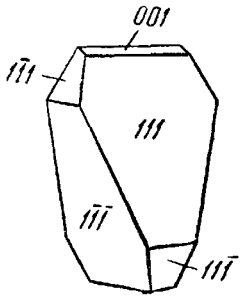


Рис. 80. Сфеноэдрический кристалл серы

СЕРА—S. Наиболее устойчивую при комнатной температуре α-модификацию серы называют обычно ромбической серой или просто серой.

Химический состав. В ряде случаев устанавливается химически чистая сера, но обычно она бывает загрязнена посторонними механическими примесями: глинистым или органическим веществом, капельками нефти, газами и пр. Известны таже редкие разновидности с изоморфной примесью Se обычно до 1%, изредка до 5,2%—селенистая сера, а также Te, иногда As и в исключительных случаях Tl.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура.** Согласно рентгенометрическим исследованиям, ромбическая сера обладает редкой для неорганических соединений молекулярной, и притом очень сложной, решеткой. В кристаллической структуре каждый атом серы с двух сторон имеет сферы, пересекающиеся со сферами соседних атомов, причем цепочки, состоящие из 8 атомов, замкнуты в виде зигзагообразно «сморщенного» кольца (рис. 77). Отсюда видно, что *молекула серы* S_8. *Расстояние между атомами* S—S равно 2,12 Å. Элементарная ячейка сложена 16 такими электрически нейтральными молекулами (кольцами), очень слабо связанными друг с другом вандерваальсовской связью. **Облик кристаллов.** Кристаллы чаще имеют пирамидальный (рис. 78) или усеченнопирамидальный вид (рис. 79), реже сфеноэдрический (рис. 80). Харак-

терные формы: {001}, {011}, {111}, {113} и др. Двойники редки—с плоскостью срастания (111), иногда по (011) и (110). **Агрегаты.** Часто встречается в сплошных, иногда землистых массах. Изредка наблюдаются натечные почковидные формы и налеты (в районах вулканических извержений).

Цвет. У α-серы наблюдаются различные оттенки желтого цвета: соломенно-желтый, медово-желтый, желтовато-серый, бурый и черный (от углеродистых примесей). **Черты** почти не дает, порошок слабожелтоватый. **Блеск** на гранях алмазный, в изломе жирный. В кристаллах просвечивает.

Твердость 1—2. Хрупка. **Спайность** несовершенная по {001}, {110} и {111}. **Уд. вес** 2,05—2,08. **Прочие свойства.** Электропроводность и теплопроводность очень слабые (хороший изолятор). При трении заряжается отрицательным электричеством. Растрескивается от теплоты руки.

Диагностические признаки. Характерны цвет, низкая твердость, хрупкость, жирный блеск в изломе кристаллов и легкоплавкость.

П. п. тр. и от спички легко плавится (при 112,8°) и загорается голубым пламенем с выделением характерного запаха SO_2 (отличие от похожего на нее аурипигмента—As_2S_3). Легко растворима в сероуглероде, скипидаре, керосине, но не разлагается в HCl и H_2SO_4. Крепкая HNO_3 и царская водка окисляют серу, переводя ее в H_2SO_4.

Таким образом, самородная сера, как единственный среди рассматриваемых в этом разделе минерал, обладающий м о л е к у л я р н ы м строением вещества, характеризуется совершенно особыми свойствами. Наличие в решетке в качестве структурных единиц электрически нейтральных молекул S_8 просто объясняет такие свойства, как плохая электропроводность, низкая теплопроводность, слабая связь между молекулами, что выражается в низких температурах плавления и возгонки, слабых механических свойствах, низкой твердости, в отсутствии ясно выраженной спайности, в связи с чем находятся очень неровный излом и жирный блеск, а кольцевая форма структурных единиц (молекул S_8), сильно отличающаяся от формы шара, обусловливает резкую оптическую анизотропию кристаллического вещества, анизотропию теплового расширения и т. д.

Следует добавить, что такие свойства, как небольшой удельный вес и невысокая температура плавления, остроумно используются при добыче самородной серы из глубоко залегающих сероносных пластов: по трубам в буровые скважины нагнетается перегретый водяной пар, и расплавленная сера, освободившись одновременно от посторонних механических примесей, с восходящей струей поднимается на поверхность, где улавливается самыми простыми способами.

Происхождение. Самородная сера встречается исключительно в самой верхней части земной коры и на ее поверхности. Образуется различными путями:

1. При вулканических извержениях, осаждаясь в виде возгонов на стенках кратеров, в трещинах пород, иногда изливаясь в жидком виде с горячими водами в виде потоков (Япония). Часто ассоциирует с другими продуктами возгона и сульфатами, образовавшимися при воздействии SO_2 на окружающие породы. Возникает в результате неполного окисления сероводорода в сольфатарах или как продукт реакции его с сернистым газом:

$$2H_2S + 2O = 2H_2O + 2S;\ H_2S + SO_2 = H_2O + O + 2S.$$

2. При разложении сернистых соединений металлов, главным образом пирита, в нижних частях зоны окисления рудных месторождений. Обычно бывает сильно загрязнена различными механическими примесями.

3. При разложении гипсоносных осадочных толщ. Часто наблюдается парагенезис самородной серы с гипсом, на разъеденных участках которого она образуется в виде кристаллических и порошковатых масс. Многое в этом процессе образования еще не ясно.

4. Осадочным (биохимическим) путем в нормальных осадочных породах (рис. 57), представленных обычно пластами, содержащими гипс, твердые

и жидкие битумы (асфальт, нефть) и др. Этот тип месторождений широко распространен на земном шаре и имеет большое промышленное значение. При этом основная масса самородной серы образовалась, очевидно, сингенетически, т. е. одновременно с другими осадками. Однако нередко наблюдаются и эпигенетические образования серы во вмещающих породах, происшедшие, повидимому, при позднейшей миграции ее под влиянием тектонических процессов, переноса нефтями, растворами и т. п.

Происхождение серы биохимическим путем связывают с жизнедеятельностью анаэробных бактерий, в результате чего образуется сероводород, неполное окисление которого приводит к выпадению серы.

Практическое значение. Главное применение сера имеет в производстве серной кислоты, используемой во многих отраслях промышленности; затем в сельском хозяйстве (для борьбы с вредителями), в резиновом производстве (процесс вулканизации резины), при изготовлении спичек, фейерверков, красок и пр.

Месторождения. В СССР широко распространена на территории Средней Азии; следует отметить: 1) месторождение Гаурдак; 2) Шор-Су—в трещинах и пустотах различных осадочных пород в парагенезисе с нефтью, озокеритом, гипсом, целестином, кальцитом, арагонитом и др.; 3) в Каракумской пустыне—в виде бугров, прикрытых кремнистыми корками, в ассоциации с гипсом, квасцами, кварцем, халцедоном, опалом и др. Большие осадочные месторождения имеются в Поволжье (в районе г. Куйбышева) и во многих других местах.

В числе иностранных месторождений большой известностью пользуются крупные месторождения Сицилии, очень мощные месторождения в штатах Техсас и Луизиана (США), связанные с соляными куполами. Интересны по происхождению некоторые месторождения в вулканических районах, образующиеся в виде потоков, застывающих в логах и долинах при излиянии горячих вод с расплавленной серой сольфатарных источников.

6. ГРУППА УГЛЕРОДА

Относящиеся сюда минералы также занимают особое положение среди самородных элементов. Эта группа представлена двумя резко различными по физическим свойствам полиморфными модификациями углерода: алмазом и графитом.

Кристаллическая структура алмаза (рис. 81) в целом как бы похожа на структуру гранецентрированного куба, но отличается от нее тем, что атомы углерода располагаются не только на гранях куба, но также в центрах половинного числа малых кубов, чередующихся с пустыми малыми кубами.

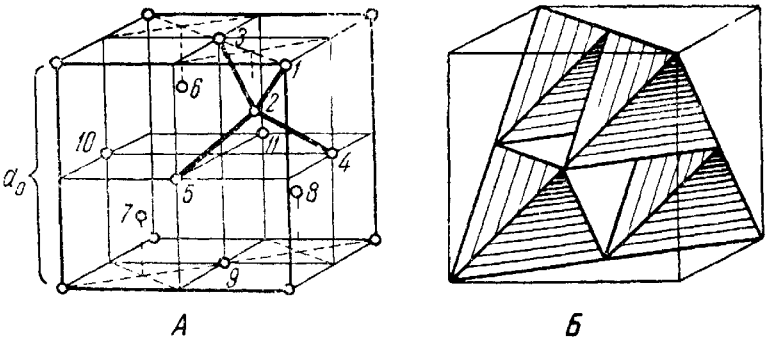


Рис. 81. Кристаллическая решетка алмаза

А—изображение центров атомов; *Б*—та же решетка в виде тетраэдров, вершины и центры которых являются центрами атомов углерода

Более наглядно эта структура показана на рис. 81—*Б* в виде комбинации тетраэдров, в которых кроме четырех атомов по вершинам в центре располагается пятый атом (рис. 82—*В*). Каждая вершина тетраэдра является общей для четырех смежных тетраэдров.

Обычно представляют, что атомы углерода в кристаллической структуре алмаза соединены друг с другом исключительно ковалентными связями по направлениям, соединяющим центр тетраэдра с его вершинами. Однако Н. В. Белов развил более естественное представление о структуре алмаза, как о структуре типа ZnS с двумя сортами ионов—C^{4+} и C^{4-} (радиус

катиона C^{4+} составляет около 0,15, а аниона C^{4-}—около 1,5Å), что обусловливает плотнейшую упаковку анионов в структуре. С таким представлением хорошо увязываются гемиэдрические черты кристаллов алмаза и ряд таких свойств, как бесцветность, низкая электропроводность, необычайно высокая твердость [1], весьма высокая устойчивость при широких колебаниях температуры и давления (в частности, при нагреве до температуры 2500° в отсутствии кислорода не обнаруживает никаких изменений), очень высокая устойчивость по отношению к кислотам и щелочам и др.

Структура графита весьма существенно отличается от структуры алмаза Ионы углерода в графите лежат листами, представленными плоскими гексагональными сетками (рис. 83). По Н. В Белову, кристаллическая

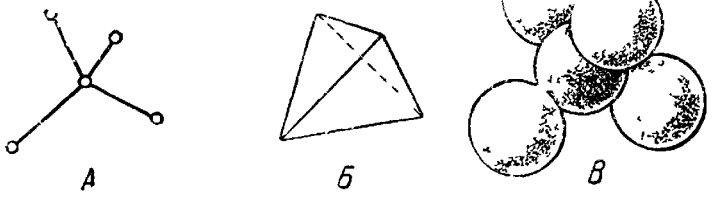


Рис. 82. Разные способы изображения тетраэдрического расположения атомов
Расстояния центров атомов во всех трех фигурах одинаковы

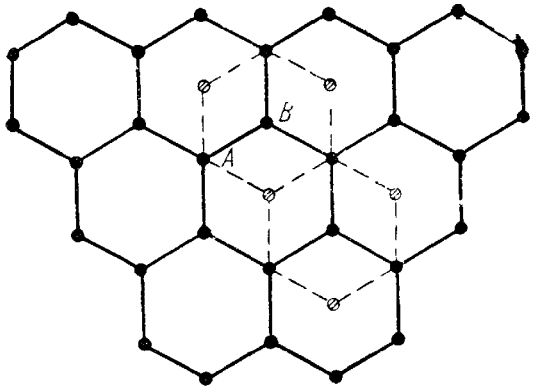


Рис. 83. Расположение центров атомов в листах решетки графита
Каждый следующий лист как бы сдвинут на расстояние в половину диаметра шестерных колец

структура графита представляет плотнейшую упаковку крупных анионов C^{4-}, в которой половина треугольников в каждом листе занята маленькими катионами C^{4+}. Каждый ион в плоской сетке окружен тремя соседними ионами на расстоянии 1,42Å (в алмазе 1,54Å), расстояние же между плоскими сетками 3,40Å, т. е. в два раза больше. Отсюда становится понятным ряд свойств графита: его значительно меньший удельный вес по сравнению с алмазом, чрезвычайно легкая расщепляемость на тонкие чешуйки, резко выраженная оптическая анизотропия, а также анизотропия твердости, которую удается установить при очень точных тонких исследованиях (перпендикулярно к плоскости спайности 5,5 по Моосу, а в то же время, благодаря очень слабому сцеплению листов, настолько мягок, что мажет бумагу и пальцы). Этим же объясняется неоднородность поглощения света, чем и обусловлен черный цвет минерала. Допускают, что тип связи атомов в графите, в отличие от алмаза, в какой-то мере носит металлический характер, т. е. в связях участвуют также «металлические» электроны. С этим вполне увязываются такие свойства, как полуметаллический блеск, высокая электропроводность и др. Но по химической и термической стойкости графит все же близок к алмазу.

Если мы решетку алмаза изобразим в таком виде, как это показано на рис. 84—*А*, т. е. вдоль тройной оси (ср. номера атомов на рис. 81—*А*), то в горизонтальных плоских сетках также заметим гексагональные кольца (атомы 6,

---

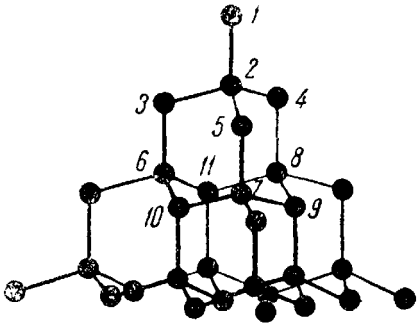
[1] Необычайная физическая прочность алмаза, с точки зрения законов квантовой механики, в данной структуре обусловливается непрерывной осцилляцией, выражающейся в превращении отрицательных в данный момент ионов в положительные в следующий момент и наоборот

* «Как и в алмазе, происходит непрерывная осцилляция те ионы, которые в течение диференциала времени были катионами, в следующий диференциал становятся анионами Резонанс двух геометрически тождественных структур приводит к еще большему по сравнению с алмазом укорочению расстояния между центрами атомов С (1,42 вместо 1,54 Å) Центры тяжести атомов С, если не различать между катионами и анионами, дают сетку из правильных шестиугольников» (Н В. Белов)

11, 8, 9, 7 и 10), с той лишь разницей, что эти сетки не совсем плоские: три атома располагаются несколько выше по сравнению с другими тремя. Этим и объясняется, почему в кристаллах алмаза спайность средняя по {111}, тогда как в графите—по {0001} совершенная.

АЛМАЗ—С. Название происходит от греческого слова «адамас»—непреодолимый (очевидно, имелись в виду его наивысшая твердость и устойчивость по отношению к физическим и химическим агентам).

Разновидности: 1) б о р т—неправильной формы сростки и шаровидные лучистые агрегаты; 2) к а р б о н а д о—тонкозернистые пористые агрегаты, окрашенные аморфным графитом и посторонними примесями в буровато-черный цвет.



А

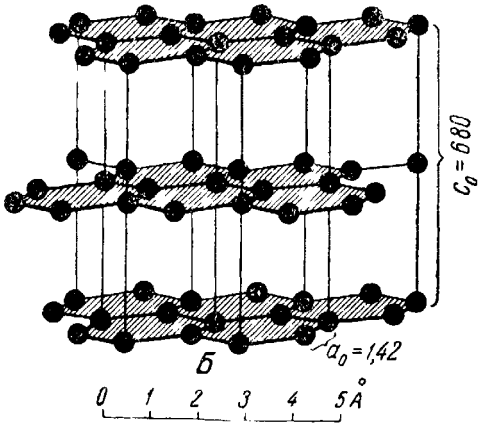


Рис. 84. Расположение центров атомов в алмазе (*А*), при горизонтальном расположении плоских сеток (111), и в графите (*Б*)

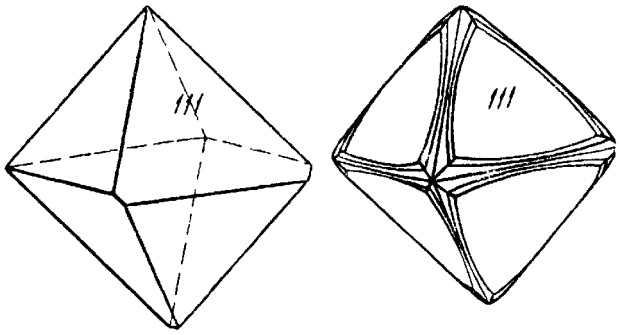


Рис. 85. Кристаллы алмаза октаэдрического облика

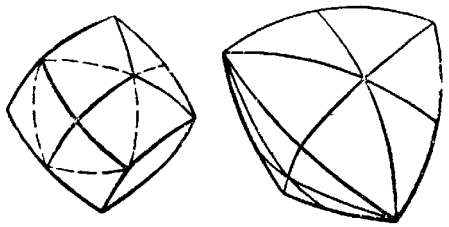


Рис. 86. Кристаллы алмаза ромбо-додекаэдрического и тетраэдрического облика

Химический состав. Бесцветные разновидности состоят из чистого углерода. Окрашенные же и непрозрачные разновидности в несгораемом остатке, достигающем иногда нескольких процентов, обнаруживают SiO_2, MgO, CaO, FeO, Fe_2O_3, Al_2O_3, TiO_2 и др. В виде включений в алмазах нередко наблюдается графит и некоторые другие минералы.

Сингония кубическая; гексатетраэдрический в. с. $3L_4^2 4L^3 6P$.

Облик кристаллов октаэдрический (рис. 85), менее обычен додекаэдрический; редко кубический и изредка тетраэдрический (рис. 86). Характерные формы: {111}, {100} и {110}. Грани кристаллов часто бывают представлены выпуклыми и неровными, иногда разъеденными поверхностями. Наблюдаются двойники срастания по (111), реже по (100). Размеры отдельных кристаллов варьируют от мельчайших до очень крупных, весящих несколько сот и даже тысяч каратов (метрический карат=0,2 *г*). Крупнейшие кристаллы весили (в каратах): «Коллинан»—3025, «Эксцельзиор»—969,5, «Виктория»—457, «Орлов»—199, 6 и др.

Цвет. Бесцветный водяно-прозрачный или окрашенный в голубой, синий, желтый, бурый и черный цвета. **Блеск** сильный алмазный. Показатель преломления $N=2{,}40—2{,}48$.

Твердость 10. Абсолютная твердость в 1000 раз превышает твердость кварца и в 150 раз—корунда. Хрупок. **Спайность** средняя по {111}. **Уд. вес** 3,47—3,56. Электропроводность слабая.

Диагностические признаки. Алмаз является единственным минералом по своей исключительной твердости. Характерны также сильный алмазный блеск и часто кривоплоскостные грани кристаллов. Мелкие зерна в шлихах легко узнаются по люминесценции, резко проявляющейся в ультрафиолетовых лучах. Цвета люминесценции обычно голубовато-синие, иногда зеленые.

Происхождение. Коренные месторождения генетически связаны с ультраосновными глубинными изверженными породами: перидотитами, кимберлитами и др. В этих породах кристаллизация алмаза происходит, очевидно, на больших глубинах в условиях высоких температур и давления. Судя по формам и условиям нахождения, алмаз кристаллизовался в магмах одним из первых. Не ясно, кристаллизовался ли алмаз за счет углерода самой магмы или за счет углерода, усваивавшегося из окружающих пород. В ассоциациях с алмазом наблюдались: графит, оливин—$(Mg, Fe)_2SiO_4$, хромшпинелиды—$(Fe,Mg)(Cr,Al,Fe)_2O_4$, магнетит—$FeFe_2O_4$, гематит—Fe_2O_3 и др.

Россыпные месторождения алмаза, устойчивого в экзогенных условиях, образуются за счет разрушения и размыва алмазоносных пород.

Практическое значение. Совершенно прозрачные алмазы применяются в ювелирном деле как драгоценные камни (бриллианты). Для технических целей употребляются мелкие алмазы, а также борт и карбонадо. Главным образом они используются в металлообрабатывающей, камнеобрабатывающей, абразивной и прочих отраслях промышленности.

Месторождения. Крупнейшие в мире месторождения алмазов известны в ряде районов Южной Африки: по р. Вааль, в Юго-Западном Трансваале и на юго-западном берегу Африки. Они представлены алмазоносными полуразложенными кимберлитами, заполняющими вместе с обломочными породами гигантские по размерам, вертикально уходящие вниз на несколько километров трубчатые полости (диатремы) с эллиптическим или неправильной формы сечением. Образование этих диатрем связывают с грандиозными взрывными процессами, происходившими на больших глубинах. В некоторых месторождениях добыча алмаза в настоящее время происходит с глубины свыше километра (Кимберлей). Добытая руда («синяя земля») дробится и промывается на специальных обогатительных фабриках. Содержание алмаза в породе составляет 0,000052% (по весу). Отсюда происходят самые крупные алмазы в мире («Коллинан», «Эксцельзиор» и др.). Кроме коренных месторождений, в Юго-Западной Африке широко распространены также богатые россыпи в системах рр. Вааль и Оранжевой. Большая добыча алмазов производится также в Бельгийском Конго.

Россыпные месторождения алмазов известны в Бразилии (Минас-Жерайж), в Индии, где ведется добыча с древнейших времен и откуда происходят крупные алмазы «Орлов», «Коинур», и др.

ГРАФИТ—С. Название происходит от греческого слова «графо»—пишу. Разновидности: графитит—скрытокристаллическая разность, шунгит—аморфная разность, образовавшаяся, повидимому, в результате природного коксования углей.

Химический состав графита редко отличается чистотой. В значительных количествах (до 10—20%) часто присутствует зола, состоящая из различных компонентов (SiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, P_2O_5, CuO и др.), иногда вода, битумы и газы (до 2%).

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. L^66L^27PC. **Кристаллическая структура** описана выше. **Облик кристаллов.** Хорошо образованные кристаллы встречаются крайне редко. Они имеют вид шестиугольных пластинок или табличек (рис. 87), иногда с треугольными штрихами на грани (0001). Характерные формы: {0001}, иногда {10$\bar{1}$1}, {11$\bar{2}$2}.

и др. **Агрегаты** часто тонкочешуйчатые. Реже распространены шестоватые или волокнистые массы.

Цвет графита железно-черный до стально-серого. **Черта** черная блестящая. **Блеск** сильный металловидный; скрытокристаллические агрегаты матовые. Оптически отрицателен. Показатель преломления $Nm = 1{,}93—2{,}07$. В тончайших листочках просвечивает серым цветом.

Твердость 1. В тонких листочках гибок. Жирен на ощупь. Мажет бумагу и пальцы. **Спайность** совершенная по {0001}. **Уд. вес** 2,09—2,23 (изменяется в зависимости от степени дисперсности и наличия тончайших пор), у шунгита 1,84—1,98. **Прочие свойства.** Обладает высокой электропроводностью, что обусловлено очень плотной упаковкой атомов в листах.

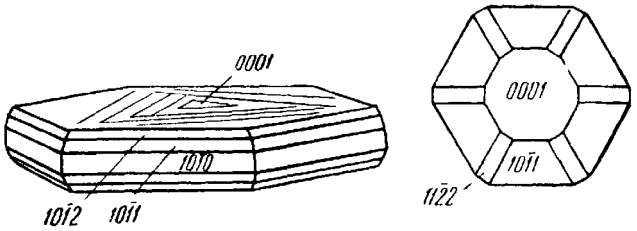


Рис. 87. Кристаллы графита

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету, низкой твердости и жирности на ощупь. От схожего с ним молибденита (MoS_2) отличается более темным железно-черным цветом и более слабым блеском.

П. п. тр. не плавится. При накаливании в струе кислорода сгорает труднее, нежели алмаз. Улетучивается, не плавясь, лишь в пламени вольтовой дуги. В кислотах не растворяется. Порошок в смеси с KNO_3 при нагревании дает вспышку.

Происхождение. В природе графит образуется при восстановительных процессах в условиях высоких температур.

Встречается иногда среди магматических горных пород разнообразного состава. Источником углерода во многих случаях являются вмещающие углеродсодержащие горные породы.

Известны случаи находок графита в пегматитах. Встречаются месторождения на контактах известняков с изверженными породами в провинциях Онтарио и Квебек в Канаде, а также жильные месторождения крупнолистоватого графита, например на о. Цейлон.

Широко распространены метаморфические месторождения графита, возникшие за счет каменных углей или битуминозных отложений в условиях регионального метаморфизма или под влиянием интрузий магмы.

Практическое значение. Графит применяется для самых различных видов производства: для изготовления графитовых тиглей, в литейном деле, производстве карандашей, электродов, для смазки трущихся частей, в красочной промышленности и др.

Месторождения. К числу крупных месторождений графита в СССР относится Алиберовское в Тункинских горах. Графит залегает среди изверженных пород (сиенитов) в виде штоков и представляет собой смесь прекрасного по качеству чешуйчатого или мелкокристаллического графита с магматическими минералами (микроклином, нефелином и др.). Местами по окраинам эти тела сопровождаются грубозернистым известняком. Сами магматические породы также содержат графит. Очень интересны графитовые образования типа секреций, распространенные среди плотных масс графита. Эти неправильной формы тельца имеют наружную корочку из тангенциально ориентированных чешуек и радиальнолучистое строение внутренней части. Образование графита связывают с восстановлением окиси углерода, выделявшейся при поглощении магмой известняков.

Вдоль северо-западного побережья Азовского моря (севернее городов Жданова и Осипенко) и в других местах Украины разрабатываются вкрапленные крупночешуйчатые графитовые руды, залегающие в виде выветрелых на поверхности пластов в древних метаморфических породах—гнейсах. Интересно, что секущие пегматитовые и аплитовые жилы в зальбандах содержат крупнокристаллические гексагональные индивиды графита, а в центральной зоне—мелкокристаллические выделения.

Раздел II

СУЛЬФИДЫ, СУЛЬФОСОЛИ И ИМ ПОДОБНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ

Общие замечания. К рассматриваемому разделу относятся сернистые, селенистые, теллуристые, мышьяковистые и сурьмянистые соединения металлов. К ним принадлежит весьма значительное количество важных в промышленном отношении минералов, играющих существенную роль в составе многочисленных месторождений металлических полезных ископаемых.

Наибольшее число минералов представлено сернистыми соединениями (сульфидами, сульфосолями)[1]. Все они, за исключением сероводорода, в природе распространены в твердом состоянии.

Общее количество химических элементов, дающих в том или ином виде соединения с серой, достигает 40. Главнейшие из них следующие: H, V, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Zn, (Ga), Ge, As, Mo, Ru, (Rh), (Pd), Ag, Cd, (In), Sn, Sb (Re), (Os), (Ir), Pt, Hg, Tl, Pb и Bi. В скобках показаны элементы, не дающие самостоятельных сернистых соединений, а встречающиеся лишь в виде изоморфных примесей.

Общее весовое количество сернистых соединений, по приблизительному подсчету В. И. Вернадского, составляет максимум 0,15% (к весу земной коры), причем главенствующее значение из металлов в этих соединениях имеет Fe. Сернистые соединения всех остальных элементов, не считая сероводорода, в весовом отношении в земной коре составляют ничтожный процент (около 0,001%). Из них типичные соединения с серой образуют: Zn, Pb, Cu, Ag, Sb, Bi, Ni, Co, Mo и Hg.

Селенистые соединения (селениды) известны для следующих элементов: H, Cu, Ag, Hg, Pb и Bi. Кроме того, селен нередко присутствует в сернистых соединениях в виде изоморфной примеси к сере.

Теллуристые соединения (теллуриды) по сравнению с селенидами пользуются в природе несколько более широким распространением, хотя число элементов, соединяющихся с теллуром, все же ограничено. Эти элементы: Cu, Ag, Au, Hg, Pb, Bi, Ni и Pt. Все они образуют самостоятельные минералы.

Мышьяковистые простые соединения (арсениды) установлены для следующих немногих элементов: Fe, Ni, Co и Pt. Более широко распространены сложные соединения в виде сульфосолей—сульфоарсенитов, главным образом для следующих металлов: Cu, Ag и Pb.

Сурьмянистые простые соединения (антимониды) известны лишь для Ni. Зато часто устанавливаются сложные соединения—сульфоантимониты—Cu, Ag и Pb.

Висмутистые простые соединения в природе не известны. Наблюдаются лишь сульфовисмутиты Cu, Ag и Pb.

---

[1] Сульфосолями называют соли гипотетических сульфокислот, в которых роль сульфоангидридов играют As_2S_3, Sb_2S_3, Bi_2S_3 и др.

Количественное значение селенистых, теллуристых, мышьяковистых, сурьмянистых и висмутистых соединений несравненно меньше, чем сернистых соединений.

Химические особенности соединений. Если мы обратимся к таблице химических элементов Д. И. Менделеева (рис. 88), то заметим, что сернистые соединения характерны для элементов, располагающихся почти исключительно в правой части этой таблицы, особенно для металлов так называемых побочных рядов периодической системы. То же самое можно сказать и о селенистых, теллуристых, мышьяковистых и других соединениях.

	H 1						
He 2	Li 3	Be 4	B 5	C 6	N 7	O 8	F 9
Ne 10	**Na** 11	Mg 12	Al 13	Si 14	P 15	S 16	Cl 17
Ar 18	**K** 19	**Ca** 20	Sc 21	Ti 22	V 23	**Cr** 24	**Mn** 25
Kr 36	Rb 37	**Sr** 38	Y 39	Zr 40	Nb 41	**Mo** 42	Tc 43
Xe 54	Cs 55	**Ba** 56	TR 57-71	Hf 72	Ta 73	W 74	Re 75
Rn 86	Fr 87	Ra 88	Ac 89	Th 90	Pa 91	U 92	

Fe 26	**Co** 27	**Ni** 28	**Cu** 29	**Zn** 30	**Ga** 31	**Ge** 32	**As** 33	Se 34	Br 35
Ru 44	Rh 45	Pd 46	**Ag** 47	**Cd** 48	**In** 49	**Sn** 50	**Sb** 51	Te 52	[illegible]
Os 76	Ir 77	Pt 78	Au 79	**Hg** 80	**Tl** 81	**Pb** 82	**Bi** 83	Po 84	At 85

Рис. 88. Элементы, для которых характерны сульфиды и им подобные соединения (набраны жирным и полужирным шрифтом)

В левой части таблицы особняком стоит лишь водород, сернистое соединение которого (H_2S) является аналогом воды и играет огромную роль в образовании сульфидов металлов.

Явно выраженное сродство серы с тяжелыми металлами проявляется в том, что она образует с ними почти нерастворимые в воде сернистые соединения. В противоположность им, подобные же соединения легких металлов (Na, K, Mg, Ca и др.) устанавливаются лишь в растворенном состоянии в водах.

В химическом отношении рассматриваемые здесь соединения сравнивают с кислородными соединениями — простыми окислами и кислородными солями. Действительно, в химических формулах этих типов соединений имеются общие черты (например: Cu_2O и Cu_2S, HgO и HgS, Sb_2O_3 и Sb_2S_3, Cu_3AsS_4 и $Cu_3[AsO_4]_2$ и т. д.).

Большинство простых сернистых, селенистых и теллуристых соединений с химической точки зрения являются производными H_2S, H_2Se и H_2Te (например, Cu_2S, ZnS, HgSe, PbS, PbTe, Sb_2S_3 и др.).

В сложных сернистых соединениях эти простые сульфиды образуют или *двойные соединения*, или такие, которые с химической точки зрения приходится относить к особому классу *сульфосолей*.

Кроме того, распространены простые соединения типа AX_2 — *дисульфиды*, которые В. И. Вернадский относит к производным H_2S_2. Сравнивая с окислами, он считает их аналогами перекисей. Действительно, дисульфиды при нагревании легко отдают часть серы, подобно перекисям, теряющим часть кислорода.

Арсениды и *антимониды* (простые соединения металлов с мышьяком и сурьмой) существенно отличаются по химической природе от сернистых соединений. Ни мышьяк, ни сурьма не могут являться изоморфными заместителями серы, как это принималось в старое время. К таким соединениям относятся, например, NiAs, NiSb, $FeAs_2$, $CoAs_3$, и др. К дисульфидам и диарсенидам очень близки по химическим и физическим свойствам также *сульфоарсениды* (FeAsS и др.) и *сульфоантимониды* (NiSbS и др.).

Многие соединения из рассматриваемого класса образуют друг с другом твердые растворы в виде непрерывных рядов или с ограниченной смесимостью в твердом состоянии. К ним, например, можно отнести ряды: HgS—HgSe, $CoAs_2$—$NiAs_2$—$FeAs_2$ и многие другие. Наконец, широко распространены полиморфные модификации.

Особенности кристаллического строения и физические свойства. Как показывают имеющиеся данные рентгенометрических исследований, сульфиды и им подобные соединения должны быть отнесены к ионным соединениям, но в то же время они в большинстве своем сильно отличаются от типичных ионных кислородных соединений по целому ряду весьма характерных свойств и стоят гораздо ближе к самородным элементам, чем к окислам и кислородным солям.

Эти отличия обусловлены свойствами самих атомов или ионов, входящих в состав сернистых, селенистых, теллуристых, мышьяковистых и сурьмянистых соединений.

Ионы S,Se,Te, As и Sb по сравнению с кислородом обладают существенно большими радиусами, более легкой способностью поляризоваться и образовывать слабые гомополярные связи. С другой стороны, ионы металлов, образующих с ними соединения, в менделеевской таблице занимают места в правой части (в семействе железа и побочных рядах больших периодов) и принадлежат к числу сильно поляризующих ионов с 18-электронной наружной оболочкой. Комплексные ионы хотя и наблюдаются в сложных сернистых соединениях—сульфосолях, но не обладают столь прочными связями, как это имеет место, например, в силикатах и других кислородных солях.

Явление поляризации приводит к тому, что в кристаллических решетках происходит значительное объединение электронов соседних противоположно заряженных ионов, о чем можно заключить по явно выраженному для большинства сульфидов и подобных им соединений *металлическому блеску*, свойственному вообще типичным металлам. С этим легко увязывается также и *электропроводность* большинства сернистых, мышьяковистых и прочих соединений. Этим объясняются и наблюдающийся иногда недостаток атомов металлов по сравнению с атомами металлоидов (например, в пирротине—$Fe_{1-x}S$), нередкое отсутствие строгих дальтоновских соотношений в составе минералов и т. д.

В соединениях с S, Se, Te металлические свойства увеличиваются по мере замены серы селеном и теллуром. В ряду семейства железа усиление этих свойств происходит по мере приближения от Mn к Ni. То же самое мы можем заметить в ряду As, Sb и Bi, где металлические свойства усиливаются по мере приближения к висмуту. Действительно, висмутин (Bi_2S_3) характеризуется более сильным металлическим блеском, нежели антимонит (Sb_2S_3), тогда как аурипигмент (As_2S_3) полупрозрачен и обладает лишь алмазным или полуметаллическим блеском.

Об условиях нахождения в природе. Подавляющая масса скоплений сернистых и им подобных соединений наблюдается в рудных месторождениях гидротермального происхождения. Это обстоятельство и служит основанием к предположению о том, что тяжелые металлы из магматических очагов выносятся в виде летучих или легкоподвижных соединений и выпадают в условиях пониженных давлений и температур преимущественно в виде сернистых соединений. На основании экспериментальных данных допускают, что перенос этих соединений в гидротермальных растворах мог совершаться как в виде коллоидных растворов (золей) в присутствии H_2S, так и в виде легкорастворимых, неустойчивых при низких температурах двойных солей с сернистыми щелочами или сульфогидратами их (NaHS, KHS и др.), в которых легко растворяется и золото, как это показал Беккер. При распаде этих соединений при низких температурах могли образоваться обычные суль-

фиды металлов и золото в самородном виде (сульфиды его не известны в природе, хотя селениды и теллуриды встречаются).

В иных условиях происходит образование сульфидов в осадочных глинистых породах, а также в битуминозных и угленосных отложениях. Обычными сульфидами в этих породах являются пирит и марказит (FeS_2). Они образуются в восстановительных условиях при наличии H_2S, возникающего в результате разложения органических веществ без доступа кислорода или при недостатке его и во многих случаях, повидимому, не без участия бактерий.

При процессах выветривания, т. е. в присутствии воды и кислорода, почти все относящиеся сюда минералы, легко окисляясь, разлагаются, образуя первоначально большей частью легко растворимые в воде сульфаты, а затем гидроокислы, окислы, карбонаты и другие кислородные соединения, характеризующие состав так называемой зоны окисления рудных месторождений. Исключение составляют лишь некоторые химически устойчивые в этих условиях минералы: киноварь (HgS), сперрилит ($PtAs_2$,) и лаурит (RuS_2).

Классификация сульфидов и им подобных соединений. Основываясь на химической характеристике отдельных типов соединений, все рассматриваемые здесь соединения необходимо прежде всего разделить на два класса:

I класс. Простые сернистые, селенистые, теллуристые, мышьяковистые и сурьмянистые соединения; сюда же включим и минералы типа двойных соединений.

II класс. Сульфосоли, т. е. минералы, близкие по химической конституции к солеобразным типам соединений.

I класс. ***ПРОСТЫЕ СЕРНИСТЫЕ И ИМ ПОДОБНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ***

За исключением сероводорода, все простые сернистые и им подобные соединения в земной коре распространены в виде твердых кристаллических веществ. Среди них по типам химических соединений выделяются различные главные группы минералов (сульфидов, арсенидов и антимонидов).

1. ГРУППА ХАЛЬКОЗИНА

В этой группе объединяются минералы меди и серебра типа A_2S, A_2Se и A_2Te. Многие из них существуют в природе в двух модификациях: более высокотемпературной кубической и низкотемпературной ромбической или моноклинной.

ХАЛЬКОЗИН—Cu_2S. Название происходит от греческого слова «халькос»—медь. Синоним: медный блеск.

По прежним данным, обладает энантиотропизмом: выше температуры 91° переходит в кубическую модификацию, и обратно. Однако, согласно исследованиям Бюргера, высокотемпературная модификация его (выше 105°) является гексагональной, но, очевидно, неустойчивой при более высоких температурах (превращается, повидимому, в кубический халькозин).

Химический состав. Cu 79,8%, S 20,2%. Обычно имеются примеси: Ag, иногда Fe, Co, Ni, As и Au. Некоторые из них, по крайней мере последние, обусловлены механическими примесями.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Изредка псевдокубический. В тех случаях, когда халькозин кристаллизуется при температуре ниже 105°, обычно наблюдаются следующие грани призм {110}, {021}, {011}, {023}, пинакоида {001}, ряда дипирамид {111}, {112}, {113} и др. **Кристаллическая структура** ромбического халькозина очень сложная и в деталях не изучена. **Облик кристаллов.** Кристаллы наблюдаются сравнительно редко. Большей частью они встречаются в виде толстых таблиц и корот-

ких столбиков (рис. 89). Нередко они имеют гексагональный облик (рис. 90) благодаря образованию тройников с плоскостями срастания по (110). Наблюдаются также двойники по (110), реже по (112). **Агрегаты.** Обычно встречается в виде сплошных тонкозернистых масс или в виде вкраплений в псевдоморфозах по борниту, халькопириту, иногда сфалериту, галениту, ковеллину, пириту и др.

Цвет халькозина свинцово-серый. **Черта** темносерая. **Блеск** металлический.

Твердость 2—3. Слабо ковок. **Спайность** несовершенная по {110}. **Уд. вес** 5,5—5,8. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Характерными являются свинцово-серый цвет, низкая твердость, ковкость (от острия ножа остается блестящий след, что отличает его от весьма похожей на него блеклой руды). Раствор в HNO_3 приобретает зеленый цвет. Характерна ассоциация халькозина с медными минералами, чаще всего с борнитом.

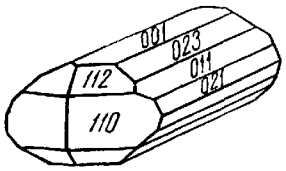


Рис. 89. Призматический кристалл халькозина. Турьинские рудники (Урал)

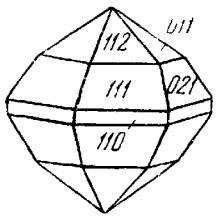


Рис. 90. Кристалл халькозина гексагонального облика. Турьинские рудники (Урал)

П. п. тр. плавится, окрашивая пламя в голубой цвет. На угле с содой получается королек меди. В кислотах растворяется, лучше всего в HNO_3, выделяя серу.

Происхождение. В природе халькозин образуется как в эндогенных, так и в экзогенных условиях, но исключительно при низких температурах (ниже 105°).

Как эндогенный минерал он изредка встречается в некоторых гидротермальных, богатых медью и бедных серой сульфидных месторождениях. В парагенезисе с халькозином в этих случаях наблюдается чаще других эндогенный борнит. Таковы месторождения Джезказганское (Казахстан), Редрут в Корнуолле (Англия) и др.

Однако в главной массе халькозин образуется экзогенным путем в так называемых зонах вторичного сульфидного обогащения во всех медно-сульфидных месторождениях (см. рис. 55). Как и другие вторичные сульфиды меди, халькозин возникает при реакциях между первичными сульфидами и растворами сульфатов меди, просачивающимися из зоны окисления медных месторождений. Часто он развивается метасоматическим путем на месте вторичного борнита. Иногда он непосредственно замещает первичный халькопирит, в ряде случаев—галенит, сфалерит, а также пирит и другие сульфиды первичных руд.

Известны случаи образования халькозина из меденосных растворов в осадочных породах, содержащих органические остатки, в виде псевдоморфоз с сохранением всех деталей строения этих остатков, главным образом древесины.

В зоне кислородного выветривания халькозин неустойчив и, разрушаясь, переходит в куприт (Cu_2O), малахит, азурит и другие кислородные соединения. При неполном окислении нередко за счет халькозина образуется самородная медь по реакции:

$$Cu_2S + 2O_2 = CuSO_4 + Cu.$$

Практическое значение. Халькозин является самым богатым медью сульфидом, и потому халькозиновые руды более, чем какие-либо другие руды сульфидных месторождений, важны для медной промышленности. В настоящее время на долю халькозинсодержащих руд падает весьма значительная часть мировой добычи меди. В частности, к ним относятся крупнейшие по запасам месторождения бедных вкрапленных руд типа Коунрада, массовая эксплоатация которых рентабельна, несмотря на низкое содержание меди.

Месторождения. Крупные месторождения халькозиновых руд сравнительно редки. В значительных количествах они образуются в низах мощных, хорошо проработанных поверхностными агентами зон окисления в богатых медью сульфидных месторождениях. В них халькозин как главный медный минерал слагает зоны вторичного сульфидного обогащения.

На территории СССР в больших сплошных массах халькозиновые руды в свое время добывались на Турьинских рудниках (С. Урал). Там же встречались хорошо образованные кристаллы этого минерала, детально изученные акад. П. В. Еремеевым. Бедные вкрапленные халькозиновые руды установлены в крупнейших в Союзе месторождениях Коунрад в Казахстане (к северу от оз. Балхаш), Алмалык (к югу от г. Ташкента) и др.

За границей большой известностью пользуется месторождение Бьютт в Монтане (США), где халькозин в парагенезисе с борнитом, энаргитом, пиритом и другими минералами прослежен в первичных рудах значительно ниже уровня грунтовых вод, т. е. является эндогенным минералом.

АРГЕНТИТ—Ag_2S. Название происходит от латинского слова «аргентум»—серебро. Синоним: серебряный блеск. «Серебряная чернь» является порошковатой разновидностью сернистого серебра и встречается совместно с плотным аргентитом.

Ag_2S встречается в виде двух модификаций: 1) более высокотемпературной кубической модификации, устойчивой выше 179°,—аргентита и 2) низкотемпературной ромбической модификации, образующейся при температурах ниже 179°,—акантита. Кубическая модификация при понижении температуры претерпевает параморфное превращение в ромбическую модификацию. Несмотря на предложение особых названий для каждой модификации сернистого серебра, в минералогической практике фактически укоренилось общее название «аргентит», которое применяется и к параморфозам низкотемпературной модификации.

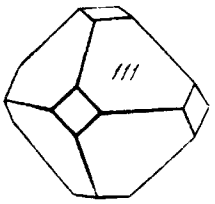


Рис 91. Кристалл аргентита. Обычная форма

Химический состав. Ag 87,1%, S 12,9%. Из изоморфных примесей в аргентите нередко наблюдается Cu. Обычно бывает загрязнен также соединениями Pb, Fe, Sb и др.

Сингония кубическая. Чаще встречаются несовершенные кристаллы, представляющие собой куб, кубооктаэдр (рис. 91), изредка ромбический додекаэдр. Наблюдались двойники по (111), иногда кристаллические дендриты. **Кристаллическая структура** кубической модификации сложная; она не изучена полностью, но близка к структуре флюорита (CaF_2).

Цвет аргентита свинцово-серый до железно-черного. **Черта** серая полублестящая. **Блеск** в свежем изломе металлический.

Твердость 2—2,5. Ковок. **Спайность** несовершенная по {110} и {100}. **Уд. вес** 7,2—7,4. **Прочие свойства.** Проводником электричества становится лишь при высоких температурах. Под действием сильных световых лучей отполированная поверхность аргентита в течение нескольких секунд темнеет.

Диагностические признаки. По макроскопическим, т. е. устанавливаемым на глаз, признакам нелегко поддается определению. Часто сопровождается серебряной чернью, иногда самородным серебром.

П. п. тр. на угле плавится с образованием ковкого королька серебра. В HNO_3 растворяется с выделением серы; от прибавления HCl получается густой творожистый белый осадок AgCl, растворимый в аммиаке.

Происхождение. Аргентит встречается в гидротермальных месторождениях сульфидных серебросодержащих руд, часто в парагенезисе с самородным серебром и другими серебросодержащими минералами.

Однако наибольшим распространением этот минерал, вернее акантит, пользуется в нижних частях зон окисления месторождений сульфид-

ных серебросодержащих руд в ассоциации с такими минералами, как церуссит ($PbCO_3$), кераргирит (AgCl), самородное серебро и др. Наблюдались псевдоморфозы аргентита по самородному серебру и многим сложным по составу минералам, представляющим сернистые, мышьяковистые, сурьмянистые соединения серебра (прустит, пираргирит, стефанит и др.).

Практическое значение. Как спутник других серебросодержащих минералов, аргентит является источником для получения серебра. Минимальным промышленным содержанием серебра в рудах считают содержание его около 0,02%.

Месторождения. Большие самостоятельные скопления аргентита наблюдаются крайне редко. В значительных массах вместе с самородным серебром он встречался в месторождении Конгсберг (Норвегия), а также во многих месторождениях Мексики (Цакатекас, Гуанахуато и др.) в ассоциации с сульфосолями серебра (полибазит, пираргирит, прустит и пр.).

На территории СССР аргентит в виде примазок, реже сплошных небольших масс встречался в Змеиногорском месторождении (Алтай) и изредка в ряде месторождений Нерчинского округа (Восточное Забайкалье) и Верхоянья.

2. ГРУППА ГАЛЕНИТА

Из этой группы минералов рассмотрим наиболее распространенный в природе—галенит.

ГАЛЕНИТ—PbS. Название происходит от латинского слова «галена»—свинцовая руда. Синоним: свинцовый блеск. Разновидность: селенистый галенит. Физическая разновидность, известная под названием «свинчак», представляет собой плотную матовую тонкозернистую массу.

Химический состав. Pb 86,6%, S 13,4%. Из примесей чаще всего присутствуют: Ag до десятых долей процента, Cu, Zn, иногда Se (селенистый галенит), Bi, Fe, As, Sb, Mo, изредка Mn, U и др. В большинстве случаев эти элементы бывают связаны с микроскопически мелкими включениями посторонних минералов.

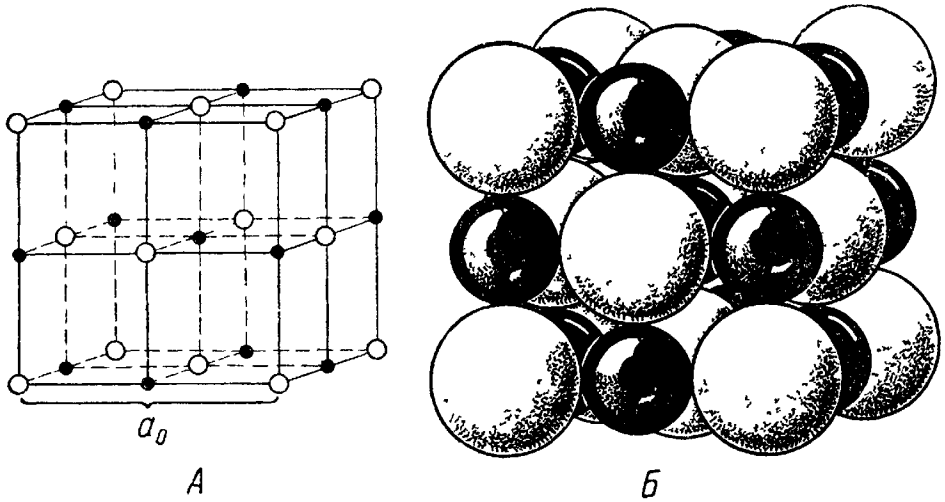


Рис 92 Кристаллическая структура галенита
А—расположение центров ионов (черные кружочки—Pb, светлые—S), Б—кристаллическая структура, изображенная в виде шаров, в том же масштабе

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L^3_6L^29PC$. **Кристаллическая структура**, в которой кристаллизуются сульфиды группы галенита, принадлежит к типу NaCl (рис. 92). В основе ее лежит кубическая гранецентрированная решетка, характеризующаяся тем, что ионы располагаются в вершинах куба и в центре каждой грани, но с тем отличием, что в структуре принимают участие два рода ионов (рис. 92—*Б*). Если элементарную ячейку мы разобьем на малые кубы, то ионы каждого сорта будут поочередно занимать их вершины. Координационное число для обоих сортов

ионов 6. На рис. 92 по углам большого куба и в центре граней помещены ионы серы, а ионы свинца в промежутках. Но можно изобразить и наоборот: существо структуры при этом не меняется. **Облик кристаллов** большей частью кубический, иногда с гранями октаэдра (рис. 93), реже октаэдрический. Наиболее часто встречающиеся формы: {100}, {111}, реже {110}. Двойники по (111). Кристаллы галенита встречаются только в друзовых пустотах. Обычно же он наблюдается в виде зернистых масс или вкрапленных выделений неправильной формы.

Цвет галенита свинцово-серый. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** весьма совершенная по кубу. У висмутсодержащих разностей наблюдается отдельность по {111}. При нагревании она исчезает и проявляется обычная спайность по кубу. **Уд. вес** 7,4—7,6. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью и хорошими детекторными свойствами.

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету, блеску, характерной спайности по кубу, низкой твердости и удельному весу. В скрытокристаллических массах, носящих название свинчака, отличается от похожих на него сурьмянистых и мышьяковистых соединений по удельному весу и поведению перед паяльной трубкой.

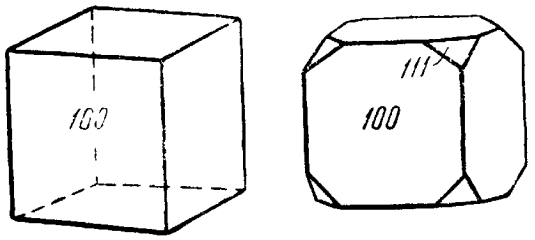


Рис 93. Кубические кристаллы галенита

П. п. тр. легко плавится. С содой дает королек свинца. Легко растворяется в HNO_3, давая серу и белый осадок $PbSO_4$ вследствие частичного окисления его при растворении.

Происхождение. Галенит почти исключительно распространен в гидротермальных месторождениях. Нередко он образует богатые скопления. Весьма характерно, что он почти всегда встречается в парагенезисе с сфалеритом (ZnS), по отношению к которому находится обычно в подчиненных количествах. Гидротермальные свинцово-цинковые месторождения образуются либо в виде типичных жил, либо в виде неправильных метасоматических залежей в известняках, либо, наконец, в виде вкрапленников.

Из других минералов в ассоциации с галенитом встречаются: пирит, халькопирит, блеклые руды, сульфосоли серебра, свинца, меди, арсенопирит и др. Из нерудных минералов в этих рудах, кроме кварца и кальцита, встречаются также различные карбонаты, барит ($BaSO_4$), флюорит (CaF_2)и др.

При окислении в процессе выветривания месторождений галенит покрывается коркой англезита ($PbSO_4$), переходящего с поверхности в церуссит ($PbCO_3$). Эти труднорастворимые соединения образуют как бы плотную рубашку вокруг центральных, не тронутых разрушением участков галенита, прекращая доступ окисляющих агентов внутрь. Поэтому не удивительно, что сплошные массы галенита в виде желваков с такой рубашкой встречаются в зоне накопления глинистых наносов и даже в россыпях. В отличие от сфалерита, за счет галенита в зоне окисления, кроме англезита и церуссита, возникает и ряд других труднорастворимых кислородных соединений: фосфаты, арсенаты, ванадаты, молибдаты и др. Вследствие этого зоны окисления свинцово-цинковых месторождений, как правило, обогащены свинцом.

Практическое значение. Галенит представляет собой важнейшую свинцовую руду. Почти вся мировая продукция свинца связана с добычей этого минерала.

Помимо выплавки металла, применение которого общеизвестно, небольшая часть галенитовых руд перерабатывается на глет (PbO) с целью получения свинцовых препаратов, в частности красок (белил, сурика, крона и др.) и глазури.

При плавке попутно со свинцом извлекаются значительные количества серебра, которое в виде серебросодержащих минералов связано с галенитом, а иногда и висмута.

Месторождения. Из многочисленных месторождений галенитсодержащих руд на территории СССР отметим лишь некоторые. Наиболее известны: Садонское жильное (Северный Кавказ); Турланское (Ачисайское) с необычайно крупнокристаллическими массами сплошного галенита, залегавшее в известняках гор Кара-Тау (к северо-востоку от г. Туркестана); Алтайские месторождения так называемых полиметаллических руд, представленных очень тонкозернистыми массами пирита, сфалерита, халькопирита, галенита и блеклых руд; многочисленные небольшие месторождения Средней Азии (Карамазарские горы и др.); Нерчинские в Забайкалье и др.

Из иностранных отметим крупнейшие месторождения штата Миссури (США) в виде вкрапленности и рассеянных гнезд в известняках и глинистых сланцах на обширной территории, Ледвилл («Свинцовый город») в Колорадо (США) и др.

3. ГРУППА СФАЛЕРИТА

Сюда относятся диморфные минералы типа *AX*, кристаллизующиеся в кубической и гексагональной сингониях (в кристаллических структурах типа сфалерита и вюртцита с тетраэдрической координацией ионов). Здесь же рассмотрим сульфид ртути (киноварь), хотя и близкий по некоторым свойствам к группе сфалерита, но существенно отличающийся по кристаллической структуре.

СФАЛЕРИТ—ZnS. Название происходит от греческого слова «сфалерос»—обманчивый, очевидно, потому, что по внешним признакам он совершенно не похож на обычные сульфиды металлов. Синоним: цинковая обманка. Разновидности: клейофан—светлоокрашенная или бесцветная разновидность (почти без примесей); марматит—черная железистая разновидность сфалерита; пршибрамит—богатая кадмием (Cd до 5%) разновидность (Zn, Cd) S.

Химический состав. Zn 67,1%, S 32,9%. В качестве примесей чаще всего присутствует Fe (до 20%); такие разновидности под микроскопом обнаружи-

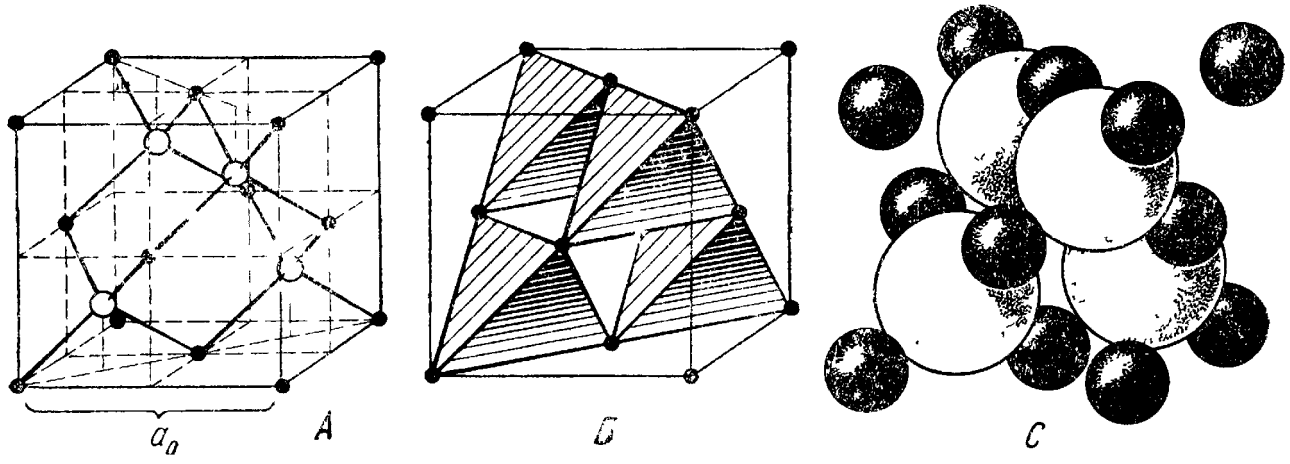


Рис. 94. Кристаллическая структура сфалерита

А—расположение центров ионов цинка (черные кружочки) и серы (светлые кружочки); *Б*—та же решетка, изображенная в виде тетраэдров, внутри каждого из которых располагаются центры ионов серы, *С*—кристаллическая структура, изображенная в виде шаров

вают мельчайшие включения пирротина (FeS) как продукта распада твердого раствора. Иногда в виде таких же включений присутствует халькопирит ($CuFeS_2$) и изредка станнин (Cu_2FeSnS_4), чем объясняется примесь в сфалерите меди и олова. Нередко в виде изоморфной примеси присутствуют: Cd (обычно до десятых долей процента), In (до сотых долей процента), Ga, Mn, Hg и др.

Сингония кубическая; гексатетраэдрический в. с. $3L_4^24L^36P$. **Кристаллическая структура** похожа на структуру алмаза, с той разницей, что центры малых кубов заняты иными атомами (ионами), чем вершины и центры граней большого куба. Как показано на рис. 94, вокруг каждого иона S по вершинам тетраэдра располагаются четыре иона цинка. В элементарной ячейке, показанной на этих рисунках, заключено четыре иона серы, занимающие центры половинного числа малых кубов. Характерно, что все эти тетраэдры ориентированы одинаково, что и приводит в целом к симметрии тетраэдра, а не куба. В отличие от алмаза, спайность в кристаллах сфалерита

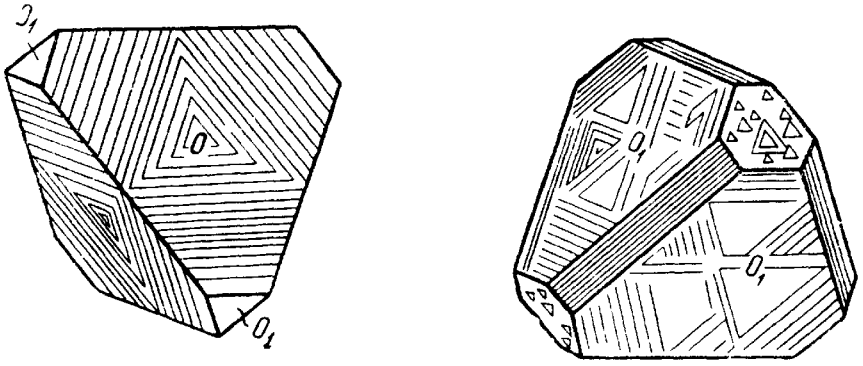


Рис. 95. Тетраэдрические кристаллы сфалерита

проходит не по плоскостям октаэдра, а по плоскостям ромбического додекаэдра {110}, так как эти плоские решетки одновременно содержат ионы Zn и S, и притом в равных количествах.

Облик кристаллов. Часто встречается в виде хорошо образованных кристаллов в друзовых пустотах. Облик чаще всего тетраэдрический (рис. 95), причем положительные и отрицательные формы нередко отличаются характером блеска и фигурами травления. Двойники не редки по (111). **Агрегаты.** Сплошные массы характеризуются явнозернистой структурой, легко распознаваемой благодаря резко проявленной спайности в отдельных зернах. Реже встречаются почковидные формы образований.

Цвет сфалерита обычно бурый или коричневый; часто черной (марматит), реже желтой, красной и зеленоватой окраски. Известны совершенно бесцветные прозрачные разности (клейофан). **Черта** белая или светло окрашенная в желтые и бурые оттенки. Разности, богатые железом, дают коричневую черту. **Блеск** алмазный. Показатель преломления в Na-свете $N = 2{,}37$.

Твердость 3—4. Довольно хрупок. **Спайность** весьма совершенная по {110}. **Уд. вес** 3,5—4. **Прочие свойства.** Электричества не проводит. Обладает полярным термоэлектричеством. Некоторые разновидности при трении или раскалывании фосфоресцируют.

Диагностические признаки. Характерны изометрической формы кристаллические зерна, обладающие спайностью по ромбическому додекаэдру, т. е. по шести направлениям, отвечающим плоским сеткам в решетке, сложенным атомами цинка и серы. Этим железистые разности сфалерита легко отличаются от весьма похожих на них по цвету, твердости, блеску и другим признакам вольфрамита—$(Fe,Mn)WO_4$ и энаргита—Cu_3AsS_4, которые обладают призматическим обликом зерен и спайностью в одном направлении.

П. п. тр. растрескивается, но почти не плавится. В окислительном пламени на угле дает белый налет окиси цинка. В концентрированной HNO_3 растворяется с выделением серы.

Происхождение. Главная масса месторождений сфалерита, так же как и галенита, с которым он почти постоянно ассоциирует, принадлежит к гидротермальным месторождениям (см. галенит). В некоторых сульфидных месторождениях он парагенетически бывает связан с халькопиритом.

В экзогенных условиях образуется крайне редко. Он был встречен в некоторых осадочных месторождениях угля.

При процессах окисления сфалерит разлагается сравнительно быстро с образованием сульфата цинка, легко растворимого в воде, вслед-

ствие чего зоны окисления бывают сильно обеднены цинком (ср. галенит). Если боковые породы месторождения представлены известняками, то в них образуются скопления карбоната цинка—смитсонита.

Практическое значение. Сфалерит является главной рудой цинка. Попутно с цинком из сфалеритовых руд извлекаются ценные редкие металлы: Cd, In и Ga.

При обжиге и плавке полиметаллических руд ZnS, окисляясь в ZnO, в значительной мере улетучивается с отходящими газами. Поэтому обычно прибегают к предварительному обогащению руд с разделением их на свинцовый и цинковый концентраты. Последний, после предварительного обжига в особых печах с целью окисления цинка, в дальнейшем подвергается восстановительной плавке в закрытых ретортах с перегонкой цинка.

Металлический цинк, получаемый возгонкой, не обладает чистотой и употребляется для изготовления оцинкованного железа. Очистка сырого цинка производится путем электролиза. Электролитический цинк употребляется для изготовления латуни, бронзы и других сплавов.

Кроме того, сфалерит в небольших количествах непосредственно употребляется для изготовления цинковых белил, а также флюоресцирующих экранов и др.

К а д м и й, в главной своей массе добываемый попутно из сфалеритовых руд, находит применение: в гальванопластике при покрытии изделий из стали и железа с целью борьбы с коррозией металла; для получения легкоплавких сплавов, более прочных и обладающих большей сопротивляемостью высоким температурам и истиранию, чем баббитовые, в состав которых в значительном количестве входит дефицитное олово в производстве аккумуляторов; для автоматических противопожарных аппаратов и др.

Г а л л и й представляет собой металл, по свойствам во многом напоминающий алюминий; он плавится при 29°, а с алюминием образует сплав, при обыкновенной температуре жидкий; температура кипения галлия, в отличие от ртути, очень высокая (1700—2300°), что позволяет его применять в ряде случаев вместо ртути для наполнения термометров и других точных приборов. Галлиевые лампы дают свет, близкий к солнечному.

И н д и й как антикоррозионный металл употребляется для покрытий металлических изделий, а также в производстве рефлекторов для прожекторов и автомобильных фар. Органические соединения индия применяются для борьбы с сонной болезнью.

Месторождения. Сфалерит в свинцово-цинковых месторождениях, отдельные примеры которых были приведены выше (см. галенит), как правило, значительно преобладает в количественном отношении над галенитом.

В некоторых месторождениях встречаются друзы хорошо образованных кристаллов сфалерита с кальцитом, кварцем и другими минералами, например в месторождениях Н а г о л ь н о г о к р я ж а (Украина) и в других.

В ряде пунктов встречены очень интересные метаколлоидные образования сфалерита в виде концентрически-полосчатых почковидных выделений в известняках в ассоциации с галенитом, пиритом, марказитом, халькопиритом, кальцитом или доломитом.

В тесной ассоциации с халькопиритом (почти без галенита) наблюдается в ряде так называемых колчеданных залежей Урала: месторождения К а р п у ш и н с к о е, им. III И н т е р н а ц и о н а л а и др.

Из наиболее интересных в минералогическом отношении иностранных месторождений отметим следующие: П р ш и б р а м (Чехословакия); прекрасные кристаллы в пустотах среди доломита в Б и н н е н т а л е (Швейцария), замечательные по прозрачности кристаллы сфалерита из месторождений района С а н т а н д е р (Северная Испания).

ВЮРТЦИТ—ZnS. Разновидность: эритроцинкит—марганецсодержащий вюртцит (Zn,Mn)S.

Химический состав такой же, как у сфалерита. Обычно содержит повышенное количество кадмия.

Сингония гексагональная; дигексагонально-пирамидальный в. с. $L^6 6P$. **Кристаллическая структура** почти тождественна структуре сфалерита. В обеих модификациях ZnS каждый ион S лежит между четырьмя ионами Zn. Структура вюртцита легко может быть выведена из структуры сфалерита, если решетку сфалерита изобразить стоящей на грани тетраэдра. В слоях ионов, параллельных (0001), ионы цинка, как видно на рис. 96, располагаются несколько выше ионов серы. Близость кристаллических решеток сфалерита и вюртцита сказывается и в близости ряда их физических свойств: цвета, прозрачности, показателей преломления, твердости, удельного веса и др. **Облик кристаллов** пирамидальный, короткостолбчатый или таблитчатый **Агрегаты.** Нередко встречается в метаколлоидных массах с радиальноволокнистым строением.

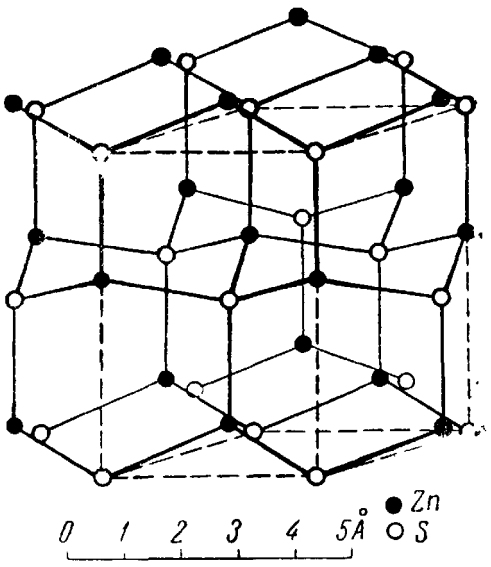


Рис. 96. Кристаллическая решетка вюртцита

Цвет вюртцита, так же как и у сфалерита, варьирует, в зависимости главным образом от примеси Fe, от светлого до бурого и черного. **Черта** соответственно меняется от бесцветной до бурой. **Блеск** алмазный.

Твердость 3,5—4. Хрупок. **Спайность** совершенная по $\{11\bar{2}0\}$ и несовершенная по $\{0001\}$. **Уд. вес** 4,0—4,3.

Диагностические признаки. В сплошных массах внешне не отличим от сфалерита. Оптическая анизотропия его может быть установлена только под микроскопом. По поведению перед паяльной трубкой и в кислотах не отличим от сфалерита.

Происхождение. Является сравнительно редким минералом. В некоторых гидротермальных месторождениях, образовавшихся при низких температурах, встречается совместно со сфалеритом.

Месторождения. В очень незначительных количествах совместно со сфалеритом установлен в некоторых месторождениях Урала: Блява, Ямансы; на территории Киргизской ССР: Ак-Тюз, Караваш и др.

Из иностранных месторождений наибольший минералогический интерес представляют следующие: концентрически-зональные метаколлоидные разности в Пршибраме (Чехословакия), хорошо образованные пирамидальные кристаллы месторождений Бьютт в Монтане (США), Оруро и Потози (Боливия) и др.

Самостоятельного практического значения этот минерал не имеет.

ГРИНОКИТ—CdS. Синоним: кадмиевая обманка. Редкий. Содержание Cd 77%. Иногда содержит индий.

Сингония гексагональная. Редко встречающиеся мелкие кристаллы имеют боченковидные или остропирамидальные формы. Обычно наблюдается в виде порошковатых и землистых примазок.

Цвет желтый, оранжево-желтый, темнооранжевый. **Черта** оранжево-желтая до кирпично-красной. **Блеск** алмазный.

Твердость 3—3,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по $\{11\bar{2}0\}$. **Уд. вес** 4,9—5,0.

Диагностические признаки. От сходных с ним аурипигмента (As_2S_3), реальгара (AsS) и вульфенита ($PbMoO_4$) отличается по поведению п. п. тр. (при сильном прокаливании с содой дает красно-бурый налет CdO). При растворении гринокита в кислотах чувствуется сильный запах H_2S. Реакция на кадмий производится со спиртовым раствором дифенилкарбазида на фильтровальной бумаге.

Происхождение обычно экзогенное. Часто наблюдается в ассоциации с кадмийсодержащим сфалеритом или вюртцитом в зоне окисления сульфидных месторождений. Значительные скопления гринокита до сих пор не наблюдались.

Месторождения. Встречался в зоне окисления ряда месторождений: Кызыл-Эспе (Центральный Казахстан), Гайнах-Кан, Кан-Сай, Обисорбух (Средняя Азия). В виде мельчайших кристалликов в пустотах на халькопирите и галените был встречен в колчеданной залежи Сибаевского месторождения (Южн. Урал).

Из месторождений зарубежных стран должны быть отмечены: Пршибрам (Чехословакия), Фриденсвилв Пенсильвании (США) и др.

О применении кадмия см. сфалерит.

КИНОВАРЬ—HgS. Предполагают, что название перешло из Индии, где так называются красная смола и «кровь дракона». Кубическая модификация HgS носит название метациннабарит.

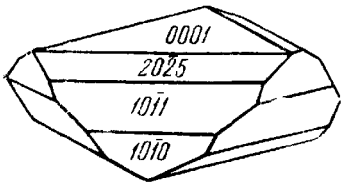


Рис 97 Кристалл киновари

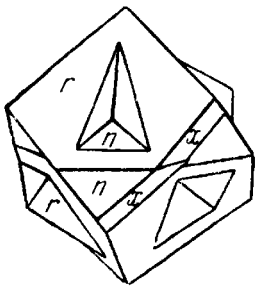


Рис 98 Двойник киновари. r {10$\bar{1}$1}, n {20$\bar{2}$1}, x {42$\bar{6}$3}

Химический состав. Hg 86,2%, S 13,8%. Посторонние элементы обычно связаны с механическими примесями.

Сингония тригональная; тригонально-трапецоэдрический в. с. L^33L^2. **Кристаллическая структура** имеет гексагональный облик. В целом ее можно рассматривать как искаженную структуру NaCl с координационным числом 6 (как для Hg, так и для S). На деталях останавливаться не будем.

Облик кристаллов. Киноварь встречается в виде мелких толстотаблитчатых по (0001) или ромбоэдрических кристаллов {10$\bar{1}$1}, {20$\bar{2}$5} и др. (рис. 97), иногда с гранями трапецоэдра. Характерны двойники по (0001) (рис. 98). **Агрегаты.** Гораздо чаще наблюдается в виде вкрапленных неправильных по форме зерен, иногда в сплошных массах, а также в виде порошковатых примазок и налетов. Так называемая «печенковая руда» представляет собой скрытокристаллические массы, богатые посторонними землистыми и органическими примесями.

Цвет киновари красный, иногда с свинцово-серой побежалостью. **Черта** красная. **Блеск** алмазный. Полупрозрачна.

Твердость 2—2,5. Хрупка. **Спайность** по {10$\bar{1}$0} довольно совершенная. **Уд. вес** 8,09—8,20. **Прочие свойства.** В отличие от метациннабарита, киноварь не проводит электричества.

Диагностические признаки. Киноварь довольно легко узнается по красному цвету, низкой твердости, высокому удельному весу и поведению п. п. тр.

П. п. тр. на угле возгоняется без остатка. Испарение начинается с температуры 200°. При нагревании в закрытой трубке образуется черный возгон, состоящий частью из HgS, частью из металлической ртути. При нагревании в открытой трубке, т. е. в присутствии кислорода, образуется металлическая ртуть, осаждающаяся на холодных стенках трубки в виде мельчайших шариков, по реакции: $HgS+O_2=Hg+SO_2$. На этом основаны заводские методы получения ртути.

Растворяется в царской водке. Хлор вообще разлагает киноварь. Разлагается в растворах сульфидов едких щелочей; HNO_3 и H_2SO_4 не действуют.

Происхождение. Месторождения киновари относятся исключительно к числу гидротермальных, образовавшихся при низких температурах. Известны примеры отложения киновари из горячих щелочных растворов, выходящих на поверхность земли (таковы, например, источники Стимбот в Неваде и Сольфор-Бэнк в Калифорнии, США). Из рудных минералов

в ассоциации с киноварью встречаются: часто антимонит (Sb_2S_3), пирит, реже арсенопирит (FeAsS), реальгар (AsS), иногда сфалерит, халькопирит и др. Из нерудных минералов, сопровождающих выделения киновари, распространены обычно кварц, кальцит, нередко флюорит, барит, иногда гипс и др.

В зонах окисления ртутных месторождений как вторичные минералы встречаются: метациннабарит в виде черных пленок, самородная ртуть и изредка хлориды ртути. Вообще же киноварь в окислительной обстановке, в отличие от многих других сульфидов, довольно устойчива. Этим обстоятельством обусловливается тот факт, что она нередко присутствует в россыпях, при промывке которых благодаря высокому удельному весу легко улавливается в шлихах.

Практическое значение. Является почти единственным источником получения ртути. Самородная ртуть в природе встречается сравнительно редко. Ртуть употребляется преимущественно для амальгамации золота при добыче его из коренных руд, для изготовления химикалий, гремучей ртути Hg(CNO)—взрывчатого вещества для детонаторов, и в физических приборах.

Месторождения. Наиболее крупным месторождением в СССР является Никитовское (в 3 *км* от ст. Никитовка, Северо-Донецкой ж. д.). Здесь она встречается в ассоциации с антимонитом, кварцем, арсенопиритом и изредка пиритом.

Ряд небольших месторождений известен на Кавказе. Из них минералогический интерес представляет Хидешлепское, в котором киноварь ассоциирует с яркокрасным реальгаром (AsS).

Более значительные месторождения установлены в Средней Азии, главным образом вдоль северных предгорьев Алайского и Туркестанского хребтов: Хайдарканское, Чаувайское и др. Киноварь находится здесь в ассоциации с кварцем, антимонитом, флюоритом, кальцитом, баритом и другими минералами в виде мелких зерен в рудных брекчиях.

Из иностранных месторождений большой известностью пользуются крупные месторождения Альмаден (Испания), Идрия (Италия).

4. ГРУППА ПИРРОТИНА

В этой группе объединены соединения металлов VIII группы периодической системы элементов (в частности Fe, Ni и Co) с S, As и Sb с общей формулой AX (или близкими к ней).

Здесь мы рассмотрим следующие минералы: пирротин, никелин, миллерит и пентландит.

ПИРРОТИН—$Fe_{1-x}S$ (чаще всего $x = 0{,}1 - 0{,}2$). Обычно формулу его обозначают в виде FeS. Название происходит от греческого слова «пиррос»—огнецветный. Синоним: магнитный колчедан.

Химический состав. Против формулы FeS всегда наблюдается «избыточное» содержание серы: вместо 36,4% оно доходит до 39—40%. Из примесей иногда присутствуют в незначительных количествах Cu, Ni, Co, изредка Mn, Zn и др. (первые три металла—главным образом за счет включений халькопирита и пентландита).

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. $L^6 6L^2 7PC$. Эта модификация устойчива при температурах ниже 138°. **Кристаллическая структура** пирротина характеризуется гексагональной решеткой типа никелина (см. ниже). Как показывают рентгенометрические исследования, избыток (против формулы FeS) серы не может быть объяснен тем, что добавочные крупные ионы S^{2-} входят куда-то в промежутки в кристаллической структуре пирротина, так как для этого в ней нет достаточных по размерам пустот. Можно предположить, что либо ионы S^{2-} заменяют частично ионы железа, либо при постоянном числе анионов S^{2-} в решетке некоторые места для катионов Fe остаются незанятыми. К решению этого вопроса подошли путем сопоставления вычисленных удельных весов для обоих вариантов.

На рис. 99 изображены две кривые: верхняя кривая показывает вычисленные значения удельных весов при предположении, что ионы S частично заменяют ионы Fe; нижняя—для другого варианта, когда часть мест для ионов Fe остается незанятой; кружками показаны значения удельных весов реально существующих в природе разностей пирротина. Сравнивая эти данные, легко убедиться в том, что второе предположение оказывается правильным. В таком случае следует допустить, что для погашения общего отрицательного заряда анионов S^{2-} часть ионов железа должна иметь не двухвалентный, а трехвалентный положительный заряд. Это подтверждено тонкими химическими анализами (С. В. Липин). **Облик кристаллов.** Кристаллы вообще редки. Обычно они имеют таблитчатый, реже столбчатый или пирамидальный облик (рис. 100 и 101) с наиболее часто встречающимися гранями пинакоида {0001}, призмы {10$\bar{1}$0}, дипирамид {10$\bar{1}$1}, {20$\bar{2}$1} и др. Двойники редки по (10$\bar{1}$1) Обычно встречается в сплошных массах или в виде вкрапленных зерен неправильной формы.

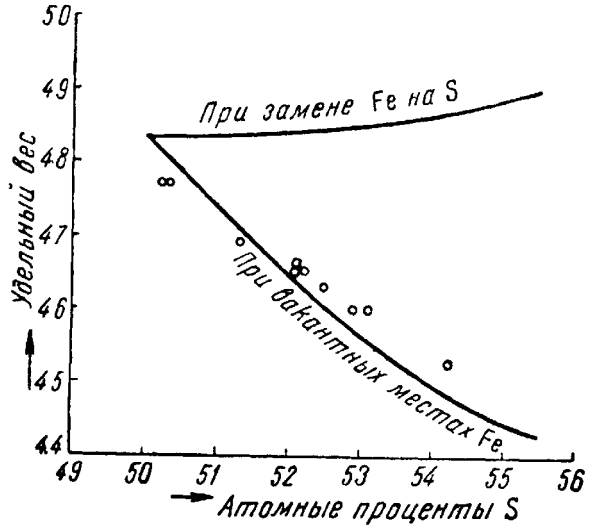


Рис. 99. Кривыми показаны вычисленные удельные веса. Кружками изображены удельные веса, установленные для пирротина в действительности

Цвет пирротина темный бронзово-желтый с бурой побежалостью. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 4. Довольно хрупок. **Спайность** несовершенная по {10$\bar{1}$0}. Кроме того, наблюдается отдельность по {0001}. **Уд вес** 4,58—4,70. **Прочие свойства.** Магнитен, но не всегда. Ферромагнетизм проявляется у более богатых серой разностей. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Характерными являются его цвет и часто устанавливаемые магнитные свойства.

П. п. тр. сплавляется в черную магнитную массу. В HNO_3 и HCl разлагается с трудом, что сильно отличает его от троилита.

Происхождение. Пирротин в сравнительно редких случаях является высокотемпературным минералом. Образование его, так же как и пирита (FeS_2), зависит не столько от температуры, сколько от концентрации ионов серы в растворах: при высокой концентрации серы железо выделяется в виде дисульфида (FeS_2), при пониженной—в виде моносульфида (FeS).

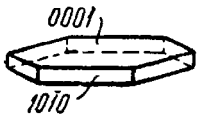


Рис 100 Таблитчатый кристалл пирротина

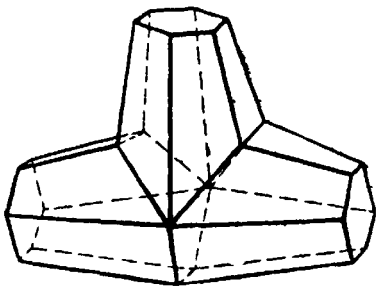


Рис 101. Двойник пирротина

Пирротин распространен почти исключительно в эндогенных месторождениях и в различных генетических типах.

1. Довольно широким распространением он пользуется в основных изверженных породах, главным образом в норитах, иногда в габбро-диабазах. В них среди сульфидных скоплений он является главным минералом, встречаясь в тесной ассоциации с пентландитом и халькопиритом (месторождения медно-никелевых сульфидных руд).

2. В контактово-метасоматическом типе месторождений иногда образует значительные скопления, главным образом у границы с известняками. В парагенезисе с ним в этих месторождениях встречаются халькопирит, пирит, магнетит, черный сфалерит, арсенопирит, иногда касситерит (SnO_2), шеелит ($CaWO_4$), кальцит, кварц и др. Все они образуются в более позднюю стадию процесса скарнообразования.

3. В ряде типичных гидротермальных месторождений наблюдается в ассоциации со сфалеритом, галенитом, халькопиритом, касситеритом, арсенопиритом, железистыми хлоритами, карбонатами и др. Среди этих минералов пирротин принадлежит к числу наиболее поздних. В друзовых пустотах хорошо образованные кристаллы его обычно наблюдаются наросшими на кристаллах таких более ранних минералов, как сфалерит, кварц, кальцит и др.

4. Редкие находки своеобразных выделений пирротина были сделаны среди осадочных образований в ассоциации с сидеритом (Керченское месторождение железа), а также в фосфоритовых желваках.

При выветривании в зоне окисления он является наиболее легко разлагающимся сульфидом. Первоначально образуется сульфат закиси железа, который в присутствии кислорода переходит в сульфат окиси железа. Последний, гидролизуясь, дает нерастворимые гидроокислы железа (лимонит) и свободную серную кислоту, переходящую в раствор.

Практическое значение. Залежи сплошных пирротиновых руд, не содержащих других металлических полезных ископаемых, имеют ограниченное промышленное значение. Как сырье для сернокислотного производства эти руды значительно уступают пиритовым. Содержание в них серы обычно не превышает 30—32%, тогда как в пиритовых оно достигает 45—50%.

Месторождения. На примерах магматических месторождений пирротина типа Сэдбери мы остановимся ниже (см. пентландит). Из контактово-метасоматических месторождений укажем на Башмаковское и Богословское—в группе Турьинских рудников (С. Урал). К числу типичных гидротермальных, богатых пирротином, месторождений принадлежит Девдоракское (недалеко от Военно-Грузинской дороги, у сел. Казбек), где пирротин, ассоциируя с кварцем и халькопиритом, слагает линзообразное тело в сланцах.

НИКЕЛИН—NiAs. Синоним: красный никелевый колчедан.

Химический состав. Ni 43,9%, As 56,1%. Примеси: Fe (до 2,7%), S (до 5%), иногда Sb и Co. Обычно наблюдаемые широкие колебания в составе

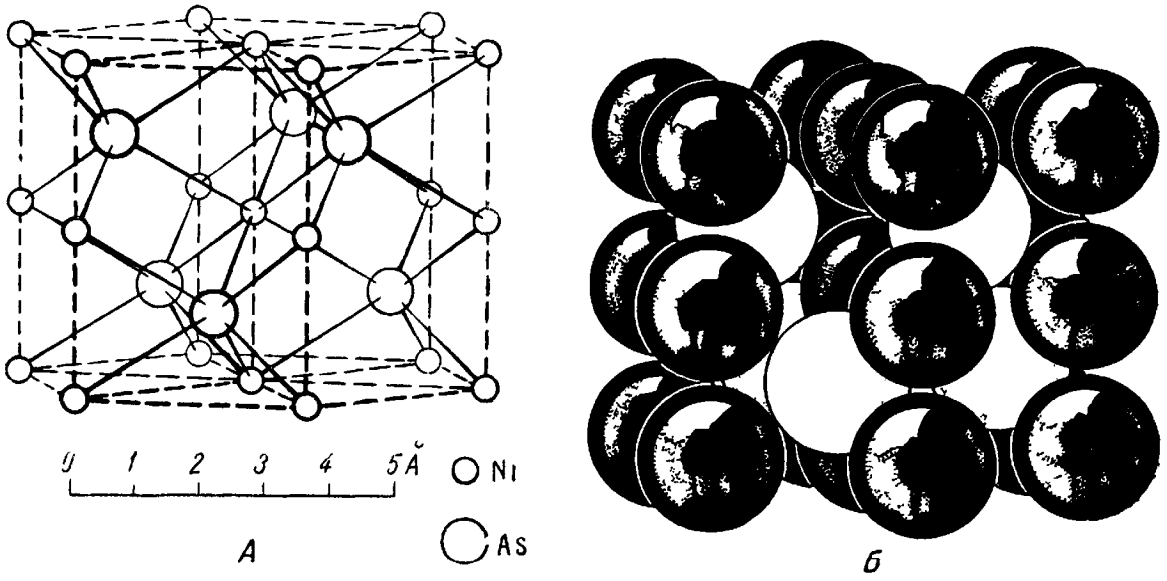


Рис. 102. Кристаллическая структура никелина

А—места расположения центров атомов Ni и As, *Б*—кристаллическая структура, изображенная в виде шаров

никелина часто обусловлены примесями посторонних минералов, обнаруживаемыми под микроскопом.

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. $L^6 6L^2 7PC$. **Кристаллическая структура** характеризуется простой гексагональной решеткой с плотнейшей упаковкой атомов. Она может быть получена из гексагональной структуры, если атомы никеля (рис. 102) рас-

положить в узлах гексагональной ячейки, а атомы мышьяка—примерно в центрах половинного числа тригональных призм. Таким образом, каждый атом мышьяка окружен шестью атомами никеля, а каждый атом никеля—шестью атомами мышьяка и, кроме того, близок к двум атомам никеля (вертикально расположенным), являющимся также его ближайшими соседями. Это объясняет ту особенность кристаллических структур этого типа, что связь атомов в этих структурах отчасти обладает признаками ионной, отчасти металлической связи, что сказывается не только на повышении таких свойств, как отражательная способность, электропроводность и др., но также на некотором непостоянстве состава соединений, кристаллизующихся в структуре этого типа.

Облик кристаллов. Кристаллы встречаются очень редко, притом в неясно образованных формах, с господствующими гранями $\{10\bar{1}0\}$. Обычно встречается в сплошных массах, иногда в почковидных и других формах.

Цвет никелина бледный медно-красный. **Черта** буровато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** несовершенная по $\{10\bar{1}0\}$. **Уд. вес** 7,6—7,8. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Весьма характерны бледный медно-красный цвет, металлический блеск.

П. п. тр. на угле плавится в блестящий хрупкий королек, причем издает сильный чесночный запах мышьяка. В закрытой трубке при сильном накаливании на холодных стенках образуется зеркало мышьяка. Раствор в HNO_3 имеет яблочно-зеленый цвет; от прибавления аммиака раствор становится голубым. С диметилглиоксимом дает густой розовый осадок.

Происхождение. Чаще всего встречается в гидротермальных жильных месторождениях, иногда в значительных количествах, в виде вкрапленности или сплошных масс. В парагенезисе с ним нередко наблюдаются диарсениды никеля—хлоантит, раммельсбергит, иногда самородный висмут, самородное серебро и др.

В процессе выветривания за счет никелина образуется яркозеленый минерал аннабергит ($Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$), обычно в виде примазок или порошковатых масс.

Практическое значение. Никелинсодержащие руды при значительных запасах могут являться важной промышленной рудой.

Месторождения. У нас в Союзе наиболее интересные находки никелина были сделаны в Берикульском золоторудном месторождении (Западная Сибирь). Вместе с другими арсенидами никеля (раммельсбергитом, герсдорфитом и др.) наблюдался в виде сплошных масс неправильной гнездообразной формы в прожилках карбонатов.

Из иностранных следует отметить некоторые жильные гидротермальные месторождения Рудных гор (Саксония) так называемой кобальто-никелево-серебряной формации с самородным висмутом (тип Шнееберг) и затем известное месторождение Кобальт в Онтарио (Канада). Здесь он наблюдается в ассоциации с сульфидами и арсенидами никеля и кобальта, а также самородным серебром и другими минералами.

МИЛЛЕРИТ—NiS. Синоним: волосистый колчедан.

Химический состав Ni 64,7%, S 35,3%. Из примесей присутствуют: Fe (до 1—2%), Co (до 0,5%), Cu (до 1%).

Сингония. тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в.с: $L_6^3.3L^23PC$. Наиболее обычны формы: $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ и др. **Кристаллическая структура** отлична от структуры пирротина и искусственной модификации NiS (тип никелина с координационным числом 6). Структура этой модификации с координационным числом 5 (промежуточным между высокотемпературной модификацией NiS и пентландитом) очень сложная. На описании ее останавливаться не будем.

Облик кристаллов. Обычно имеют игольчатую форму с грубой продольной штриховкой. **Агрегаты.** Часто встречается в радиальнолучистых, волосистых агрегатах. По этому признаку и назывался раньше волосистым колчеданом.

Цвет миллерита латунно-желтый, иногда с радужной побежалостью. **Черта** зеленовато-черная. **Блеск** сильный металлический.

Твердость 3—4. Хрупок. Волосистые кристаллы несколько упруги. **Спайность** совершенная по $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}2\}$. **Уд. вес** 5,2—5,6. **Прочие свойства.** Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Очень характерны часто встречающиеся игольчатые формы и радиальнолучистые агрегаты латунно-желтого цвета. В тех случаях, когда он встречается в неправильной формы зернах или массах, без проверки химическим путем содержания в нем никеля и серы определить его бывает очень трудно.

П. п. тр. на угле плавится с образованием блестящего кипящего королька. В восстановительном пламени в конце концов дает плотную металлическую слабомагнитную массу никеля. В HNO_3 и царской водке растворяется, окрашивая раствор в зеленый цвет (в данном случае обусловленный никелем), выделяя серу. Наблюдается весьма характерная реакция на никель с диметилглиоксимом.

Происхождение. Принадлежит к числу сравнительно редко встречающихся в природе минералов и в подавляющем большинстве случаев является типичным образованием гидротермального происхождения.

Иногда встречается в месторождениях медно-никелевых сульфидных руд как позднейший минерал, развивающийся за счет пентландита.

В типичных жильных гидротермальных месторождениях скопления его наблюдаются в ассоциации с другими никелевыми и кобальтовыми минералами, представленными главным образом сернистыми и мышьяковистыми соединениями. В этих случаях наблюдается в лучистых агрегатах в парагенезисе с линнеитом, герсдорфитом, галенитом, флюоритом, кальцитом, кварцем и др.

Практическое значение. Как один из наиболее богатых никелем минералов, представляет несомненный интерес для промышленности цветных металлов даже в тех случаях, когда наблюдается редко вкрапленным в породе или руде, особенно если находится в ассоциации с другими никелевыми или кобальтовыми минералами.

Месторождения. На территории СССР минералогическое значение имеют находки в районе Березовского золоторудного месторождения на Урале в виде лучистых или сноповидных агрегатов в тонких карбонатных жилках среди лиственитов (гидротермально измененных ультраосновных пород).

Из иностранных наибольшей известностью пользуются месторождения Рудных гор (Саксония), в частности Фрейберг, Шнееберг и др., где миллерит в крупнолучистых агрегатах ассоциирует с другими сульфидами никеля и кобальта, а также с галенитом, кальцитом, флюоритом и пр.

ПЕНТЛАНДИТ — $(Fe, Ni)_9 S_8$. Синоним: железо-никелевый колчедан.

Химический состав непостоянный. Соотношение между Fe и Ni обычно 1 : 1. Постоянно присутствует кобальт в количестве от 0,4 до 2,5% (иногда больше) в виде изоморфной примеси к никелю.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. В хорошо образованных кристаллах в природе до сих пор не был встречен. В виде неправильной формы зерен и включений распространен в пирротиновых рудах магматических месторождений типа Сэдбери. **Кристаллическая структура.** Элементарная ячейка имеет довольно сложное высокосимметричное строение, аналогичное строению искусственно полученного кобальтсульфида (Co_9S_8). Ионы Fe и Ni, замещая друг друга, занимают одинаковое положение в решетке, находясь в тетраэдрическом окружении анионов S.

Цвет пентландита бронзово-желтый, несколько светлее, чем пирротина. **Черта** зеленовато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 3—4. Хрупок. **Спайность** совершенная по октаэдру {111}. **Уд. вес** 4,5—5. **Прочие свойства.** Магнитностью не обладает. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Макроскопически установить пентландит крайне трудно, так как он обычно встречается в виде мельчайших выделений среди пирротиновой массы. Лишь крупные зерна можно узнать по несколько более светлому оттенку по сравнению с пирротином и хорошо выраженной спайности.

П. п. тр. сплавляется в черный магнитный шарик. HNO_3 растворяет его, окрашиваясь в зеленый цвет. Прибавление NH_4OH вызывает выпадение бурого осадка гидроокиси железа. С диметилглиоксимом дает резко выраженную реакцию на никель.

Происхождение. Встречается почти постоянно в парагенетической ассоциации с пирротином и халькопиритом, но только в тех сульфидных рудах, которые генетически связаны с основными и ультраосновными изверженными породами (габбро-норитами, перидотитами и др.). Парагенезис этих трех минералов в указанных породах настолько характерен, что достаточно бывает установить в них более легко определяемые минералы—пирротин и халькопирит, чтобы получить уверенность в том, что при тщательном микроскопическом изучении может быть обнаружен и пентландит, имеющий важное промышленное значение.

В зоне окисления за счет никелевых сульфидов образуется легко растворимый в воде сульфат никеля, нередко наблюдаемый в пустотах и на стенках выработок в виде бледнозеленых сталактитов и кристаллических корочек состава $NiSO_4 \cdot 7H_2O$ (моренозит).

Практическое значение. Пентландитсодержащие руды являются главным источником выплавляемого никеля. Около 90% мировой продукции никеля извлекается из медно-никелевых сульфидных руд (преимущественно в Седбери). Кроме никеля, из этих руд извлекаются также кобальт, медь, металлы платиновой группы и в небольших количествах селен и теллур.

Никель применяется для изготовления специальных инструментов, посуды, как составная часть многих важных в техническом отношении сплавов (нейзильбер, никелевая сталь, сплавы с медью и цинком для реостатов, монет и др.), для получения соединений, применяемых для никелирования, и т. д.

Месторождения. Пентландит является важным никеленосным минералом в медно-никелевых сульфидных рудах, пространственно и генетически связанных с основными магматическими породами. Главным минералом в этих рудах является пирротин; пентландит и халькопирит присутствуют обычно в количестве нескольких процентов. В небольших количествах встречаются также магнетит и минералы платины: сперрилит—$PtAS_2$, палладистая платина, куперит—PtS, брэггит—(Pt,Pd,Ni)S и др.

Крупнейшее месторождение таких руд, известное под названием Сэдбери, находится в Канаде (у оз. Онтарио). Рудные тела в виде крупных залежей и жил располагаются в низах магматического массива, сложенного основными породами (норитами, габбро и др.). Эти руды содержат 1—5% Ni, 2—3%Cu и платиновые металлы.

5. ГРУППА ХАЛЬКОПИРИТА

В этой группе опишем сложные сульфиды Cu, Fe и Sn—халькопирит и станнин,—кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии. По кристаллической структуре они близки к сфалериту, но по физическим свойствам сильно отличаются от него. В сфалерите они иногда встречаются в виде мельчайших включений как продукты распада ограниченного твердого раствора, что может быть объяснено именно близостью кристаллических решеток, особенно

при высоких температурах. Сфалерит, в свою очередь, в виде продуктов распада твердых растворов наблюдается также в станнине.

Здесь же опишем еще один сложный сульфид меди и железа—борнит, по ряду свойств близкий к халькопириту, с которым он способен образовывать широкие изоморфные смеси, распадающиеся при охлаждении, а также кубанит.

ХАЛЬКОПИРИТ—$CuFeS_2$. «Халькос» по-гречески—медь, «пирос»—огонь. Синоним: медный колчедан.

Химический состав. Cu 34,57%, Fe 30,54%, S 34,9%. Данные химических анализов обычно очень близки к этим цифрам. В качестве примесей в ничтожных количествах иногда присутствуют Ag, Au и др.

Сингония тетрагональная; тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $L_4^2 2L^2 2P$. **Кристаллическая структура** характеризуется сравнительно простой тетрагональной решеткой (рис. 103), близкой к кубической сингонии.

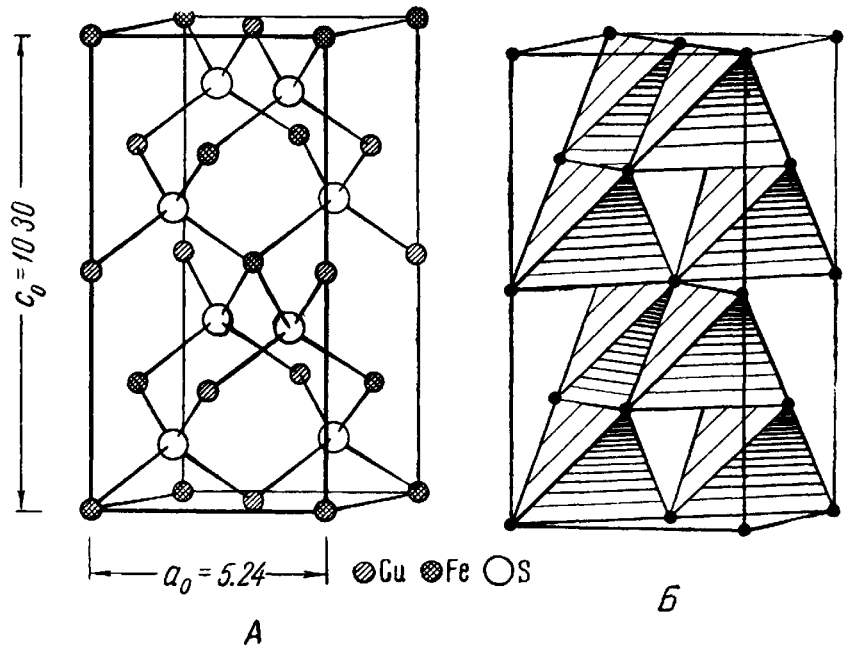


Рис. 103. Кристаллическая решетка халькопирита
А—расположение центров атомов меди, железа и серы; *Б*—та же решетка, изображенная в виде тетраэдров

Элементарная ячейка халькопирита состоит как бы из удвоенной по высоте ячейки типа сфалерита (ср. с рис. 94). Так же как и в сфалерите, каждый ион серы окружен четырьмя металлическими ионами в углах тетраэдра—меди и железа, располагающимися в каждом листе в определенном порядке. В первом и пятом катионных листах, т. е. на верхней и нижней гранях тетрагональной призмы (рис. 103—А) по углам квадрата располагаются ионы Fe, а в середине—Cu. В третьем листе (в середине призмы) наоборот, по углам квадрата ионы Cu, а в середине его—Fe. Во втором и четвертом листах два иона Cu перекрещиваются с двумя ионами Fe, причем под катионами Cu второго листа располагаются катионы Fe и наоборот. Все тетраэдрические группировки ориентированы одинаково, чем и обусловливается гемиэдрия кристаллов. В отличие от сфалерита, халькопирит обладает непрозрачностью, явным металлическим блеском и отсутствием совершенной спайности.

Облик кристаллов. Кристаллы редки и встречаются только в друзовых пустотах. Чаще всего они имеют октаэдрический с комбинациями {111} и {1$\bar{1}$1} или тетраэдрический облик (рис. 104), реже—скаленоэдрический и др. Грани основного тетраэдра матовые или покрыты штрихами, а отрицательного—гладкие. Двойники часты по (111), реже (101) и другим законам. **Агрегаты.** Обычно встречается в сплошных массах и в виде неправильной формы вкрапленных зерен. Известны также колломорфные образования в почковидных и гроздевидных формах.

Цвет халькопирита латунно-желтый, часто с темножелтой или пестрой побежалостью. **Черта** черная с зеленоватым оттенком. Непрозрачен. **Блеск** сильный металлический.

Твердость 3—4. Довольно хрупок. **Спайность** несовершенная по {201}. **Уд. вес** 4,1—4,3.

Диагностические признаки. Довольно легко узнается по характерному цвету, твердости, резко отличающейся от пирита, который в изломе часто бывает покрыт побежалостью, похожей на цвет халькопирита. Миллерит в неправильной формы зернах бывает похож на халькопирит, но обладает более сильным блеском и богат никелем.

П. п. тр., растрескиваясь, сплавляется в магнитный шарик. С содой на угле дает королек меди. В закрытой трубке обнаруживает возгон серы. В HNO_3 постепенно разлагается с выделением серы.

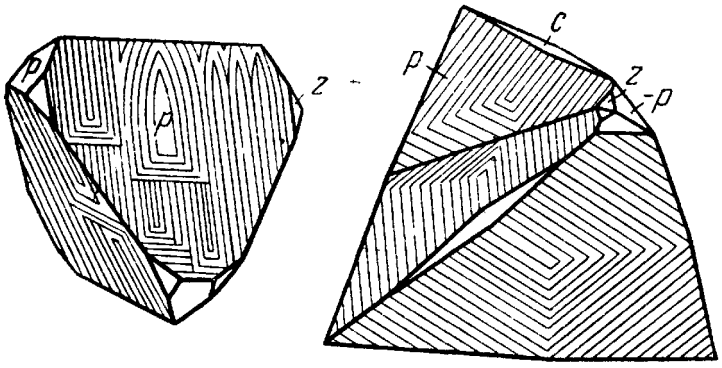


Рис 104 Тетраэдрический кристалл и двойник халькопирита
$p\{111\}$, $z\{011\}$, $c\{001\}$

Происхождение. В природе халькопирит может образоваться в различных условиях.

Как спутник пирротина он часто встречается в магматогенных месторождениях медно-никелевых сульфидных руд в основных изверженных породах в ассоциации с пентландитом, магнетитом, иногда кубанитом и др.

Наиболее широко развит в типичных гидротермальных жильных и метасоматических (в том числе и контактово-метасоматических) месторождениях. Он обычно ассоциирует с пиритом, пирротином, сфалеритом, галенитом, блеклыми рудами и многими другими минералами. Из нерудных минералов в этих месторождениях встречаются кварц, кальцит, барит, различные по составу силикаты и др.

При экзогенных процессах халькопирит образуется очень редко среди осадочных пород в условиях сероводородного брожения при разложении органических остатков и притоке меденосных растворов. Наблюдались явления замещения им древесины и организмов (наряду с халькозином и марказитом).

В процессе выветривания халькопирит, разрушаясь химически, дает сульфаты меди и железа. Растворимый сульфат меди при взаимодействии с CO_2 или с карбонатами в присутствии кислорода и воды образует малахит и азурит, с гидрозолями SiO_2—хризоколлу; при взаимодействии с различными кислотами, образующимися в зоне выветривания,—разнообразные соли: арсенаты, фосфаты, ванадаты, иногда хлориды и др. В условиях очень сухого климата в зоне окисления сохраняются также различные сульфаты меди, легко растворимые в просачивающихся поверхностных водах.

Псевдоморфозы по халькопириту, т. е. замещение его вторичными сульфидами меди—борнитом, халькозином и ковеллином,—широко распространены в зонах вторичного сульфидного обогащения медных месторождений.

Практическое значение. Халькопиритсодержащие руды являются одним из главных источников меди. Промышленное содержание ее в таких рудах обычно колеблется в пределах 2—2,5%.

Получаемая на металлургических заводах медь употребляется как в чистом виде, так и в виде сплавов (латуни, бронзы, томпака и др.). Главным потребителем меди является электропромышленность. Значительное количество ее расходуется в машиностроении, судостроении, изготовлении аппаратуры для химической промышленности, жилищном строительстве и т. д.

Месторождения. Халькопирит в качестве спутника в тех или иных количествах встречается почти во всех гидротермальных месторождениях самых

различных сульфидных руд. В рудах многих месторождений он является существенной составной частью и имеет самостоятельное промышленное значение. На территории СССР мы имеем представителей всех генетических типов месторождений, в которых халькопирит является главным минералом меди.

На Урале широко распространены так называемые колчеданные залежи, приуроченные к толщам большей частью метаморфизованных эффузивно-осадочных пород палеозойского возраста. Главным минералом (до 60—80%) в рудах этих месторождений является пирит, с которым парагенетически связан халькопирит. К этому типу относится большая часть уральских месторождений. В некоторых залежах халькопирит тесно ассоциирует с сфалеритом. Таковы месторождения: Карпушинское, Левихинские и др. Аналогичные по составу месторождения известны и в Закавказье.

К типу контактово-метасоматических месторождений в известняках относится группа Турьинских месторождений на Северном Урале и ряд месторождений Минусинского района на восточном склоне Кузнецкого Алатау (Хакасская АО). Парагенетически он обычно связан с пиритом, иногда с пирротином, магнетитом и другими минералами.

Интересный тип месторождений представляет собой очень крупное по размерам Джезказганское месторождение (в западной части Казахстана). Здесь халькопирит совместно с борнитом образует цемент в тонкозернистых песчаниках. Считают, что эти минералы образовались из гидротермальных растворов путем замещения известковистого цемента между песчаниками кварца.

Из иностранных месторождений отметим лишь некоторые: Бингхэм в штате Юта (США), Чукикамата (Чили), медистые песчаники в Катанге (Бельгийское Конго) и к югу от нее—в Северной Родезии.

СТАННИН—Cu_2FeSnS_4. Синоним: оловянный колчедан.

Химический состав. Cu 29,5%, Fe 13,1%, Sn 27,5%, S 29,9%. Содержание по анализам (в %): олова 22,0—27,7, меди 22,9—31,5, железа 4,7—23,3. Кроме того, присутствуют примеси (в %): Zn 0,75—10,1, Sb до 3, Cd до 1,5, Pb до 2 и Ag до 1.

Сингония тетрагональная; тетрагонально-скаленоэдрический в. с. $L_4^2L^22P$. Редко встречающиеся мелкие кристаллы имеют кубический или тетраэдрический облик. По внешнему виду они очень близко напоминают кристаллы халькопирита. Обычно станнин наблюдается в виде неправильных зерен и сплошных масс. **Кристаллическая структура** совершенно аналогична структуре халькопирита (см. рис. 103). В расположении катионов намечается следующий порядок: в первом и пятом листах по вершинам квадрата ионы Sn, в центре—Fe; в срединном листе наоборот, по вершинам ионы Fe, а в центре—Sn; четные листы (второй и четвертый) сложены ионами Cu. По расположению ионов кристаллическое строение станнина, как и халькопирита, следовательно, близко к кристаллической структуре сфалерита.

Цвет станнина стально-серый с характерным оливково-зеленоватым оттенком (в свежем изломе). В случае обильных микроскопических включений халькопирита приобретает явно желтоватый оттенок. **Черта** черная. Непрозрачен. **Блеск** в свежем изломе металлический, но быстро тускнеет.

Твердость 3—4. Хрупок. Спайность несовершенная по {110} и {001}, наблюдается редко. **Уд. вес** 4,3—4,5.

Диагностические признаки. Типичным является цвет с характерным оливково-зеленоватым оттенком, по которому он сравнительно легко отличается на глаз от блеклых руд, похожих на него по ряду признаков (твердости, хрупкости и др.).

П. п. тр. на угле плавится, белея с поверхности и образуя около самой пробы белый налет SnO_2. Медь, железо и сера устанавливаются в нем химическими реакциями. В HNO_3 разлагается, выделяя серу и двуокись олова; раствор его приобретает синий цвет.

Происхождение. Является сравнительно малораспространенным минералом и встречается в гидротермальных оловорудных месторождениях.

В вольфрамо-оловянных месторождениях он наблюдается в ассоциации с касситеритом (SnO_2), халькопиритом, арсенопиритом, вольфрамитом и другими минералами.

Гораздо чаще встречается в сфалерито-галенитовых и сфалерито-пирротиновых оловосодержащих рудах. В этих рудах парагенетически с ним очень тесно связаны сфалерит и халькопирит, а иногда пирротин, галенит и др. В ряде случаев устанавливаются явления замещения его касситеритом (SnO_2) и наоборот.

В зоне окисления легко разлагается с образованием в конечном счете лимонита и касситерита. Однако главная масса олова при этом переходит, повидимому, в коллоидальный раствор, который впоследствии коагулирует и дает в результате землистые, губчатые или колломорфные стяжения касситерита.

Практическое значение. В большинстве случаев станнин встречается в незначительных количествах, и потому не имеет такого важного промышленного значения, как касситерит.

Месторождения. На территории СССР станнин в очень незначительных количествах встречен во многих оловорудных месторождениях, в ассоциации чаще всего с халькопиритом, в парагенезисе с касситеритом и сфалеритом в зернах размером до 1 *см*.

Из иностранных—встречен в месторождении Циннвальд (в Рудных горах на границе с Чехословакией), в значительных количествах в Цихане (о. Тасмания) и особенно во многих месторождениях Боливии (Ахота, Потози и др.).

БОРНИТ—Cu_5FeS_4. Синоним: пестрая медная руда. В природных условиях образует ограниченные твердые растворы с халькопиритом, распадающиеся при понижении температуры. Этот процесс распада изучен экспериментальным путем.

Химический состав не постоянен. Теоретически, согласно химической формуле Cu_5FeS_4, он должен быть следующим: Cu 63,3%, Fe 11,2%, S 25,5%. Однако состав борнита колеблется в значительных пределах, так как этот минерал способен содержать в себе в виде твердых растворов халькопирит и халькозин. Из других химических примесей часто наблюдается Ag.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L^3_6\,6L^29PC$. Кристаллы встречаются исключительно редко. Обычно наблюдается в сплошных массах и в виде вкраплений. **Кристаллическая структура.** Решетка борнита представляет собой усложненную кубическую решетку. Согласно рентгенометрическим данным в кристаллической структуре борнита два сорта ионов меди занимают разные положения и химическая формула его, вероятно, имеет следующий вид: $2Cu_2S \cdot CuFeS_2$ (Cu_4CuFeS_4), т. е. четыре иона меди одновалентны, а пятый ион и ион железа двухвалентны.

Цвет борнита в свежем изломе темный медно-красный; обычно покрывается яркой пестрой (преимущественно синей) побежалостью. **Черта** сероваточерная. Непрозрачен. **Блеск** полуметаллический.

Твердость 3. Сравнительно хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4,9—5,0. **Прочие свойства.** Обладает электропроводностью.

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету и пестрой синей побежалости, низкой твердости. По яркосиним побежалостям можно ошибочно принять за ковеллин (при царапании ножом можно убедиться в истинном цвете минерала).

П. п. тр. борнит сплавляется в магнитный шарик, а с содой на угле дает королек меди. В HNO_3 разлагается с выделением всплывающей серы.

Происхождение. Встречающийся в природе борнит имеет как эндогенное, так и экзогенное происхождение.

Борнит эндогенного происхождения встречается в некоторых гидротермальных месторождениях. В ряде случаев он содержит микроскопические, обычно пластинчатые включения халькопирита, являющиеся продуктом распада твердого раствора. В парагенезисе с ним, кроме халькопирита, встречаются: эндогенный халькозин, галенит, сфалерит, пирит и др.

Экзогенный борнит широко бывает развит в зонах вторичного сульфидного обогащения. Как наиболее ранний вторичный сульфид он образуется метасоматическим путем, главным образом за счет халькопирита, в виде неправильных жилок, каемок или сплошных масс. Наблюдается во многих медносульфидных месторождениях, однако в значительных массах встречается редко.

По сравнению с другими вторичными сульфидами меди является менее устойчивым, замещаясь более богатыми медью халькозином и ковеллином. При разложении в зоне окисления по борниту образуются кислородные соединения: малахит, азурит, реже куприт и др.

Практическое значение. Так как борнит по сравнению с халькопиритом является значительно более богатым медью минералом, то даже вкрапленные борнитовые руды при наличии крупных запасов могут представлять несомненный промышленный интерес.

Месторождения. На территории СССР эндогенный борнит в значительных количествах совместно с халькопиритом встречался в Успенском месторождении (около ст. Нельды, Центральный Казахстан). Широко распространен также в парагенезисе с халькопиритом в Джезказганском меднорудном районе, в так называемых медистых песчаниках (западная часть Центрального Казахстана). В ассоциации с эндогенным халькозином он встречался в ряде колчеданных залежей Урала: им. III Интернационала, Дзержинское месторождение (Карабашская группа) и др.

Экзогенный борнит в значительных количествах встречается в зонах вторичного сульфидного обогащения почти во всех медносульфидных месторождениях, особенно если выветривание происходит в условиях умеренного климата.

КУБАНИТ—$CuFe_2S_3$. Ромбич.с. Химический состав. Cu 22—24%, Fe 40—42%, S 34—35%. Цвет очень похож на цвет пирротина—бронзово-желтый. Блеск металлический. Твердость 3,5. Спайность отсутствует. Уд. вес 4,03—4,18. Сильно магнитен.

Парагенетически тесно связан с халькопиритом. Часто наблюдается в последнем в виде пластинчатых выделений, устанавливаемых под микроскопом и представляющих собой продукт распада твердых растворов. Впервые был встречен в золоторудных кварцевых жилах Морро-Велo в Минас-Жерайж (Бразилия).

6. ГРУППА КОВЕЛЛИНА

Сюда относятся простые по эмпирической химической формуле соединения, но обладающие сложным кристаллическим строением, согласно которому в составе минералов принимают участие два сорта ионов одного и того же элемента (как среди катионов, так и среди анионов). В связи с этим и химическая формула имеет более сложный вид. Здесь мы рассмотрим лишь один минерал—ковеллин.

КОВЕЛЛИН—CuS, или $Cu'_2S \cdot Cu''S_2$. Назван по фамилии итальянского минералога Ковелли. Синоним: медное индиго.

Химический состав. Cu 66,5%, S 33,5%. Химическими анализами устанавливаются примеси Fe, реже Se, Ag и Pb.

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в.с. $L^6 6L^2 7PC$. Кристаллы встречаются чрезвычайно редко и имеют вид мелких тонких табличек. **Кристаллическая структура.** Ковеллин обладает оригинальной слоистой гексагональной решеткой (рис. 105). Структура, согласно рентгенометрическим данным, оказалась гораздо более сложной, чем это можно было ожидать на основании прежней химической формулы—CuS. Характерно, что устанавливаются два вида ионов серы: единичные ионы S^{2-} и спаренные ионы $[S_2]^{2-}$. Эти комплексные ионы, состоящие из двух плотно примыкающих друг к другу ионов подобно тому, как это имеет место в кристаллической структуре пирита, с тем же расстоянием S—S, равным 2,05A (см. рис. 115). Ионы меди тоже двух сортов: Cu^{1+} и меньших размеров Cu^{2+}. Каждый двухвалентный ион меди окружается тремя единичными ионами S^{2-} в виде равностороннего треугольника. Триады, соединенные друг с другом через вершины, слагают листы (черные на рис. 105) в кристаллической структуре ковеллина, ориентированные перпендикулярно к шестерной оси. Между такими листами располагаются два слоя тетраэдров с одновалентными ионами Cu^{1+} в центре. При этом основания этих тетраэдров, обращенные друг к другу, соединены вертикально ориентированными спаренными ионами $[S_2]^{2-}$, (в середине, вверху и внизу рис. 105, они показаны в виде полых укороченных треугольных призм), а противостоящие им вершинки тетраэдров заняты единичными ионами S^{2-}, которые являются общими как для листа треугольников, так и для вершинок следующего за ними слоя тетраэдров. Таким образом, в структуре ковеллина имеется сочетание структурных элементов обеих модификаций углерода (алмаза и графита). Если мы подсчитаем ионный состав такой кристаллической структуры, то увидим, что формулу ковеллина правильнее писать так: $Cu^{\cdot}_2S \cdot Cu^{\cdot\cdot}S_2$. С этими особенностями структуры прекрасно увязываются форма, спайность, необычные оптические свойства минерала, способность давать возгон части серы при нагревании и др.

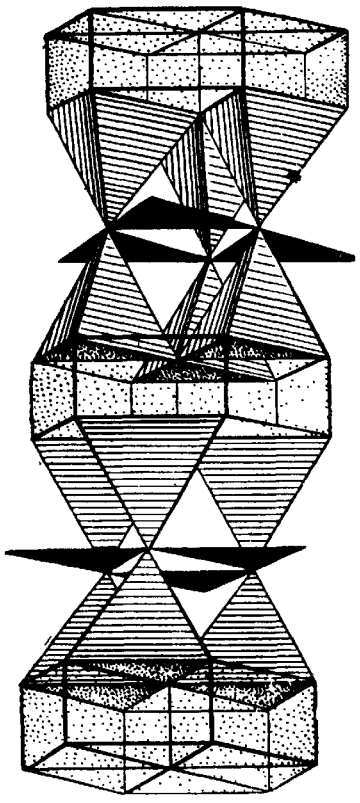


Рис. 105. Кристаллическая решетка ковеллина. По Н. В. Белову

Агрегаты. Обычно ковеллин наблюдается в виде тонких примазок яркосинего цвета или синевато-черных порошковатых или сажистых масс.

Цвет ковеллина индигово-синий. **Черта** серая до черной. Непрозрачен. В тончайших листочках просвечивает зеленым цветом. **Блеск** металлический.

Твердость 1,5—2. Хрупок. В тонких пластинках несколько гибок. **Спайность** совершенная по {0001}. **Уд. вес** 4,59—4,67.

Диагностические признаки. Легко узнается по яркосинему цвету, низкой твердости и ассоциации с сульфидами меди.

П. п. тр. легко плавится, загораясь голубым пламенем и выделяя SO_2. В отличие от халькозина, в запаянной трубке дает возгон серы. В горячей HNO_3 растворяется с выделением серы.

Происхождение. Ковеллин, обычно в очень небольших количествах, является одним из характернейших экзогенных минералов зоны вторичного сульфидного обогащения в меднорудных месторождениях. Как правило, развивается метасоматическим путем на месте первичных и вторичных сульфидов меди: халькопирита, борнита, халькозина и др. Помимо образования метасоматическим путем, известны случаи самостоятельного его отложения вдоль трещин в виде колломорфных образований или землистых масс.

Ковеллин гидротермального происхождения в парагенезисе с пиритом крайне редок и встречается в небольших количествах в Бьютт в Монтане (США) и в других местах.

Как продукт деятельности фумарол он наблюдался в лавах Везувия, где и был впервые описан Ковелли.

Практическое значение. Ковеллино-халькозиновые руды принадлежат к числу богатых медных руд. По сравнению с первичными халькопиритовыми рудами они при одной и той же степени вкрапленности дают вдвое более высокое содержание меди.

Месторождения. Самостоятельных месторождений не образует. В ничтожных или небольших количествах встречается буквально во всех месторождениях медносульфидных руд (в зонах вторичного сульфидного обогащения). В больших массах был встречен на о. Кавау (близ Новой Зеландии).

7. ГРУППА АУРИПИГМЕНТА

В этой группе рассмотрим сульфид трехвалентного мышьяка—аурипигмент, а также реальгар, имеющий ряд общих свойств с предыдущим.

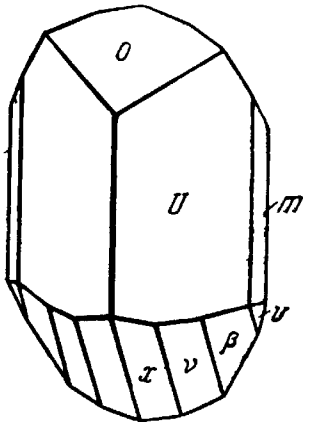


Рис. 106. Кристалл аурипигмента
$o\{301\}$, $U\{210\}$, $m\{110\}$, $x\{\bar{3}11\}$, $\nu\{\bar{3}21\}$, $\beta\{1\bar{2}.9.4\}$, $v\{\bar{3}31\}$



Рис. 107. Радиальнолучистые агрегаты аурипигмента. Лухумское месторождение. Уменьш. в 2,5 раза

АУРИПИГМЕНТ—As_2S_3. Название происходит от латинских слов: «аурум»—золото и «пигментум»—краска. Предполагалось, что минерал содержит золото.

Химический состав As 61%, S 39%. Обычно устанавливаются лишь механические примеси: Sb_2S_3, FeS_2(марказит), SiO_2, глинистое вещество и др. Лишь Se, Sb, V (до 0,02%), Ge (до $4\cdot10^{-5}$ %) могут рассматриваться как изоморфные примеси.

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L_2PC. **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы аурипигмента имеют обычно призматический облик (рис. 106), нередко с искривленными гранями. Наиболее часто наблюдаются следующие формы: пинакоиды {100} и {010}, призмы {110}, {011}, {101}, {210} и др. **Агрегаты.** Нередко характерны шестоватые, гребенчатые агрегаты, а также гроздевидные, почкообразные и шарообразные массы с радиальнолучистым строением (рис. 107).

Цвет аурипигмента лимонно-желтый, иногда с буроватым оттенком; скрытокристаллические массы с тонкодисперсной примесью FeS_2 обладают грязно-желтой окраской с зеленоватым оттенком. **Черта** того же цвета, но более ярких оттенков. Просвечивает; в спайных листочках прозрачен. **Блеск** в зависимости от направления меняется от алмазного до полуметаллического в полном соответствии с показателями преломления: $Ng=3{,}0$, $Nm=2{,}8$ и $Np=2{,}4$.

Твердость 1—2. В тонких листочках гибок, но не обладает упругостью. **Спайность** весьма совершенная по {010} и несовершенная

по {100}. **Уд. вес** 3,4—3,5. **Прочие свойства.** Электричества не проводит. Электризуется при разрывах листочков по спайности.

Диагностические признаки. Легко узнается по яркому лимонно-желтому цвету, низкой твердости, весьма совершенной спайности и сильному алмазному или полуметаллическому блеску в изломе. В порошковатых массах по внешнему виду можно смешать с некоторыми уранофосфатами и уранованадатами (отэнит, тюямунит и др.), от которых он отличается по поведению п. п. тр., оптическим свойствам и отсутствию радиоактивности.

П. п. тр. на угле очень легко плавится с кипением и улетучивается, оставляя белый налет As_2O_3 и издавая резкий чесночный запах мышьяка. В HNO_3 и царской водке растворяется, выделяя всплывающую серу. Легко растворим без остатка в KOH.

Происхождение. Встречается в гидротермальных месторождениях в ассоциации с минералами, образующимися при сравнительно низких температурах: с реальгаром, антимонитом, марказитом, пиритом, а также с кварцем, кальцитом, гипсом и др. В известном минеральном источнике Стимбот в Неваде (США) отлагается из горячих вод вместе с реальгаром, опалом, арагонитом и др.

В очень небольших количествах он наблюдался на стенках кратеров вулканов и в пустотах пористых лав как продукт возгона вместе с самородной серой, хлоридами и другими минералами.

Как экзогенный минерал в виде налетов и землистых образований в ничтожных количествах изредка встречается в месторождениях каменных углей и бурых железняков, образуясь, вероятно, под действием на мышьяковистые растворы сероводорода как продукта разложения организмов.

Практическое значение. В случае наличия крупных по запасам скоплений представляет собой сырье для получения трехокиси мышьяка, а также используется в красильном деле и других производствах.

Месторождения. В существенных количествах, как мышьяковая руда, аурипигмент встречается вместе с реальгаром. Руды Лухумского месторождения отличаются замечательной расцветкой штуфов, сложенных кристаллическими массами яркожелтого аурипигмента, красного реальгара и молочно-белого кварца и кальцита. В пустотах часто встречаются друзы хорошо образованных кристаллов размерами по длине от 0,5 до 5 *см*. Наблюдались также крупные почковидные массы сплошного аурипигмента с радиальнолучистым строением в изломе (см. рис. 107).

Совсем другой вид имеют аурипигментовые руды сравнительно молодого по возрасту Джульфинского месторождения (к северу от г. Джульфа, Нахичеванской АССР) среди третичных, сложенных в складки мергелей и глинистых пород. Аурипигмент здесь наблюдался в виде скрытокристаллических (метаколлоидных) масс с восковым блеском в изломе и зеленовато-желтой окраской (от примеси тонкодисперсных дисульфидов железа). При разработке рудного тела наблюдалось обильное выделение газов: CO_2, H_3As и H_2S. Возле месторождения до сих пор действуют минеральные источники, содержащие $Ca(HCO_3)_2$, Na_2SO_4, $CaHAsO_4$, Br, Li и др.

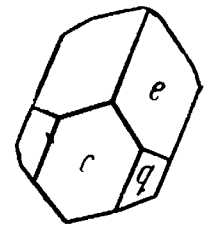
Из иностранных месторождений отметим Алахар (в Македонии), где встречались крупные кристаллы аурипигмента; месторождения США—Меркур в штате Юта и др.

РЕАЛЬГАР—AsS. **Химический состав.** As 70,1%, S 29,9%. Данные химических анализов почти отвечают теоретическим. Изоморфные примеси других элементов не устанавливаются.

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L^2PC. **Кристаллическая структура** довольно сложная, в деталях не изучена. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют призматический вид (рис. 108); они укоро-

чены или вытянуты по вертикальной оси, параллельно которой на гранях наблюдается тонкая штриховка. Наиболее обычны следующие комбинации форм: пинакоиды {001}, {010} и ромбические призмы {110}, {120}, {011} и др. **Агрегаты.** Наблюдается также в виде сплошных зернистых агрегатов, иногда налетов, корок или землистых рыхлых масс.

Цвет реальгара оранжево-красный, реже темнокрасный. Полупрозрачен. **Черта** светлооранжевая. **Блеск** на гранях кристаллов алмазный, в изломе смоляной или жирный. Показатели преломления в Li-свете: $Ng=2{,}61$ $Nm=2{,}59$ и $Np=2{,}46$.



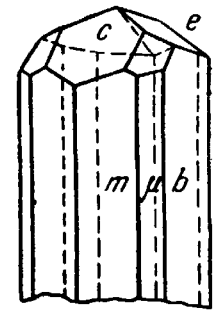


Рис. 108. Кристалл реальгара. Лухумское месторождение. По И. И. Шафрановскому
m {110}, μ {120}, b {010}, e {$\bar{1}11$}, c {001}, q {011}

Твердость 1,5—2. Спайность довольно совершенная по {010} и {120}. **Уд. вес** 3,4—3,6. **Прочие свойства.** От действия света с течением времени превращается в порошок светлооранжевого цвета. Под влиянием электрического света кристаллы его растрескиваются и превращаются в такой же порошок, причем рентгенометрическими исследованиями установлено, что это явление сопровождается распадом кристаллической решетки. Электричества не проводит.

Диагностические признаки. Для реальгара характерны оранжевокрасный цвет, низкая твердость, штриховатость граней вдоль оси вытянутости кристаллов. Характерен также парагенезис с легко устанавливаемым по внешним признакам аурипигментом. От похожего на него крокоита ($PbCrO_4$) отличается более низкой твердостью, обликом кристаллов и поведением п. п. тр. (на угле с содой крокоит дает королек свинца). Киноварь от реальгара отличается яркокрасной чертой и высоким удельным весом.

П. п. тр. легко плавится и улетучивается, выделяя характерный чесночный запах мышьяка. Растворяясь в царской водке, выделяет серу. В отличие от киновари, растворяется в нагретой KOH, причем прибавление к раствору HCl вызывает появление лимонно-желтого хлопьевидного осадка.

Происхождение. В природе встречается в совершенно аналогичных условиях с аурипигментом, с которым парагенетически постоянно связан (см. аурипигмент). На самой поверхности никогда не встречается, так как под действием света разрушается и частично превращается в аурипигмент.

Практическое значение. Относится к числу малораспространенных минералов. Очень редко совместно с аурипигментом образует чисто мышьяковые месторождения (Лухумское). В этих случаях он представляет практический интерес как сырье для получения As_2O_3 (путем обжига). Сернистый мышьяк (AsS) как естественный, так и искусственный имеет применение в красильном деле, пиротехнике, стекольном производстве и других отраслях промышленности.

Месторождения. Исключительно крупные (до 1—2 *см*) кристаллы (рис. 108) и красивые друзы реальгара встречались в Лухумском месторождении (Рачинский хребет на южном склоне Кавказа, Западная Грузия) в ассоциации с аурипигментом, изредка антимонитом, пиритом, марказитом, мельниковитом, кварцем, кальцитом и др.

В качестве спутника встречается почти во всех месторождениях аурипигмента.

8. ГРУППА АНТИМОНИТА

Относящиеся сюда сульфиды трехвалентных сурьмы и висмута—антимонит и висмутин—хотя кристаллизуются в той же сингонии, что и аурипигмент, но существенно отличаются от него по кристаллической структуре и физическим свойствам (непрозрачности, металлическому блеску и др.). Это обстоятельство, очевидно, связано с увеличением поляризующих свойств катионов Sb^{3+} и Bi^{3+}.

Здесь же опишем тетрадимит (Bi_2Te_2S), обладающий еще более отчетливо выраженными «металлическими» свойствами.

АНТИМОНИТ—Sb_2S_3. Название происходит от латинского слова «антимониум»—сурьма. Синонимы: стибнит, сурьмяный блеск.

Химический состав. Sb 71,4%, S 28,6%. Из примесей иногда устанавливаются As, Ag и Au. Последние два элемента присутствуют, повидимому, в виде механически включенных соединений. Самородное золото неоднократно устанавливалось в массе антимонита в полированных шлифах под микроскопом.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^2\,3PC$. **Кристаллическая структура** довольно сложная. На описании ее останавливаться не будем. **Облик кристаллов.** Об чно призматические (рис. 109), столбчатые, игольчатые, обладающие вертикальной штриховкой. Нередко, особенно для крупных экземпляров, наблюдается искривление и даже скручивание их. Из многочисленных установленных граней наиболее характерны следующие комбинации: призмы {110}, пинакоида {010} и пирамид {111}, {113}, {121} и др. (рис. 110). **Агрегаты.** Встречается также в виде сплошных зернистых, часто радиальнолучистых, реже спутанноволокнистых агрегатов, а также в виде вкраплений в кварцевой массе.

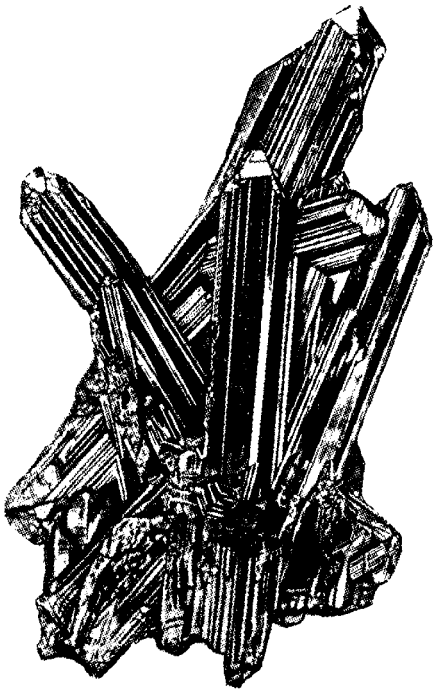


Рис. 109. Друза призматических кристаллов антимонита. Итшинокава, в о. Шикоку (Япония)

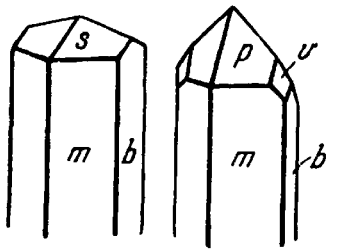


Рис. 110. Кристаллы антимонита $m\{110\}$, $b\{010\}$, $s\{113\}$, $p\{111\}$, $v\{121\}$

Цвет и черта антимонита свинцово-серые. На кристаллах нередко наблюдается темная синеватая побежалость. Непрозрачен. **Блеск** металлический, сильный на плоскостях спайности.

Твердость 2—2,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {010}. Плоскости спайности обычно бывают покрыты поперечными штрихами, свидетельствующими о полисинтетическом двойниковании. **Уд. вес** 4,5—4,6. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

Диагностические признаки. В агрегатах по цвету и механическим свойствам похож на многие сульфоантимониты (буланжерит, джемсонит и др.) и особенно на висмутин. Характерными отличительными особенностями его являются: совершенная спайность вдоль вытянутости шестоватых индивидов и поперечная двойниковая штриховатость в плоскостях скола. В тонкозернистых и скрытокристаллических массах, а также в мелких вкраплениях от всех похожих на него минералов безошибочно определяется по реакции с КОН. Капелька этого реактива, положенная на минерал, энергично разлагая его, вскоре становится желтой, затем оранжевой; после стирания капли остается красное пятно.

П. п. тр. на угле очень легко плавится, выделяя SO_2 и оставляя белый налет Sb_2O_3, который в восстановительном пламени улетучивается, окрашивая его в зеленый цвет. В HNO_3 растворяется с выделением Sb_2O_5.

Происхождение. В главной массе антимонит встречается в гидротермальных месторождениях, образуясь при наиболее низких температурах и слагая вместе с кварцем самостоятельные жилы и пластообразные залежи. В ассоциации с ним нередко встречаются киноварь, флюорит, кварц, кальцит, каолинит, барит и др. В качестве спутника почти постоянно

наблюдается в месторождениях киновари, реальгара и аурипигмента, изредка—в месторождениях свинца, цинка и других металлов.

В ничтожных количествах он иногда наблюдается в продуктах возгона при вулканических извержениях.

В зоне окисления сравнительно легко разлагается, переходя в различные окислы сурьмы желтого, иногда бурого цвета (валентинит, сервантит, сенармонтит, кермезит и др.).

Практическое значение. Антимонитовые руды являются главнейшим источником сурьмы, имеющей разнообразное применение. Преимущественно она идет на изготовление сплавов, обладающих антифрикционными свойствами (баббитов для подшипников). Сплавы со свинцом и цинком идут на изготовление так называемого «типографского металла», твердой дроби, частей насосов, кранов и др. Соединения сурьмы применяются также в резиновой промышленности (с целью вулканизации резины), текстильном производстве (пропитка тканей), стекольном деле, медицине и др.

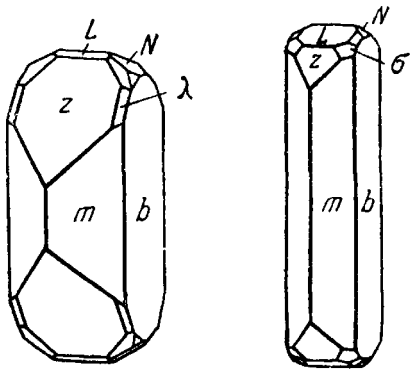


Рис. 111. Кристаллы висмутина
m {110}, *b* {010}, *z* {301}, *L* {101}, *N* {201}, σ {211} и др.

Месторождения. На территории СССР к числу наиболее известных месторождений принадлежат: Раздольнинское (в Красноярском крае), представленное сложными кварцево-антимонитовыми жилами в докембрийских сланцах; Кадамджайское (в 35 *км* к юго-западу от г. Ферганы) в виде пластообразной залежи в «кремнистой брекчии», где с антимонитом, кроме кварца и кальцита, в небольших количествах ассоциируют пирит, марказит, флюорит, барит.

Из иностранных большой известностью пользуется месторождение Итшинокава на о. Шикоку (Япония), где встречались кристаллы антимонита (рис. 109) необыкновенно больших размеров: до 0,5 *м* в длину при толщине до 5 *см*. Крупнейшие месторождения, в виде кварцевых жил и штокообразных залежей в известняках, известны в Китае (провинция Юннань и др.), где сосредоточена главная мировая добыча этих руд.

ВИСМУТИН—Bi_2S_3. Синонимы: бисмутинит, висмутовый блеск.

Химический состав. Bi 81,2%, S 18,8%. Нередки примеси в небольших количествах Pb, Cu, Fe, As, Sb, Te и др. Из них Pb, Sb и Te могут изоморфно замещать висмут.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре антимонита. **Облик кристаллов.** Так же как и антимонит, встречается в удлиненных шестоватых кристаллах (рис. 111), образованных чаще всего гранями призм {110}, {120}, {130} и пинакоидов {100}, {010}, {001}. Большей частью грани покрыты вертикальной тонкой штриховкой. **Агрегаты.** Распространен в виде сплошных зернистых масс, иногда лучистых агрегатов.

Цвет висмутина белый со свинцово-серым оттенком. Часто наблюдается желтая или пестрая побежалость. Непрозрачен. **Черта** серая. **Блеск** сильный металлический.

Твердость 2—2,5. **Спайность** совершенная по {010} и несовершенная по {100} и {001}. **Уд. вес** 6,4—6,6, в отдельных случаях до 7,1. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

Диагностические признаки. От похожего на него антимонита отличается более сильным блеском, бо́льшим удельным весом и реакцией с KOH (см. антимонит). В агрегатах он похож также на многие сложные по составу сульфоантимониты и сульфовисмутиты, от которых без химических реакций его нелегко бывает отличить.

П. п. тр. на угле легко плавится, кипит и разбрызгивается. В восстановительном пламени дает королек висмута, оставляя на угле лимонно-желтый налет окиси висмута. Характернейшей реакцией на висмут является получение иодистого висмута в виде яркокрасного налета при сплавлении с иодистым калием (в виде каймы вокруг пробы). В HNO_3 легко растворяется с выделением всплывающей серы.

Происхождение. Висмутин встречается исключительно в гидротермальных (жильных и контактово-метасоматических) месторождениях, но несколько в другой обстановке, нежели это наблюдается для антимонита. В качестве спутника наблюдается в месторождениях олова, вольфрама, мышьяка, часто в ассоциации с самородным висмутом, арсенопиритом, халькопиритом, иногда самородным золотом, топазом, берилом, пиритом, галенитом и многими другими сульфидами. Очень редко образует самостоятельные месторождения.

В зоне окисления легко разрушается, образуя основные карбонаты в виде псевдоморфоз по висмутину.

Практическое значение. Висмутиновые руды являются главным источником висмута, идущего на изготовление легкоплавких сплавов, для производства стекол с высоким двупреломлением, химических препаратов, для медицинских и других целей.

Месторождения. В СССР наибольший интерес представляют месторождения Средней Азии, например Брич-Мулла (в 70 *км* к северо востоку от г. Ташкента), где висмутин с самородным висмутом встречается в ряде кварцевых жил в известняках в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и др. В Забайкалье в ряде месторождений висмутин сопровождает такие минералы, как касситерит, халькопирит, арсенопирит и другие, встречаясь местами в виде сплошных зернистых масс.

Крупнейшие в мире висмутовые месторождения находятся в Боливии (Тасна, Чороолк и др.) и в Перу (Серро-де-Паско). Генетически они связаны с молодыми изверженными породами.

ТЕТРАДИМИТ— Bi_2Te_2S. «Тетрадимос» по-гречески—четырехкратный (часто образует четверники). Синоним: теллуристый висмут.

Химический состав. Bi 59,3%, Te 36,2%, S 4,5%. В ничтожных количествах в виде примесей могут присутствовать Se, Au, Cu, Pb. Лишь содержание селена иногда достигает 1%. Золото, часто парагенетически связанное с тетрадимитом, присутствует в виде включений.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. Встречается часто в листоватых или пластинчатых агрегатах. Таблитчатые или ромбоэдрические кристаллы обычно являются двойниками по $(01\bar{1}2)$. **Кристаллическая структура** типичная слоистая.

Цвет тетрадимита стально-серый. **Блеск** сильный металлический. Отражательная способность высокая—48.

Твердость 1,5—2,0. В тонких листочках гибок. **Спайность** весьма совершенная по {0001}. **Уд. вес** 7,24—7,54. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью. Термоэлектричен.

Диагностические признаки. По многим внешним признакам похож на молибденит; отличается от него более сильным блеском, бо́льшим удельным весом, поведением п. п. тр. и в кислотах.

П. п. тр., в отличие от молибденита, легко плавится на угле; с S и KJ дает яркооранжевый налет (наличие висмута). Растворяясь в концентрированной H_2SO_4, окрашивает ее при нагревании в характерный для Te пурпурный цвет. Легко растворим в HNO_3.

Происхождение. Тетрадимит—наиболее распространенный из теллуридов минерал, обнаруживается чаще всего в качестве спутника в гидротермальных золоторудных месторождениях. В парагенезисе с ним встречаются различные сульфиды: пирротин, халькопирит, пирит, тетраэдрит, висмутин, а также золото и др.

В зоне окисления месторождений легко разрушается, образуя так называемые висмутовые охры.

Практическое значение. Самостоятельных месторождений не встречается. Как спутник в висмутовых и золоторудных месторождениях может быть использован при комплексной переработке руд для получения висмута и теллура.

Месторождения. В СССР он встречен во Фроловском руднике из группы Турьинских рудников (С. Урал), Шиловo-Исетском золоторудном месторождении (в 66 *км* к востоку от г. Свердловска), месторождении Кумак (Ю. Урал), ряде пунктов Западной и Восточной Сибири.

В зарубежных странах он наблюдался в ряде золоторудных месторождений США, Мексики, Британской Колумбии и др.

9. ГРУППА МОЛИБДЕНИТА

Сюда относятся сернистые соединения четырехвалентных ионов Mo и W. Сульфид вольфрама является исключительно редким минералом.

МОЛИБДЕНИТ—MoS_2. Название происходит от греческого слова «молибдос»—свинец. Синоним: молибденовый блеск.

Химический состав. Mo 60%, S 40%. По данным химических анализов, содержание Mo колеблется в пределах 57,1—60,05% и S—39,7—42,0%. Во многих случаях является химически чистым соединением, т. е. не содержит изоморфных примесей, кроме рения. По данным спектральных анализов, содержание рения в молибдените является максимальным по сравнению с содержанием его в других сульфидах (от $5 \cdot 10^{-7}$ до $2 \cdot 10^{-4}$%).

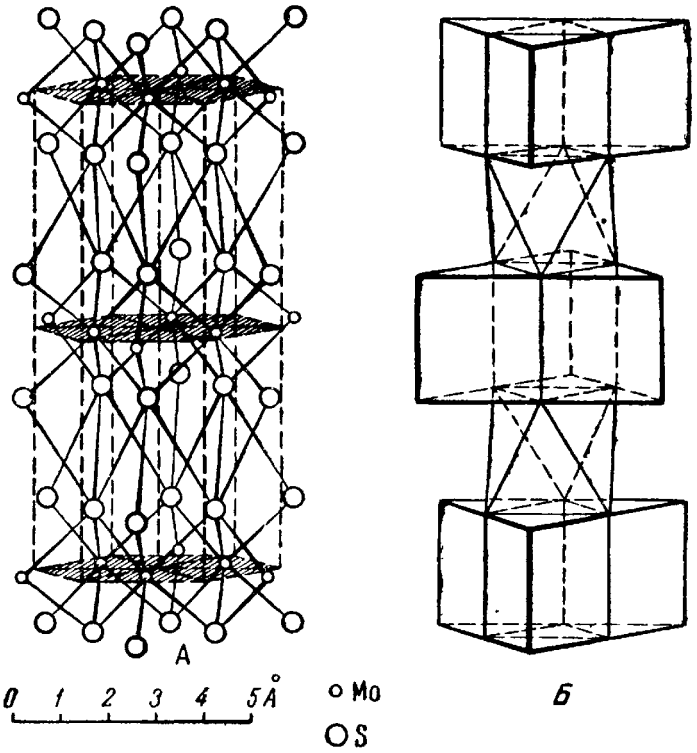


Рис. 112. Кристаллическая решетка молибденита

А—расположение центров ионов (листы, содержащие ионы молибдена, заштрихованы); *Б*— та же решетка, изображенная по способу Н. В. Белова

Сингония гексагональная; повидимому, дигексагонально-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** типично слоистая, но отличается некоторыми особенностями. Листы ионов Mo располагаются между двумя листами ионов S (рис. 112), параллельно (0001). Ионы в листах соединены сильными связями, но силы сцепления между «тройными» листами резко ослаблены, чем и обусловлена совершенная спайность кристаллов. Координационное число молибдена равно 6, но в силу особенности строения электронной оболочки Mo ему отвечает не октаэдр, а тригональная призма. В данном случае структуру, согласно Н. В. Белову, можно нагляднее представить в виде чередующихся тригональных слоев призм с ионами Mo в центрах с пустыми слоями из октаэдров (рис. 112-*Б*). **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы в большинстве случаев несовершенны. Обычно наблюдаются следующие формы: {0001}, {$10\bar{1}0$}, {$10\bar{1}1$}. Грани {0001} покрыты штрихами (рис. 113). Кристаллы имеют облик гексагональных таблиц. Реже встречаются призматические кристаллы. Обычно наблюдается в листовых или чешуйчатых агрегатах. Иногда встречаются сферолитовые образования.

Цвет молибденита свинцово-серый. **Черта** серая, часто с зеленоватым оттенком. **Блеск** металлический.

Твердость 1. В тонких листочках гибок. Жирен на ощупь. На бумаге оставляет черту как графит. **Спайность** по {0001} весьма совершенная. **Уд. вес** 4,7—5,0. **Прочие свойства**. Электропроводность при комнатной температуре незначительна, но при повышении температуры увеличивается.

Диагностические признаки. Характерны: свинцово-серый цвет, типичный металлический блеск, очень низкая твердость, спайность по базису. Можно легко принять за крупночешуйчатые разности графита, от которого он отличается по более светлой черте и более сильному блеску. По сравнению с похожим на него тетрадимитом обладает, наоборот, более слабым блеском и отличается по поведению п. п. тр.

П. п. тр. не плавится, окрашивает пламя в слабый желтовато-зеленоватый цвет. HNO_3 разлагается с большим трудом с выделением SO_2 и белого или сероватого осадка MoO_3. Концентрированная H_2SO_4 разлагает его лишь при температуре кипения.

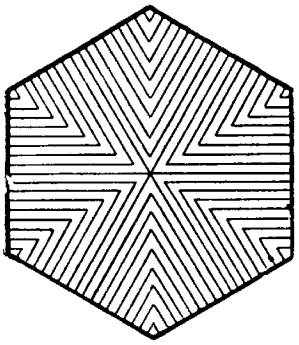


Рис. 113. Три системы штрихов на базальной грани кристалла молибденита

Происхождение. Генетически месторождения молибденита связаны с интрузивами кислых изверженных пород, главным образом гранитов и гранодиоритов, среди которых он иногда наблюдается в виде редких вкраплений.

Встречается в пегматитовых жилах, но большей частью в количествах, не имеющих практического значения.

Промышленные месторождения молибденита связаны с гидротермальными образованиями. Особенно широко распространены месторождения в кварцевых жилах или окварцованных породах. Вообще парагенезис молибденита с кварцем наблюдается в подавляющем большинстве случаев. Иногда выделения молибденита приурочены к тончайшим кварцевым прожилкам, едва заметным простым глазом. Известны случаи тонкодисперсного распределения в кварце, окрашенном им в серый или синеватый цвет. Только под микроскопом в полированных шлифах можно заметить иногда эти выделения.

Часто в кварцево-молибденитовых жилах почти не встречается никаких других сульфидов, за исключением редких зерен пирита. В месторождениях других типов из сопутствующих минералов в одних случаях встречаются тонкочешуйчатые слюды, флюорит, вольфрамит, реже берилл, турмалин, в других—сульфиды меди (чаще халькопирит), железа (пирит, пирротин), цинка (сфалерит) и др. Случаи выделения молибденита в богатых сульфидами участках месторождений сравнительно редки. В кварцевых жилах иногда наблюдаются крупные неравномерно рассеянные кристаллические выделения в виде розеток или гексагональных пластин.

В зоне окисления за счет молибденита в виде псевдоморфоз чаще всего образуется повеллит ($CaMoO_4$), иногда возникают характерные пустоты выщелачивания, отвечающие по форме кристаллам молибденита.

Практическое значение. Является единственным промышленным источником очень важного в промышленности металла—молибдена.

Около 90% мировой добычи этого металла расходуется на изготовление различных высококачественных сортов стали. Остальная часть используется в электротехнике, красочном производстве, беспроволочной телеграфии, химических производствах и т. д.

Месторождения. Из иностранных месторождений отметим крупнейшее месторождение Климакс в Колорадо (США), представленное огромным штокообразным телом вторичного кварцита, уходящим на большую глубину.

Крупные месторождения известны также в шеелитоносных скарновых зонах, образовавшихся в контакте известняков с гранитами. Здесь молиб-

денит приурочен к многочисленным тонким жилкам кварца, секущим скарновые породы.

10. ГРУППА ПИРИТА

Здесь рассмотрим обширную группу соединений типа AX_2, где $A = Fe$, Co, Ni, а также Mn, Pt и Ru, а $X_2 = S_2$, Se_2; As_2, AsS и SbS. Это так называемые дисульфиды, диарсениды, сульфоарсениды и сульфоантимониды. Все они обладают многими общими свойствами.

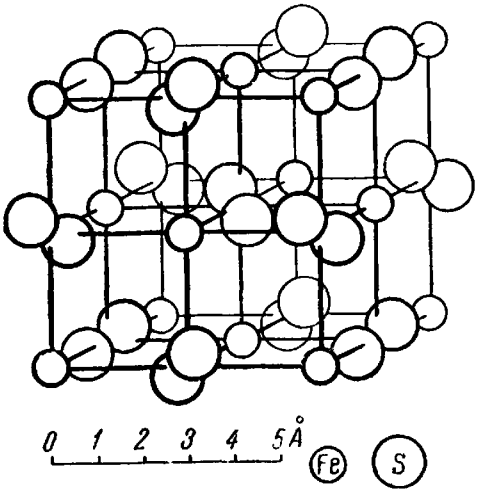


Рис 114 Кристаллическая решетка пирита

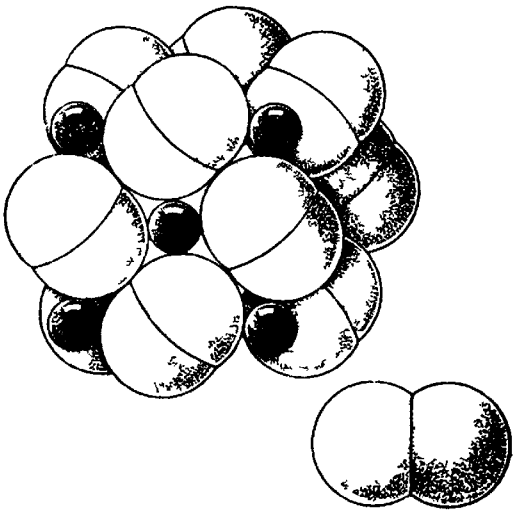


Рис 115 Кристаллическая структура пирита
Черные сферы—ионы Fe, светлые—группы $[S_2]^{2-}$

Эта большая группа по минералогическим особенностям может быть разбита на четыре подгруппы:

1) подгруппа пирита (в тесном смысле), в которой соединение FeS_2 является диморфным (пирит и марказит);

2) подгруппа кобальтина, в которой объединяются сульфоарсениды и сульфоантимониды Ni и Co (Fe в подчиненных количествах); они кристаллизуются в кубической сингонии; кристаллические структуры этих минералов хотя и аналогичны структуре пирита, но симметрия их ниже;

3) подгруппа лёллингита, представленная диарсенидами Fe, Ni и Co, кристаллизующимися в ромбической сингонии;

4) подгруппа арсенопирита, в которую входят сульфоарсениды и сульфоантимониды главным образом Fe, кристаллизующиеся в моноклинной и ромбической сингониях.

Коллоидальный и метаколлоидный бисульфид железа в виде тонкодисперсных черных масс носит специальное название—мельниковит. Он нами не рассматривается как самостоятельный минерал, так как рентгенометрически в одних случаях устанавливается дебаеграмма пирита, в других—марказита.

Опишем здесь характерные особенности типической структуры пирита, а также марказита.

Кристаллическая структура типа пирита схематически изображена на рис. 114 и 115. В основе этой структуры лежит кубическая гранецентрированная решетка типа NaCl (ср. с рис. 92), в которой ионы серы, располагаясь парами, сильно сближены между собой с образованием анионной группы $[S_2]^{2-}$. Расстояние S—S в этих группах равно 2,05 Å (вместо 3,5Å—двойного ионного радиуса). Группы $[S_2]^{2-}$ своими осями ориентированы по диагоналям малых кубов, притом так, что они не пересекаются между собой. На рис. 115 расстояние между атомами серы в парах несколько уменьшено с целью показать соответствие этой структуры структуре типа NaCl. Реальные соотношения для $[S_2]^{-2}$ показаны отдельно справа.

В структуре пирита кристаллизуются: MnS_2, NiS_2, $PtAs_2$, RuS_2 и др. Сульфоарсениды и сульфоантимониды (CoAsS, NiSbS и др.), хотя по своей

структуре и относятся к типу пирита, но симметрия их несколько ниже. В ней парный ион $[S_2]^{2-}$ заменяется группами $[AsS]^{2-}$ и $[SbS]^{2-}$.

В структуре ромбической модификации FeS_2—марказита мы находим те же группы $[S_2]^{2-}$, что и в пирите. Ионы Fe располагаются по углам ромбической ячейки (рис. 116—*А*) и в центре ячейки, они окружены группами ионов $[S_2]^{2-}$. Ниже (рис. 116—*Б*) показано, что пары $[S_2]^{2-}$ наклонены по отношению к оси *c* и в обоих концах как бы упираются в центры триад ионов Fe, т. е. так же, как и в пирите.

Таким образом, на примерах структур пирита и марказита мы видим, что один и тот же тип координации может быть осуществлен в совершенно различных по симметрии кристаллических решетках.

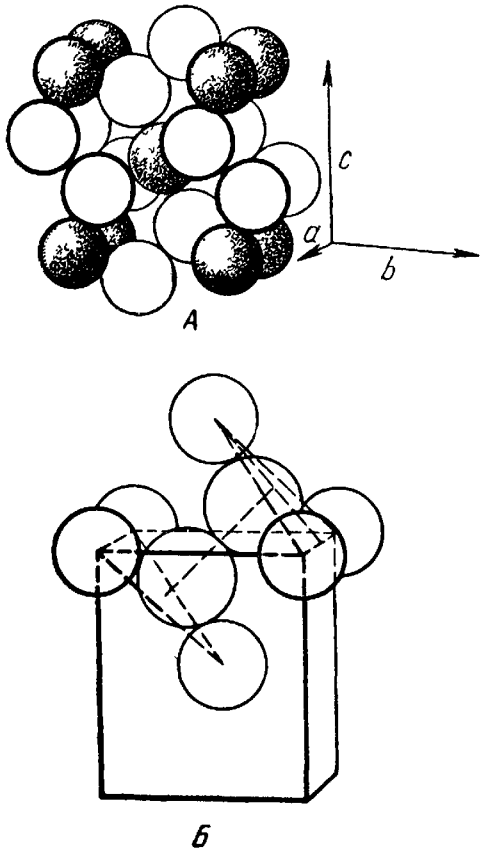


Рис 116 Кристаллическая структура марказита

А—общий вид структуры, ионы Fe покрыты точками, *Б*—ориентировка группы $[S_2]^{2-}$ (в середине) между двумя триадами ионов железа (по краям)

Из физических свойств, отличающих минералы этой группы от других, отметим следующие. Прежде всего следует указать, что среди всех сульфидов и им подобных соединений минералы группы пирита обладают наибольшей твердостью: 5—6 (сперрилит 6—7, а лаурит даже 7—8). Обращает на себя внимание отсутствие совершенной спайности. Все они слабо проводят электричество.

ПИРИТ — FeS_2. «Пирос» по-гречески — огонь. Повидимому, это название связано со свойством пирита давать искры при ударе или с его сильным блеском. Синонимы: серный колчедан, железный колчедан.

Химический состав. Fe 46,6%, S 53,4%. Нередко содержит в очень небольших количествах примеси: Co (кобальтпирит), Ni, As, Sb, иногда Cu, Au, Ag и др. Содержание последних элементов обусловлено наличием механических примесей в виде мельчайших включений посторонних минералов, иногда в тонкодисперсном состоянии. В этих случаях мы имеем дело по существу с твердыми псевдорастворами—кристаллозолями.

Сингония кубическая; дидодекаэдрический в. с. $3L^2\ 4L_6^3 3PC$. **Кристаллическая структура** разобрана выше. **Облик кристаллов.** Пирит широко распространен в виде хорошо образованных кристаллов. Из многочисленных установленных для него форм наиболее часто встречаются следующие: {100}, {210}, реже {111}, {321}, {110} и др. (рис. 117). В зависимости от преобладания тех или иных граней находится и облик кристаллов: кубический, пентагон-додекаэдрический, реже октаэдрический. Размеры кристаллов достигают нескольких сантиметров в поперечнике. Характерна штриховатость граней параллельно ребрам (100) : (210), г. е. *a* : *e* (ср. рис. 117—*Б* и *В* с рис. 117—*А*). Эта штриховатость находится в соответствии с кристаллической структурой пирита и всегда ориентирована перпендикулярно к каждой соседней грани, т. е. наружные элементы симметрии вполне соответствуют особенностям структуры пирита. Двойники встречаются по (110), редко по (320). **Агрегаты.** В многочисленных горных породах и рудах пирит наблюдается в виде вкрапленных кристалликов или округлых зерен. Широким развитием пользуются также сплошные агрегатного строения пиритовые массы. В осадочных породах часто встречаются шаровидные конкреции пирита, нередко радиальнолучистого строения, а также секреции в полостях раковин (рис. 118). Часты гроздевидные или почковидные образования пирита в ассоциации с другими сульфидами.

Цвет пирита светлый латунно-желтый, часто с побежалостями желтовато-бурого и пестрых цветов. Тонкодисперсные сажистые разности имеют черный цвет. **Черта** буровато- или зеленовато-черная. **Блеск** сильный металлический.

Твердость 6—6,5. Относительно хрупок. **Спайность** весьма несовершенная по {100} и {111}, иногда {110}. Излом неровный, иногда раковистый. **Уд. вес** 4,9—5,2. **Прочие свойства.** Электричество проводит слабо. Термоэлектричен. Некоторые разности обладают детекторными свойствами.

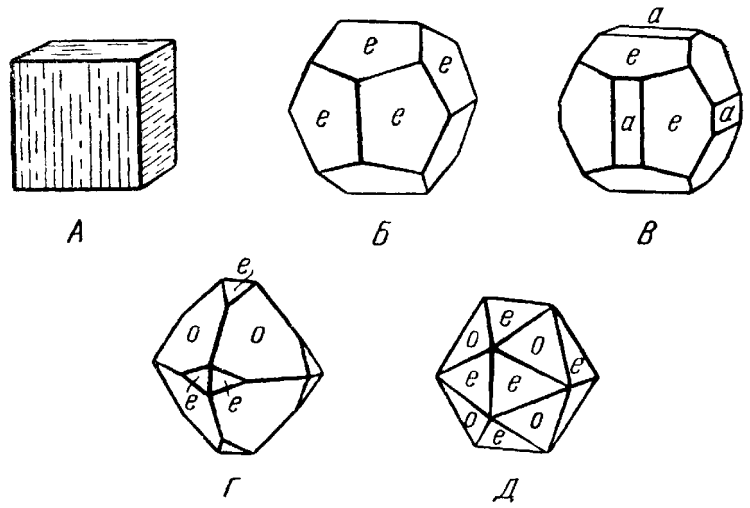


Рис 117 Формы кристаллов пирита

А—куб; *Б*—пентагондодекаэдр *e* {210}; *В*—та же форма в комбинации с кубом *a* {100}; *Г*—октаэдр *o* {111}, притупленный гранями пентагондодекаэдра; *Д*—комбинация октаэдра с пентагондодекаэдром

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету, формам кристаллов, штриховатости граней, высокой твердости (единственный из широкораспространенных сульфидов, который чертит стекло). По этим признакам он легко отличается от несколько похожих на него по цвету марказита, халькопирита, пирротина и миллерита.

П. п. тр., растрескиваясь, плавится в магнитный шарик. Легко теряет часть серы, которая горит голубым пламенем. В запаянной трубке возгоняется часть серы—остается моносульфид—FeS. В HNO_3 разлагается с трудом, выделяя серу. В разбавленной HCl не растворяется.

Происхождение. Пирит является наиболее распространенным в земной коре сульфидом и образуется в самых различных геологических условиях.

1. В виде мельчайших вкраплений он наблюдается во многих магматических горных породах. В большинстве случаев является эпигенетическим минералом по отношению к силикатам и связан с наложением гидротермальных проявлений.

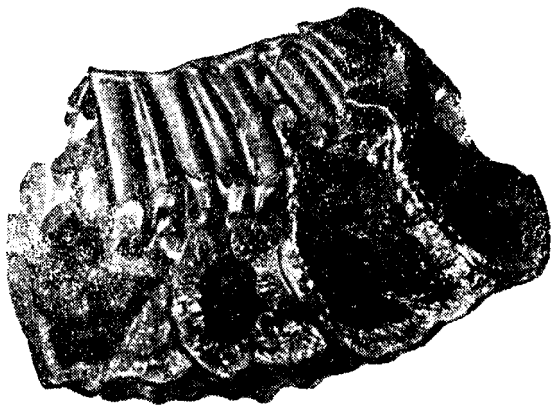


Рис. 118. Пирит в виде кристаллических корок, инкрустирующих полости в аммоните

2. В контактово-метасоматических месторождениях. является почти постоянным спутником сульфидов в скарнах и магнетитовых залежах. В ряде случаев оказывается кобальтоносным. Образование его, так же как и других сульфидов, связано с гидротермальной стадией контактово-метаморфических процессов.

3. Как спутник широко распространен в гидротермальных месторождениях различных по составу руд почти всех типов и встречается в парагенезисе с самыми различными минералами. При этом он часто наблюдается не только в рудных телах, но и в боковых породах в виде вкраплений хорошо образованных кристаллов, возникших метасоматическим путем (метакристаллов).

4. Не менее часто встречается и в осадочных породах и рудах. Широко известны конкреции пирита и марказита в песчано-глинистых отложениях, месторождениях угля, железа, марганца, бокситов и др. Его образование в этих породах и рудах связывается с разложением органических остатков без доступа свободного кислорода в более глубоких участках вод-

ных бассейнов. В парагенезисе с ним чаще всего в таких условиях встречаются: марказит, мельниковит (черная порошковатая разность дисульфида железа), сидерит ($FeCO_3$) и др.

В зоне окисления пирит, как и большинство сульфидов, не устойчив, подвергаясь окислению до сульфата закиси железа, который при наличии свободного кислорода легко переходит в сульфат окиси железа. Последний, гидролизуясь, разлагается на нерастворимую гидроокись железа (лимонит) и свободную серную кислоту, переходящую в раствор. Этим путем образуются широко наблюдаемые в природе п с е в д о м о р ф о з ы лимонита по пириту.

Сам же пирит часто образует псевдоморфозы по органическим остаткам (по древесине и различным остаткам организмов), а в эндогенных образованиях встречаются псевдоморфозы пирита по пирротину магнетиту, (Fe_3O_4), гематиту (Fe_2O_3) и другим железосодержащим минералам. Эти псевдоморфозы, очевидно, образуются при воздействии на минералы H_2S.

Практическое значение. Пиритовые руды являются одним из основных видов сырья, используемого для получения серной кислоты. Среднее содержание серы в эксплоатируемых для этой цели рудах колеблется от 40 до 50%. Обработка руды производится путем обжига в специальных печах Получающийся при этом сернистый газ (SO_2) подвергается окислению с помощью окислов азота в присутствии водяного пара до H_2SO_4.

Нежелательной примесью в рудах, идущих на сернокислотное производство, является мышьяк.

Часто содержащиеся в пиритовых рудах медь, цинк, иногда золото, селен и др. могут быть получены побочными способами. Получаемые в результате обжига так называемые железные огарки, в зависимости от их чистоты, могут быть использованы для изготовления красок или как железная руда.

Руды, содержащие кобальтпирит, могут служить источником кобальта, несмотря на низкое содержание в них этого элемента (до 0,5—1% в минерале).

Месторождения. Месторождения, в которых в том или ином количестве встречается пирит, бесчисленны. Его можно встретить в месторождениях самых различных генетических типов, однако главная масса находок все же относится к эндогенным образованиям.

В СССР наиболее богатые им крупные колчеданные залежи широко распространены на Урале, где они приурочены к меридионально вытянутой на сотни километров полосе измененных кислых и основных эффузивов и осадочных пород силуро-девонского возраста. Рудные тела, состоящие почти сплошь из сульфидов, главным образом пирита, обычно имеют форму жило- или линзообразных залежей. Отметим наиболее важные и богатые пиритом месторождения: К а л а т и н с к о е в Невьянском районе; Д е г т я р с к о е в Сысертском районе; ряд К а р а б а ш с к и х месторождений в Кыштымском районе; Б л я в и н с к о е (у г. Медногорска) в Чкаловской области и др. Из закавказских месторождений к числу пиритовых залежей относится Ч и р а г и д з о р с к о е месторождение в Кировабадском районе (Азербайджанская ССР).

С минералогической точки зрения большой интерес представляют друзы кристаллов пирита известного Б е р е з о в с к о г о золоторудного месторождения на Урале. Обычно они представлены кубическими формами с сильно исштрихованными гранями (рис. 12), в меньшей степени—пентагональными додекаэдрами и октаэдрами. Встречаются до 32 *кг* весом.

МАРКАЗИТ—FeS_2. Название произошло от древнеарабского слова, которым называли пирит и марказит.

Химический состав. Fe 46,6%, S 53,4%. Примеси: в очень небольших количествах As, Sb, Tl и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** описана выше. **Облик кристаллов** таблитчатый (рис. 119),

реже короткостолбчатый, копьевидный (рис. 120 и 121). Двойники часты, нередко сложные. Иногда характерны гребенчатые формы сростков. Встречается в виде конкреций (рис. 122), а также натечных, гроздевидных, почковидных, коркообразных и неправильной формы образований. Обычны псевдоморфозы по органическим остаткам.

Цвет марказита латунно-желтый с сероватым или зеленоватым оттенком. **Черта** темная зеленовато-серая. **Блеск** металлический.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** несовершенная по {011}. **Уд. вес** 4,6—4,9 (ниже, чем пирита). **Прочие свойства.** Слабо проводит электричество.

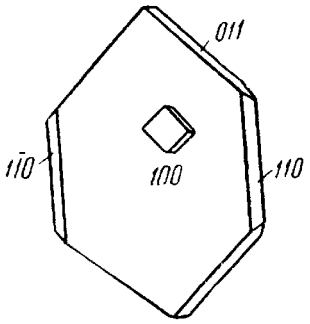


Рис. 119. Таблитчатый кристалл марказита с закономерно выросшим кубиком пирита

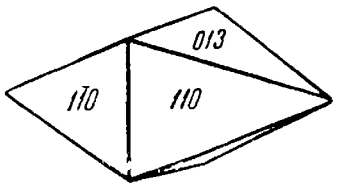


Рис. 120. Кристалл марказита

Диагностические признаки. Для кристаллов марказита характерны их копьевидные или таблитчатые формы, отличающие их от кристаллов пирита. В конкрециях и плотных массах его не легко отличить от пирита. В свежем изломе характерен зеленоватый оттенок, не свойственный пириту. В полированных шлифах под микроскопом легко отличим от пирита по сильно выраженным эффектам оптической анизотропии. Существенно отличается от пирита и по дебаеграмме.

П. п. тр. и по поведению в кислотах совершенно аналогичен пириту.

Происхождение. В природе распространен гораздо реже, чем пирит. Встречается как в эндогенных, так и в экзогенных минеральных образованиях.

Марказит эндогенного происхождения наблюдается в гидротермальных, преимущественно жильных месторождениях. Как правило,

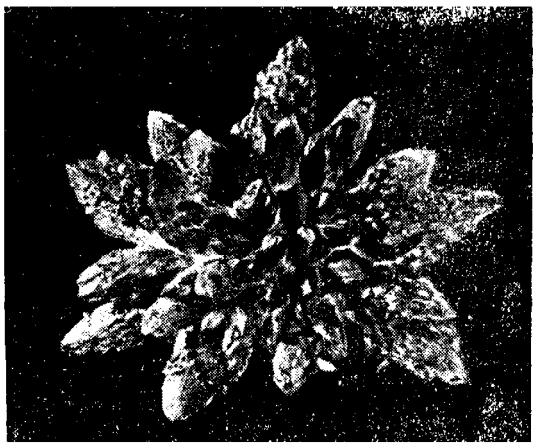


Рис. 121. Сросток радиально расположенных копьевидных кристаллов марказита

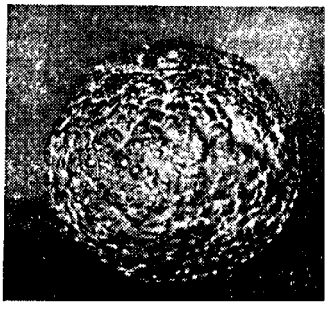


Рис. 122. Шаровидная конкреция марказита
Нат. вел

он образуется в самых последних стадиях минерализации. Чаще всего он устанавливается в друзовых пустотах в виде наросших кристаллов, большей частью мелких, иногда в виде пылевидных налетов на кристаллах кварца, кальцита, галенита, сфалерита, блеклых руд и других минералов, реже в виде корок и натечных форм.

В осадочных породах, главным образом в угленосных песчано-глинистых отложениях, марказит встречается преимущественно в виде конкреций, неправильной формы зерен, псевдоморфоз по органическим остаткам,

а также тонкодисперсного черного сажистого вещества (мельниковита). По макроскопическим признакам его часто ошибочно принимают за пирит.

В условиях кислородного выветривания марказит разлагается легче, чем пирит, с образованием сульфатов железа и свободной серной кислоты, а в условиях недостатка кислорода — также самородной серы. В конечном счете при окислении марказита возникают гидроокислы железа (лимонит).

Экспериментальными исследованиями установлено, что марказит, в отличие от пирита, сравнительно легко образуется из кислых растворов при более низких температурах.

Практическое значение. В случае наличия больших масс, месторождения марказита, так же как и месторождения пирита, могут являться предметом разработки с целью производства серной кислоты.

Месторождения. В противоположность пириту, не образует в природе крупных месторождений в виде сплошных руд.

Из гидротермальных сульфидных месторождений, в которых марказит наряду с пиритом встречается в более или менее существенных количествах, в качестве примера следует отметить Блявинское в Чкаловской области (Южн. Урал). Он здесь представлен тонкокристаллическими, спорадически распределенными агрегатами. Кроме пирита, в ассоциации с марказитом находятся: сфалерит, вюртцит, халькопирит, кварц и др.

Осадочные марказитсодержащие породы широко распространены во многих областях нашего Союза. К числу их, например, относятся Боровичские угленосные отложения песчаных глин (Новгородская область), содержащие различной формы конкреции марказита. Пришлифованные разрезы этих конкреций показывают, что он образовался эпигенетически, заместив лишь цемент между песчинками, сохраняющими в массе марказита реликтовое слоистое расположение. Кроме марказита, в этих конкрециях участками присутствует пирит, располагаясь иногда концентрически. В некоторых конкрециях на самой их поверхности отложился галенит точно таким же путем, т. е. заместив лишь цемент в песчаных массах. Ассоциация сульфидов железа с галенитом в конкреционных образованиях—явление, вообще говоря, редкое.

По разнообразию форм марказитовых конкреций славятся Курьинские и Троицко-Байновские месторождения глинистых отложений на восточном склоне Среднего Урала (к востоку от г. Свердловска). Помимо шаровидных желваков, здесь широко распространены почковидные стяжения, конкреции с радиальнолучистым расположением индивидов, оканчивающихся хорошо выраженными копьевидными кристаллами (рис. 121).

Из иностранных следует отметить гидротермальные месторождения Клаусталь и Фрейберг (Германия), в которых встречались прекрасно образованные кристаллы марказита, и др.

СПЕРРИЛИТ—$PtAs_2$. Название дано по имени химика, обнаружившего этот минерал в рудах Сэдбери.

Химический состав. Pt 56,5%, As 43,5%. Примеси (в%): Rh (до 1,6), Fe (до 0,4), Cb (до 0,7), Sb (до 0,6), иногда Sn (до 3,6).

Сингония кубическая; дидодекаэдрический в. с. $3L^24L_6^3\,3PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре пирита. Наблюдается почти исключительно в кристаллах, большей частью мелких. **Облик кристаллов** кубический, октаэдрический, реже пентагон-додекаэдрический. Часты комбинации форм {100}, {111}, {110}, {201} и др. (рис. 123). Двойники редки.

Цвет сперрилита оловянно-белый. **Черта** темносерая. **Блеск** сильный, металлический.

Твердость 6—7 (второй по твердости после лаурита минерал из класса сульфидов и арсенидов). **Спайность** наблюдается по кубу. **Уд. вес** 10,5—10,7 (наивысший для минералов данного класса). **Прочие свойства.** Слабо проводит электричество.

Диагностические признаки. Важнейшими свойствами следует считать цвет, высокую твердость, большой удельный вес, нахождение в виде кристаллов, кислотоустойчивость и реакцию на платину и мышьяк.

П. п. тр. на угле легко сплавляется в белый металлический шарик с губчатой поверхностью. При этом выделяются белые пары окиси мышьяка. На раскаленной докрасна платиновой пластинке мелкие зернышки мгновенно расплавляются с выделением As_2O_3; к самой пластинке приваривается губчатая платина. В кислотах не растворяется, даже в царской водке.

Происхождение. Встречается в месторождениях медно-никелевых сульфидных руд типа Сэдбери в генетической связи с основными изверженными породами (габбро-норитами и габбро-диабазами). Парагенетически связан с пирротином, халькопиритом, пентландитом. Из минералов платиновой группы с ним чаще других встречается палладистая платина.

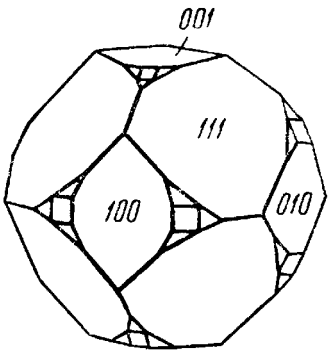


Рис 123. Кристалл сперрилита

В тех же парагенетических группировках он был встречен среди пегматитовых образований основных магм в Бушвельдском комплексе (Южная Африка). Здесь были найдены наиболее крупные кристаллы — до 1,85 *см* в поперечнике. В том же районе он наблюдался в оригинальных метасоматических месторождениях в известняках на контакте с основными породами Бушвельдского комплекса в ассоциации со скарновыми минералами.

Изредка встречается также в кварцевых жилах гидротермального происхождения в парагенезисе с различными сульфидами.

Благодаря химической стойкости сперрилит в зоне окисления не выветривается и при разрушении месторождений попадает в россыпи, часто хорошо сохраняя кристаллические грани.

Практическое значение. Как богатый платиной минерал представляет несомненный промышленный интерес. Даже в тех случаях, когда его содержание в рудах ничтожно, он может извлекаться попутно при комплексном использовании руд. Примером является месторождение Сэдбери, где он извлекается вместе с другими минералами платины из шламов, получающихся при переработке медно-никелевых руд.

Месторождения. На территории нашего Союза сперрилит встречается в россыпях ряда речек в Зейском и Тимптонском районах Восточной Сибири (Читинская область), часто в виде хорошо образованных кристалликов.

КОБАЛЬТИН—CoAsS. Синоним: кобальтовый блеск. Разновидность: феррокобальтин, богатый железом.

Химический состав. Co 35,4%, As 45,3%, S 1,93%. По данным анализов, содержание Co колеблется в пределах 26—34%, As —42—48% и S—18—21%. Кроме того, иногда присутствуют: Ni до 2—3% и Fe до 8, а в некоторых случаях до 16% (феррокобальтин).

Сингония кубическая, пентагон-тритетраэдрический в. с. $3L^2\ 4L^3$.

Кристаллическая структура весьма похожа на структуру пирита. **Облик кристаллов.** Кристаллы встречаются довольно часто. Облик октаэдрический, кубический и пентагон-додекаэдрический (рис. 117). В связи с этим наиболее распространены формы: {111}, {100}, {210}, {110} и др. Характерны также комбинации, обычные для пирита, особенно {111} и {210}, изображенные на рис. 124. Двойники по (110) и (111) редки. Кобальтин встречается также в виде неправильной формы зерен и в сплошных массах.

Цвет кобальтина белый или стально-серый с розоватым оттенком. Богатые железом разновидности имеют темносерый или серовато-черный цвет. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** средняя по кубу. **Уд. вес** 6,0—6,5. Слабо проводит электричество.

Диагностические признаки. При внимательном наблюдении кобальтин нетрудно узнать по характерному розоватому оттенку, высокой твердости и нередко по типичным комбинациям форм {100}, {111} и {210}. От похожего на него по цвету линнеита отличается более высокой твердостью. В выветрелых образцах характерен также парагенезис с интенсивно окрашенным в розовый цвет эритрином ($Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$).

П. п. тр. плавится в серый слабо магнитный шарик, образуя на угле налет As_2O_3. Перл буры окрашивается в синий цвет (реакция на кобальт). В азотной кислоте разлагается с выделением S и As_2O_3 (раствор розовый).

Происхождение. Встречается главным образом как типичный минерал высокотемпературных гидротермальных процессов в контактово-метасоматических и жильных месторождениях. Ассоциирует обычно с мышьяково-сернистыми минералами кобальта и железа, а также халькопиритом, сфалеритом, кварцем, скарновыми минералами, железистым хлоритом, турмалином, апатитом и др.

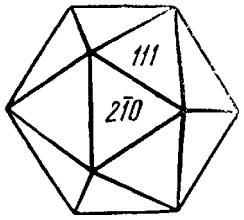


Рис. 124. Кристалл кобальтина. Комбинация пентагон - додекаэдра и октаэдра

При выветривании за счет кобальтина, так же как и других мышьяковистых соединений кобальта, легко образуется землистый или кристаллический эритрин, розовый цвет которого бросается в глаза в зонах окисления сульфидно-мышьяковых месторождений кобальта.

Практическое значение. Кобальтин является одним из главных источников кобальта в промышленных рудах. Так как стоимость кобальта очень высока, то сульфидно-мышьяковистые руды могут иметь промышленное значение даже при содержании кобальта в них 0,1—0,2%.

Применение кобальта основано на его весьма ценных свойствах: 1) различные соединения его являются стойкими синими и зелеными красками, применяемыми для окрашивания стекол и керамических изделий, что было известно еще в глубокой древности; 2) кобальт как легирующий элемент при изготовлении специальных сталей обусловливает их высокую твердость и стойкость при высоких температурах, а также исключительные магнитные свойства; 3) с другими металлами (Cr, Mo, W и др.) дает ряд технически важных сплавов и т. д.

Месторождения. В СССР кобальтин встречается в Дашкесанском железорудном месторождении контактово-метасоматического происхождения (Кировабадский район Азербайджанской АССР). Здесь он наблюдается среди гидротермально измененных скарнов в висячем боку магнетитовой залежи. Парагенетически с ним связаны халькопирит, пирит, сфалерит, молибденит, магнетит, гранат, кальцит, апатит, кварц и др.

В Канаде в значительных количествах встречается в месторождениях округа Кобальт в Онтарио (Канада) в ассоциации с саффлоритом, скуттерудитом, смальтином, хлоантитом, никелином, герсдорфитом, самородным серебром, аргентитом, доломитом, кальцитом и другими минералами, а также в месторождениях Скуттеруд (Норвегия), Тунаберг (Швеция).

ГЕРСДОРФИТ—NiAsS. Синоним: никелевый блеск. Существуют разновидности, обогащенные кобальтом и железом.

Химический состав. Ni 35,4%, As 45,3%, S 19,3%. Содержание Ni обычно колеблется в пределах 26—40%, As—37—56% и S—6—19%. Из примесей нередко присутствуют Co, Fe, Sb и др.

Сингония кубическая; пентагон-тритетраэдрический в. с. $3L^24L^3$. **Кристаллическая структура** похожа на структуру пирита. **Облик кристаллов** октаэдрический или кубический. Наиболее часто наблюдающиеся формы: {100}, {111}, {110}, {210}, {311}. Двойники редки по (111). Чаще встречается в зернистых агрегатах.

Цвет герсдорфита серебряно-белый до стально-серого. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 5,5. Хрупок. **Спайность** иногда устанавливается по {111}. **Уд. вес** 5,6—6,2. Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. Макроскопически его трудно отличить от целого ряда мышьяковистых минералов: смальтина ($CoAs_{2-3}$), хлоантита ($NiAs_{2-3}$), ульманита (NiSbS), арсенопирита (FeAsS) и др. Приходится прибегать к микроскопическим исследованиям и к химическим реакциям на Ni, As и S, а в случае наличия изоморфных примесей Fe, Co и Sb—и к количественным определениям содержаний хотя бы главнейших элементов.

П. п. тр. на угле плавится в шарик, дающий реакцию на Ni. В HNO_3 разлагается с выделением S и As_2O_3. Раствор имеет зеленый цвет, указывающий на присутствие Ni.

Происхождение. Герсдорфит принадлежит к числу минералов, встречающихся преимущественно в гидротермальных месторождениях. Парагенетически с ним связаны арсениды и сульфиды никеля: никелин, миллерит, хлоантит, раммельсбергит, ульманит и др. Из других минералов в ассоциации с ним могут встречаться различные сульфиды, а также карбонаты (кальцит, анкерит, доломит) и кварц.

В зоне окисления, так же как и для других арсенидов никеля, за счет герсдорфита образуется яркозеленый аннабергит ($Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$).

Практическое значение этого минерала сравнительно не велико, поскольку он обычно встречается лишь как спутник в сульфидно-мышьяковистых рудах никеля и кобальта.

Месторождения. На территории нашего Союза герсдорфит был констатирован в очень немногих месторождениях, и притом в крайне незначительных количествах. В литературе имеются указания на находки его в Березовском золоторудном месторождении на Урале и в виде мелких зерен в крупнокристаллическом доломите, затем в Берикульском золоторудном месторождении (Западная Сибирь) в ассоциации с раммельсбергитом, никелином и другими минералами.

В зарубежных странах в наиболее значительных количествах был установлен в ряде месторождений Гарца (Германия), Рудных гор (Саксония) и в других пунктах.



Рис. 125. Кристаллы лёллингита
m {110}, *u* {140}, *e* {101}, *l* {011}

ЛЁЛЛИНГИТ—$FeAs_2$. Название дано по городу Лёллинг в Каринтии (Австрия). Впервые описал его Моос. Синоним: глаукопирит.

Химический состав. Fe 27,2%, As 72,8%. Отношение Fe : As несколько колеблется. В небольших количествах обычно устанавливается S (до 6%) и Sb (до 5%). Иногда присутствуют Co (до 6%) и Ni (до десятых долей процента).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре марказита, хотя по типу координации As вокруг Fe несколько отличается как от марказита, так и от арсенопирита. **Облик кристаллов** в большинстве случаев призматический (рис. 125). Встречается также в сплошных массах.

Цвет лёллингита серебряно-белый до стально-серого. **Черта** сероватo-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 5—5,5. Хрупок. **Спайность** иногда отчетливая по {001} и {110}. Излом неровный. **Уд. вес** 7,0—7,40 (значительно выше, чем арсенопирита). **Прочие свойства.** Хороший проводник электричества.

Диагностические признаки. По внешним признакам чрезвычайно похож на арсенопирит, за который его часто ошибочно принимают. Существенное

различие устанавливается лишь в удельных весах этих минералов. Некоторые отличия наблюдаются также под микроскопом в полированных шлифах.

П. п. тр. плавится труднее арсенопирита. В закрытой стеклянной трубке дает только металлический мышьяк, если примесь серы в нем не достигает значительной цифры. В HNO_3 растворяется с выделением As_2O_3.

Происхождение. В природе встречается реже, чем арсенопирит, и обычно в незначительных количествах. Наблюдается исключительно в гидротермальных жильных и метасоматических месторождениях, в ассоциации нередко с арсенопиритом, сульфидами железа и меди, арсенидами Co, а также кальцитом, сидеритом, кварцем и др.

В зоне окисления разрушается; образуется скородит ($Fe'''[AsO_4]\cdot 2H_2O$).

Практическое значение. Как наиболее богатый мышьяком арсенид железа представляет мышьяковую руду.

Месторождения. В СССР находки лёллингита отмечены в ряде пунктов Кавказа, Урала, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири. Из них упомянем об Агуюрминском месторождении в Восточном Каратегине по левобережью р. Агуюрм (Средняя Азия), в арсенопиритовых рудах которого он имеет значительное распространение. В оловорудном Сохондинском месторождении в Кыринском районе (Читинская область) этот минерал встречался в виде сплошных скоплений и прожилков до 3 *см* мощностью. Характерно, что он образуется позже арсенопирита, обрастая его кристаллы.

Описан и во многих иностранных месторождениях Каринтии, Гарца, Саксонии, Норвегии, Канады и др.

АРСЕНОПИРИТ—FeAsS. Синонимы: мышьяковый колчедан, миспикель. Разновидность: данаит—кобальтоносный арсенопирит; богатые кобальтом разности носят название глаукодот.

Химический состав. Fe 34,3%, As 46,0%, S 19,7%. Химические анализы показывают частые отклонения от этих величин, особенно для As и S. В качестве примесей нередко содержит Co, реже Ni, Sb. Для многих месторождений особенно характерной является золотоносность арсенопирита. Золото часто устанавливается под микроскопом в виде включений, однако в большей части оно присутствует в виде тонкодисперсной фазы, т. е. арсенопирит в данном случае представляет собой по существу кристаллозоль.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Кристаллическая структура.** Хотя арсенопирит по морфологическим особенностям кристаллов относят к ряду марказита, однако рентгенометрические исследования показывают, что идеальная структура этого минерала моноклинная и лишь в результате двойникования ромбическая. **Облик кристаллов.** Очень часто встречается в прекрасно выраженных кристаллах, обычно имеющих призматический облик, от короткостолбчатых до шестоватых и игольчатых (рис. 126). Очень распространены также псевдодипирамидальные кристаллы, образованные равномерным развитием призм первого и второго рода. Наиболее часто наблюдаются следующие формы: {101}, {230}, {210}, {140} и др. Характерна штриховатость граней вдоль оси *c*. Кристаллы широко развиты в друзовых пустотах, но очень часто встречаются также и метакристаллы, развившиеся метасоматическим путем в боковых породах месторождений. Двойники наблюдаются часто (рис. 127), имеют нередко крестообразный облик. **Агрегаты.** В сплошных массах образует зернистые и шестоватые агрегаты.

Цвет арсенопирита оловянно-белый (для граней кристаллов) до стально-серого (в изломе). Часто побежалость желтого цвета. **Черта** серовато-черная, иногда с буроватым оттенком. **Блеск** металлический.

Твердость 5,5—6. Хрупок. **Спайность** довольно ясная по {110}, а также по {001}. **Уд. вес** 5,9—6,2. **Прочие свойства.** Электричество проводит. Температура разложения лежит в пределах 430—675%, причем устанавливается, что связь между Fe и As более слабая, чем между Fe и S.

Диагностические признаки. Характерными являются оловянно-белый цвет граней кристаллов, высокая твердость и содержание в качестве главных составных частей железа, мышьяка и серы. При ударе молотком издает чесночный запах. Очень характерны также формы кристаллов. От лёллингита ($FeAs_2$) отличается меньшим удельным весом. От мышьяковистых соединений никеля и кобальта (смальтина, хлоантита и др.) в зернистых массах с достоверностью можно отличить лишь с помощью качественных химических испытаний и при исследовании под микроскопом в полированных шлифах с применением микрохимических реакций.

П. п. тр. в восстановительном пламени плавится, издавая чесночный запах; дает магнитный королек томпаково-бурого цвета в изломе. В закрытой трубке образуется красный возгон сернистого мышьяка, а затем кольцо металлического мышьяка. В HNO_3 разлагается с выделением S и As_2O_3.

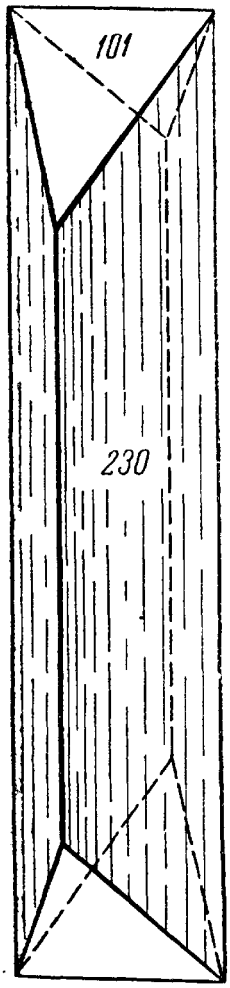


Рис. 126. Кристалл арсенопирита

Происхождение. Арсенопирит принадлежит к числу минералов гидротермального происхождения и является одним из наиболее распространенных носителей мышьяка в эндогенных месторождениях.

В типичных гидротермальных, жильных и метасоматически образовавшихся месторождениях он выделяется преимущественно в более высокотемпературные стадии минералообразования. Нередки самостоятельные его месторождения, в которых он является главным рудным минералом. В качестве спутника участвует в составе самых различных месторождений: олова, вольфрама, висмута, меди, свинца, цинка и др. Из нерудных минералов в ассоциации с ним чаще всего наблюдаются кварц, турмалин, полевые шпаты, слюды, карбонаты, иногда берилл, топаз и др.

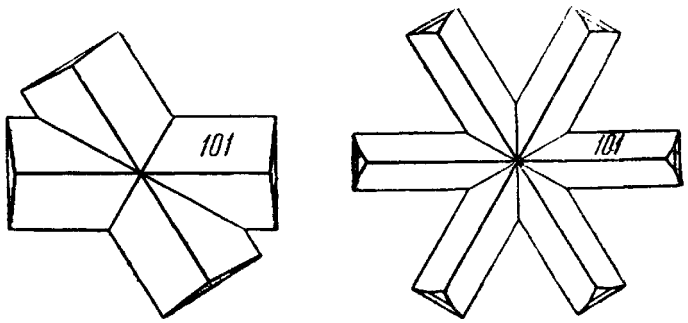


Рис. 127. Двойник и тройник арсенопирита

В процессе окисления в зоне выветривания арсенопирит сравнительно быстро разлагается. При этом образуется скородит ($Fe'''[AsO_4]) \cdot 2H_2O$), обычно в виде бледно окрашенных в желтоватые и зеленоватые тона рыхлых и землистых масс (в смеси с гидроокислами железа он приобретает коричневый или бурый цвет).

Практическое значение. Арсенопиритовые руды являются основным сырьем для получения различных соединений мышьяка, используемых частью в сельском хозяйстве для борьбы с вредителями, а также в красочной, кожевенной и других отраслях химической промышленности. Минимальное промышленное содержание мышьяка в этих рудах принимается 5—6%. При комплексном использовании полиметаллических руд мышьяк из минералов, его содержащих, может получаться попутно, особенно в отходящих газах при плавках руд.

Месторождения. На территории СССР в настоящее время известны десятки месторождений, в которых арсенопирит является главным рудо-

образующим минералом и имеет промышленное значение. Отметим некоторые из них. На Урале он в существенных количествах встречается в золоторудных жильных месторождениях: К о ч к а р с к о м (юго-западнее г. Челябинска) и Д ж е т ы г а р и н с к о м (в 70 *км* к юго-востоку от ст. Бреды, Южно-Уральской ж. д.). Арсенопирит этих месторождений содержит золото. В Средней Азии известен ряд крупных месторождений, как жильных, так и метасоматических, образовавшихся в известняках: У ч-И м ч а к (в 100 *км* к юго-востоку от г. Джамбул, в горах Таласского Алатау) в ассоциации с пирротином, пиритом, висмутином; Т а к е л и (к югу от г. Ташкента), руды которого имеют сложный минералогический состав, и др. В Восточной Сибири в значительных количествах встречается в весьма интересном в минералогическом отношении золоторудном Д а р а с у н с к о м месторождении. Здесь золотоносный арсенопирит в ассоциации с кварцем, пиритом, сфалеритом, халькопиритом, бурнонитом и другими минералами встречается в виде замечательных друз кристаллов, часто шестоватого облика. Другое месторождение—З а п о к р о в с к о е—представляет собой сложную, неправильную по форме жилу среди доломитового известняка и отчасти скарнов. Прекрасно образованные кристаллы арсенопирита из этого месторождения обладают изометрическим или уплощенным обликом.

Из многочисленных иностранных упомянем лишь о крупнейшем месторождении Б о л и д е н (Швеция), в котором арсенопирит богат золотом не извлекаемым полностью при механическом обогащении.

11. ГРУППА СКУТТЕРУДИТА

Сюда относятся арсениды Ni и Co состава AX_3 или AX_{3-2}, образующие изоморфные смеси, в которых в значительных количествах присутствует также Fe. Все эти минералы кристаллизуются в кубической сингонии.

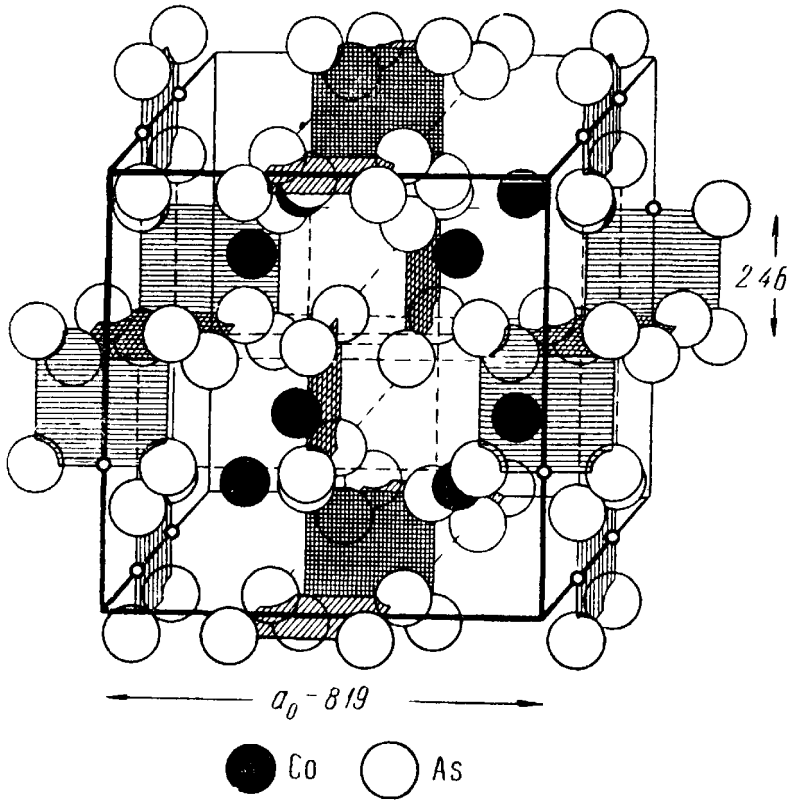


Рис. 128. Кристаллическая решетка скуттерудита
Заштрихованы квадратные группы As_4

Рентгенометрические исследования показывают, что эти минералы по своей кристаллической структуре существенно отличаются от минералов предыдущей группы, несмотря на то что состав их часто может быть выражен в виде диарсенидов.

Характерной особенностью кристаллической структуры скуттерудита (рис. 128) является то, что атомы мышьяка в решетке составляют четверные группы As_4 и расположены по вершинам к в а д р а т а. Эти плоские группы располагаются посредине ребер и граней, причем ориентированы параллельно сторонам куба ячейки. Элементарная ячейка содержит восемь атомов Co, находящихся в центрах малых кубов, и шесть групп As_4. Следовательно, формулу скуттерудита было бы правильно писать так: $Co_8(As_4)_6$.

Оказалось, что смальтин и хлоантит обладают совершенно аналогичными кристаллическими структурами, несмотря на меньшее содержание мышьяка. Лишь размеры элементарных ячеек этих минералов оказываются несколько бо́льшими по сравнению со скуттерудитом.

Не удивительно поэтому, что физические и химические свойства всех этих минералов поразительно одинаковы. Чтобы не повторяться в изложении их, ниже мы дадим общее описание минералов этой группы.

СКУТТЕРУДИТ—$CoAs_3$. Название дано по местности Скуттеруд (в Норвегии), где этот минерал был впервые найден.

СМАЛЬТИН—$CoAs_{3-2}$. Синоним: шмальтин. Шмальта (или смальта)—синяя кобальтовая краска.

ХЛОАНТИТ—$NiAs_{3-2}$. «Хлоантес» по-гречески—зеленящий, зеленеющий. Очевидно, имелось в виду окрашивание растворов в кислотах соединениями никеля в зеленый цвет, или поводом к названию послужили зеленые продукты окисления этого минерала (аннабергит), в противоположность арсенидам кобальта, дающим вторичные минералы, окрашенные в розовый цвет (эритрин).

Химический состав не постоянен. Содержание отдельных компонентов колеблется в широких пределах (табл. 4).

Таблица 4

Химический состав минералов группы скуттерудита

Элементы	Скуттерудит	Смальтин	Хлоантит
As	76,4—72,9	71,6—63,4	73,5—71,1
S	0—1,7	0—1,4	0—0,6
Co	20,5—10,8	24,1—13,8	3,6—6,3
Ni	0—9,4	1,0—15,0	21,2—14,5
Fe	0—5,8	1,2—7,3	2,8—5,2

Химическими анализами также устанавливается содержание Cu, Bi, иногда Pb и Ag. По всей вероятности, их присутствие обусловлено механическими примесями.

Сингония кубическая; дидодекаэдрический в. с. $3L^24L^33PC$. **Облик кристаллов** кубический, кубо-октаэдрический или октаэдрический. Встречаются в виде дендритовидных сростков, а также в сплошных зернистых агрегатах.

Цвет хлоантита оловянно-белый, иногда с серой или радужной побежалостью. **Черта** серовато-черная. **Блеск** металлический.

Твердость 5,5—6. Хрупкие. **Спайность** по {100} и {011} заметная. **Излом** часто раковистый. **Уд. вес** 6,4—6,8. Проводят электричество.

Диагностические признаки. Определение этих минералов по внешним признакам сопряжено с большими трудностями, особенно когда они находятся в тесном срастании с другими, похожими на них арсенидами никеля, кобальта и железа. По внешнему виду в сплошных массах они похожи на арсенопирит, лёллингит, герсдорфит, ульманит, саффлорит и раммельсбергит. Уверенного определения можно достигнуть лишь при изучении их в полированных шлифах под микроскопом, с помощью химических анализов, а также рентгенометрических исследований.

П. п. тр. плавятся в магнитный шарик, издавая сильный чесночный запах мышьяка. Разности, богатые кобальтом, разлагаясь в HNO_3, при нагревании окрашивают раствор в розовый цвет, а никелевые разности—в желтозеленый цвет.

Происхождение. Все эти минералы встречаются в парагенезисе с другими арсенидами кобальта и никеля исключительно в гидротермальных месторождениях (типа Шнееберг и др.).

При выветривании за счет скуттерудита и шмальтина образуется эритрин ($Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$) в виде примазок розового цвета, а за счет никельскуттерудита и хлоантита яркозеленый аннабергит ($Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$).

Практическое значение. Вместе с другими арсенидами и сульфоарсенидами никеля и кобальта эти минералы встречаются иногда в значительных количествах, и в таких случаях представляют несомненный промышленный интерес.

Месторождения. Наши знания по распространению этих минералов в месторождениях СССР очень скудны.

Скуттерудит вместе с другими минералами кобальта был встречен в мышьяково-кобальтовом месторождении Ак-Джилга в Алайском хребте (Южная Киргизия), а также в Нижне-Сеймчанском месторождении (северо-восток Азиатской части СССР) в ассоциации с глаукодотом, кобальтином, арсенопиритом, пирротином и другими минералами в кварцевых жилах.

Среди месторождений зарубежных стран следует отметить Скуттерруд (Норвегия), где впервые был установлен скуттерудит в ассоциации с кобальтином и сфеном в оруденелых гнейсах; затем Кобальт в Онтарио (Канада), где, кроме скуттерудита и никельскуттерудита, встречались также хлоантит и смальтин в ассоциации с другими минералами кобальта, никеля и серебра; месторождения Рудных гор—Яхимов (Чехословакия), Шнееберг, Аннаберг (Саксония) и др.

II Класс. ***СУЛЬФОСОЛИ***

К этому классу относятся сложные соединения, по химической конституции похожие на солеобразные соединения. Их называют сульфосолями. Подобно оксисолям в них различают сульфооснования и сульфоангидриды или катионы и комплексные анионы.

Несмотря на большое разнообразие относящихся сюда минералов, в их составе участвует очень небольшое число компонентов.

Роль сульфоангидридов в подавляющем большинстве сульфосолей играют As_2S_3, Sb_2S_3 и Bi_2S_3. Соответственно этому мы имеем и названия соединений: сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфовисмутиты.

Весьма показательно, что в сульфосолях всех этих трех типов в основания входят одни и те же металлы: Cu, Ag и Pb, т. е. наибольшим распространением в природе пользуются сульфосоли меди, серебра и свинца. Исключительно редко встречаются самостоятельные сульфосоли Tl, Hg и Fe, а в виде изоморфных примесей в существенных количествах наблюдаются лишь Zn и Mn.

В очень небольшом количестве устанавливаются также сульфованадаты, сульфоарсенаты и сульфоантимонаты меди, т. е. такие сульфосоли, в которых роль сульфоангидридов играют V_2S_5, As_2S_5 и Sb_2S_5 (пятивалентные ионы). Менее ясен вопрос о существовании так называемых сульфостаннатов и сульфогерманатов (с SnS_2 и GeS_2).

Все разнообразие сульфосолей обусловливается главным образом тем, что в качественно одинаковых типах соединений устанавливаются различные соотношения сульфооснований с сульфоангидридами. Так, например, для сульфоантимонитов серебра известны следующие соединения: $12\,Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, $9\,Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, $5Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, $3Ag_2S \cdot Sb_2S_3$, $Ag_2S \cdot Sb_2S_3$ и $Ag_2S \cdot 6Sb_2S_3$ или соответственно: $Ag_{24}Sb_2S_{15}$, Ag_9SbS_6, Ag_5SbS_4, Ag_3SbS_3, $AgSbS_2$ и $Ag_2Sb_{12}S_{19}$. Все это совершенно определенные соединения, встречающиеся в кристаллах и имеющие разные кристаллические структуры.

Кристаллические структуры сульфосолей, подобно кислородным солям, должны отличаться от простых сернистых соединений тем, что в их кристаллических решетках в качестве структурных единиц должны участвовать анионные компактные группы, например: $[SbS_4]^{5-}$, $[SbS_3]^{3-}$ и т. д. В наиболее простых кубических и тригональных кристаллических структурах сульфосолей действительно установлены такие анионные группы в форме тупых трехгранных пирамид (подобно комплексным анионам $[SO_3]^{2-}$ в суль-

фидах)—$[AsS_3]^{3-}$, $[SbS_3]^{3-}$, где As и Sb трехвалентны, например в решетках прустита (Ag_3AsS_3), пираргирита (Ag_3SbS_3), тетраэдрита (Cu_3SbS_3) и др., а также тетраэдрические группы $[VS_4]^{3-}$, $[AsS_4]^{3-}$, $[SbS_4]^{3-}$, где V, As и Sb пятивалентны. В отличие от кислородных комплексных анионов, комплексные сульфоанионы характеризуются меньшей компактностью, что, очевидно, связано с более слабой поляризующей способностью катионов As^{3+}, Sb^{3+}, Bi^{3+}, V^{5+}, As^{5+} и др.

Физические свойства сульфосолей отличаются некоторыми особенностями. По сравнению с простыми сернистыми соединениями они в общей массе обладают меньшими твердостями (особенно сульфосоли низших сингоний, к которым принадлежит большинство минералов), гораздо более легкой разлагаемостью кислотами, относительно низкой отражательной способностью. Все эти свойства, несомненно, как-то связаны с особенностями кристаллических структур этих соединений.

При классификации сульфосолей наиболее рациональным является разделение их на большие группы по металлам, участвующим в сульфоосно-ваниях, и уже внутри таких групп можно проводить систематику по составу сульфоангидридов. При такой установке классификацию сульфосолей можно свести к следующему.

А. Сульфосоли меди, т. е соединения типа $n Cu_2S \cdot X_2S_3$, где $X = As^{3+}$, Sb^{3+} и Bi^{3+}, и типа $3Cu_2S \cdot X_2S_5$, где $X = V^{5+}$, As^{5+} и Sb^{5+}. Таким образом, сюда войдут сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфовисмутиты меди, а также сульфованадаты, сульфоарсенаты и сульфоантимонаты меди.

Б. Сульфосоли серебра: $n Ag_2S \cdot X_2S_3$, где $X = As^{3+}$, Sb^{3+} и Bi^{+3}— сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфовисмутиты серебра.

В. Сульфосоли свинца: $n PbS \cdot X_2S_3$, где $X = As^{3+}$, Sb^{3+} и Bi^{3+},—сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфовисмутиты свинца.

1. ГРУППА ТЕТРАЭДРИТА

Относящиеся сюда минералы представлены обширной изоморфной группой так называемых блеклых руд с общей химической формулой A_3XS_3 или $3A_2S \cdot X_2S_3$, где $A_2 = Cu_2$, в меньшей степени Ag_2, Cu, Zn, Fe, изредка Hg, а X = As и Sb, редко Bi (в очень незначительных количествах).

Более точной формулой, согласно рентгенометрическим данным, должна быть: $A_{12}X_4S_{13}$. С этим вполне согласуется некоторый избыток серы, устанавливаемый при точных химических анализах блеклых руд.

В зависимости от того, какой из сульфоангидридов преобладает в этих соединениях, различают следующие минеральные виды: теннантит ($Cu_{12}As_4S_{13}$) и тетраэдрит ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$). Наибольшим распространением в породе пользуются так называемые смешанные блеклые руды состава $Cu_{12}(As, Sb)_4S_{13}$.

Кристаллическая структура блеклых руд довольно сложная и в основных чертах напоминает структуру халькопирита или сфалерита, но с удвоенными размерами элементарной ячейки.

Все минеральные виды и разновидности, по химическому составу относящиеся к данной группе, имеют очень много общих физических свойств, поэтому ниже мы дадим общее описание их.

ТЕННАНТИТ—$Cu_{12}As_4S_{13}$, или $3Cu_2S \cdot As_2S_3$. Название по фамилии химика Теннанта.

ТЕТРАЭДРИТ—$Cu_{12}Sb_4S_{13}$, или $3Cu_2S \cdot Sb_2S_3$. Название дано по форме встречающихся кристаллов, обычной вообще для блеклых руд разного состава.

Химический состав. В составе различных блеклых руд наблюдаются следующие колебания в содержании отдельных элементов (в %):

Cu	22—53	Hg	0—17,0	As	0—20,0
Ag	0—18	Ni	0—3,5	Sb	0—29,2
Zn	0—90	Co	0—4,2	Bi	0—4,5 (13,07)
Fe	0—13	Mn	0—1,5	S	20,6—29,1

Разновидности по химическому составу: фрейбергит—богатый серебром тетраэдрит; зандбергит—богатый цинком теннантит или тетраэдрит; ферротетраэдрит (железа до 13,08%); ферротеннантит и др.

Сингония кубическая; гексатетраэдрический в. с. $3L_4^24L^36P$. Встречающиеся в пустотах кристаллы имеют тетраэдрический облик (рис. 129) с комбинацией форм: {111}, {1$\bar{1}$1}, {110}, {112}, {100} и др. Обычно встречается в сплошных массах или в виде вкраплений неправильной формы зерен. Часты двойники по (111), реже по (100).

Цвет стально-серый до железно-черного (богатых Fe разностей). **Черта** имеет тот же цвет, иногда с буроватым и даже вишнево-красным оттенком (для теннантита). Непрозрачен. **Блеск** металлический или полуметаллический.

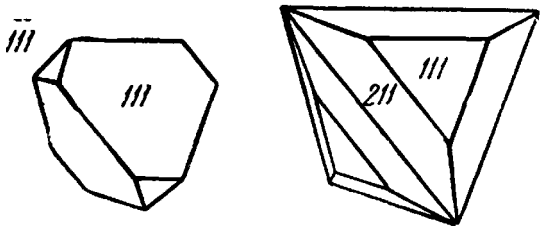


Рис. 129. Кристаллы тетраэдрита

Твердость 3—4. Обладает хрупкостью. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4,4—5,4. Мышьяковистые разности по сравнению с сурьмянистыми обладают меньшими удельными весами. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью.

Диагностические признаки. Характерными особенностями являются следующие: блеклый тон в изломе и явно проявляющаяся хрупкость (при царапании ножом черта «пылится» и не оставляет блестящего следа, как это наблюдается у халькозина и аргентита, похожих по некоторым признакам на блеклые руды). По цвету и хрупкости похожи также на бурнонит ($CuPbSbS_3$), обладающий меньшей твердостью и несколько более сильным блеском.

П. п. тр. на угле легко плавятся в серый королек с выделением As_2O_3 и Sb_2O_3. Королек дает реакцию на медь и часто на железо. В HNO_3 разлагаются с выделением S и Sb_2O_3. В частностях отношение к реагентам меняется в зависимости от состава.

Происхождение. Блеклые руды, особенно тетраэдрит, принадлежат к числу сравнительно распространенных минералов среди различных типов гидротермальных месторождений меди. В подчиненных количествах они присутствуют в самых разнообразных по составу рудах. Парагенетически чаще всего связаны с халькопиритом, реже сфалеритом, галенитом, пиритом, арсенопиритом, бурнонитом и другими минералами.

При выветривании месторождений легко разлагаются, давая различные продукты изменений: ковеллин, малахит, азурит, лимонит; за счет мышьяка образуется скородит ($Fe[AsO_4] \cdot 2H_2O$); за счет сурьмы—ее окислы и гидроокислы.

Практическое значение. Крупные самостоятельные месторождения блеклых руд не встречаются. В промышленных месторождениях они вместе с другими медьсодержащими сернистыми соединениями являются источником меди. При плавке медных руд, содержащих теннантит, в отходящих газах улетучивается вредная примесь—мышьяк в виде As_2O_3. То же самое происходит, конечно, за счет арсенопирита, энаргита и других мышьяксодержащих соединений, встречающихся в рудах в виде примесей. На крупных производствах этот «газовый мышьяк» в целях обезвреживания продуктов возгона улавливается, и таким путем могут попутно получаться значительные количества этого вида сырья.

Месторождения. Блеклые руды на территории СССР широко распространены. Они встречаются во всех медных и свинцово-цинковых месторождениях, однако редко образуют крупные скопления. Наибольший инте-

рес по богатству блеклыми рудами представляют месторождения, известные под названием Благодатные рудники (к северо-востоку от г. Свердловска, в Мурзинском районе). С блеклыми рудами этих месторождений связано наибольшее богатство золотом. В составе их участвуют как сурьма, так и мышьяк. Они ассоциируют главным образом с пиритом, халькопиритом и отчасти с галенитом. Хорошо образованные кристаллы тетраэдрита встречаются в друзовых пустотах в Березовском золоторудном месторождении. Кристаллы теннантита встречались в полых трещинах во многих колчеданных залежах Среднего Урала.

2. ГРУППА ЭНАРГИТА

Эта группа представлена соединениями типа Cu_3XS_4 или $3Cu_2S \cdot X_2S_5$, где $X = V$, As и Sb, т.е. пятивалентные элементы. Мы рассмотрим лишь энаргит.

ЭНАРГИТ—Cu_3AsS_4. «Энаргис» по-гречески—явственный (повидимому, имелась в виду ясно выраженная спайность минерала).

Химический состав. Cu 48,3%, As 19,1%, S 32,6%. Примеси: Sb (до 6,5%), Fe (до 5,7%), в ничтожных количествах Pb, Zn и Ag (возможно, за счет включений посторонних минералов).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Встречающиеся кристаллы большей частью имеют столбчатый с вертикальной штриховкой, реже таблитчатый облик; образованы комбинациями следующих форм: {110}, {001}, {100}, {010} и др. Обычно встречаются в зернистых сплошных массах и в виде вкраплений. **Кристаллическая структура** похожа на структуру вюртцита и рассматривается как псевдогексагональная.

Цвет энаргита стально-серый до железно-черного. **Черта** серовато-черная. Непрозрачен. **Блеск** полуметаллический, сильный.

Твердость 3,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {110}, довольно ясная также по {010}. **Уд. вес**—4,4—4,5. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью.

Диагностические признаки. По внешним признакам больше всего похож на черный сфалерит, от которого отличается по спайности, совершенной лишь в одном направлении, и более сильному блеску.

П. п. тр. на угле плавится, давая налет As_2O_3, а с содой—королек меди. В HNO_3 растворяется с выделением всплывающей серы.

Происхождение. Встречается иногда в значительных массах в гидротермальных месторождениях меди в ассоциации с блеклыми рудами, халькопиритом, галенитом, пиритом и другими минералами.

Нередко устанавливаются псевдоморфозы теннантита по энаргиту, называвшиеся «зеленым энаргитом». Сравнивая химические формулы этих минералов, легко видеть, что при этом процессе, совершающемся в эндогенных условиях, происходит лишь превращение As_2S_5 в As_2S_3.

В зоне окисления месторождений легко разлагается, образуя малахит, азурит, оливенит (арсенат меди) и другие вторичные минералы.

Практическое значение. В тех случаях, когда встречается в больших количествах, является рудой на медь и мышьяк.

Месторождения. В месторождениях СССР энаргит встречается в виде незначительной примеси. Из иностранных месторожений, в которых он представлял крупные промышленные скопления, отметим следующие: Бьютт, Монтана (США), Чукикамата (Чили), Цумеб (Юго-Западная Африка) и др.

3. ГРУППА БУРНОНИТА

Сюда относятся двойные сульфосоли меди и свинца типа $CuPbXS_3$—бурнонит и айкинит.

БУРНОНИТ—$CuPbSbS_3$. Синоним: бертонит.

Химический состав. Cu 13,0%, Pb 42,5%, Sb 24,7%, S 19,8%. Примеси: Fe (до 5%), Ag (до 3%), следы Zn и Mn.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Хорошо образованные кристаллы наблюдаются только в пустотах и часто имеют псевдотетрагональный или толстотаблитчатый облик (рис. 130) с развитыми гранями форм: {001}, {010}, {100}, {011} {110} и др. Двойники по (110) часты. Обычно встречается в неправильных зернах или в сплошных массах. **Кристаллическая структура** полностью не расшифрована.

Цвет бурнонита стально-серый до свинцово-серого, нередко с томпаково-бурой побежалостью (на гранях кристаллов). **Черта** серая. Непрозрачен. **Блеск** металлический.

Твердость 2,5—3. Хрупок. Спайность несовершенная по {010}. **Уд. вес** 5,7—5,9. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

Диагностические признаки. По внешним признакам несколько похож на блеклые руды, но обладает более сильным блеском.

П. п. тр. на угле легко плавится в черный шарик, который по удалении всего свинца (при сильном нагревании) с содой дает королек меди. Черный шарик при сильном нагревании с KJ дает желто-зеленый налет PbJ_2. В HNO_3 растворяется с выделением S и Sb_2O_3.

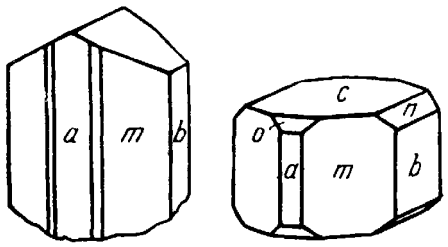


Рис. 130. Кристаллы бурнонита
a {100}, *n* {011}, *m* {110}, *b* {010}, *c* {001}, *o* {101}

Происхождение. Встречается в гидротермальных месторождениях свинцово-сурьмяных руд. Обычно тесно ассоциирует с тетраэдритом и галенитом, выделяясь иногда в виде кайм на границах между ними.

В зоне окисления месторождений легко разлагается; за счет его могут образоваться малахит, церуссит ($PbCO_3$) и окислы сурьмы.

Практическое значение. В случае крупных скоплений представляет промышленный интерес как руда свинца и меди.

Месторождения. В СССР бурнонит в заметных количествах встречается в кварцевых жилах Нагольного кряжа (Украина) в ассоциации с галенитом, блеклыми рудами, буланжеритом, джемсонитом и др., в Дарасунском золоторудном месторождении (Восточное Забайкалье) в рудах, состоящих из блеклой руды, галенита и др.

Среди иностранных месторождений в более значительных массах встречался в Пршибраме (Чехословакия), Клаустале и Андреасберге в Гарце (Германия) и во многих месторождениях США, Мексики, Перу, Чили и др.

АЙКИНИТ —$CuPbBiS_3$. Впервые был открыт на Урале близ Свердловска в начале прошлого столетия. Синоним: патринит.

Химический состав. Cu 11,0%, Pb 36,0%, Bi 36,2%, S 16,8%. Примеси: Te и Au (последнее в виде включений).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^2\,3PC$. Часто наблюдается в игольчатых и шестоватых кристаллах, вросших в кварц, иногда в сплошных массах. На гранях часто наблюдается вертикальная штриховка.

Цвет айкинита свинцово-серый до стально-серого, нередко с буроватой или коричневой побежалостью. **Черта** серовато-черная, блестящая. Непрозрачен. **Блеск** металлический.

Твердость 2—2,5. Хрупок. **Спайность** несовершенная по {010}. **Уд. вес** 6,1—6,7.

Диагностические признаки. Характерна игольчатая или шестоватая форма кристаллов, но без химических реакций на Bi, Pb и Cu узнать его трудно.

П. п. тр. легко плавится, дымится, покрывает уголь белым и желтым налетом. Оставляет металлический королек, который с содой дает королек меди. Реакция на Bi с KJ. В HNO_3 растворяется, выделяя $PbSO_4$ и серу.

Происхождение. Минерал редкий. Встречается в кварцевых жилах гидротермального происхождения в ассоциации с пиритом, халь-

копиритом, блеклыми рудами, галенитом, арсенопиритом, самородным золотом, иногда шеелитом, вольфрамитом и другими минералами.

В зоне окисления неустойчив. В результате разрушения по айкиниту образуются землистые желтые или зеленовато-желтые массы так называемых висмутовой и свинцовой охр.

Практическое значение. Сам по себе представляет лишь минералогический интерес. В Березовском месторождении нахождение его в жилах служит хорошим признаком их золотоносности.

Месторождения. Большой известностью пользуются шестоватые и игольчатые кристаллы айкинита в прозрачных или полупрозрачных кристаллах кварца в Березовском золоторудном месторождении (к северо-востоку от г. Свердловска). В парагенезисе с ним нередко наблюдаются галенит, блеклые руды, пирит, халькопирит и часто самородное золото.

4. ГРУППА ПРУСТИТА

К данной группе относятся сульфоарсениты и сульфоантимониты серебра типа Ag_3XS_3, где X=As и Sb.

Из них более распространены в природе прустит и пираргирит. Несмотря на то что оба минерала имеют аналогичные химические формулы и кристаллизуются в одном виде симметрии, все же, судя по данным химических анализов, они не образуют непрерывного ряда изоморфных смесей. Лишь при высоких температурах, как показывают экспериментальные исследования, оба эти соединения неограниченно смешиваются друг с другом.

Здесь же кратко опишем редкие сульфосоли серебра—стефанит и полибазит.

Прустит—Ag_3AsS_3. Назван по фамилии химика Пруста, впервые установившего, что существуют раздельно мышьяковая и сурьмяная «красные серебряные руды».

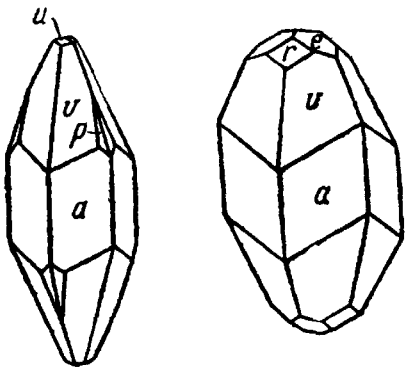


Рис. 131. Кристаллы прустита
$a\{11\bar{2}0\}$, $v\{21\bar{3}1\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $e\{01\bar{1}2\}$, $p\{11\bar{2}3\}$, $u\{10\bar{1}4\}$

Химический состав. Содержание Ag 65,4%, As 15,2%, S 19,4%. По имеющимся анализам, содержание Ag колеблется в пределах 63,4—67,6%, As—12,3—20,2% и S—13,1—20,2%.

Сингония тригональная; дитригонально-пирамидальный в. с. L^33P. **Облик кристаллов.** Нередко встречается в кристаллах скаленоэдрического облика с острыми ромбоэдрами (рис. 131). Главнейшие формы: гексагональная призма $\{11\bar{2}0\}$ и дитригональные пирамиды $\{21\bar{3}1\}$, $\{11\bar{2}4\}$ и др. На гранях призмы характерна косая штриховка. Чаще наблюдается в виде вкрапленных зерен, иногда в сплошных массах. **Кристаллическая структура** характеризуется тем, что группы AsS_3 занимают каждый угол ромбоэдрической ячейки и центр. Каждая такая группа представлена низкой пирамидой с вершиной As. Вершины всех пирамид направлены вдоль тройной оси.

Цвет прустита яркокрасный (подобен цвету киновари). **Черта** яркокрасная. Полупрозрачен. **Блеск** сильный алмазный. Для Li-света: Nm=3,088, Np=2,792.

Твердость 2—2,5. Хрупок. **Спайность** отчетливая по $\{10\bar{1}1\}$. Излом раковистый. **Уд. вес** 5,57—5,64. **Прочие свойства.** Электричества не проводит.

Диагностические признаки. По внешним признакам очень трудно отличим от пираргирита. Как правило, несколько светлее, чем пираргирит. Кристаллы менее богаты гранями, чем кристаллы пираргирита. Главное отличие между ними все же в содержаниях As и Sb.

Из других минералов по цвету и блеску на прустит похожи: миаргирит ($gASbS_2$), киноварь, куприт (Cu_2O) и цинкит (ZnO). Миаргирит, если встречается не в кристаллах, от пираргирита отличается только по соотношению As:Sb, которое можно установить в результате химического анализа. Кино-

варь легко отличается по поведению п. п. тр. (улетучивается полностью). Для куприта характерны октаэдрические кристаллы, буровато-красная черта, а также парагенезис с самородной медью и другими минералами меди. Цинкит обладает оранжево-желтой чертой и повышенной твердостью (4—4,5).

П. п. тр. легко плавится, издает запах мышьяка и образует налет As_2O_3 и Sb_2O_3 (в случае присутствия сурьмы). Королек при добавлении соды в восстановительном пламени дает серебро. В HNO_3 растворяется с выделением S и As_2O_3 (для пираргирита—Sb_2O_3).

Происхождение. Распространен в гидротермальных жилах свинцово-цинково-серебряных руд (так называемой благородной кварцево-кальцитовой формации). Встречается среди минералов, образующихся в последних стадиях гидротермальных процессов, иногда совместно с пираргиритом. В парагенезисе с этими минералами очень часто встречается галенит, иногда самородное серебро, а также различные по составу сульфоарсениты и сульфоантимониты свинца, серебра и меди. В некоторых месторождениях они ассоциируют с арсенидами никеля и кобальта.

В зоне окисления прустит и пираргирит разлагаются, иногда с образованием самородного серебра и аргентита. Обычно же серебро в виде неустойчивого Ag_2SO_4 способно мигрировать, особенно в присутствии свободной серной кислоты и сульфата окиси железа. В ряде случаев устанавливается обогащение серебром нижних горизонтов зоны окисления месторождений.

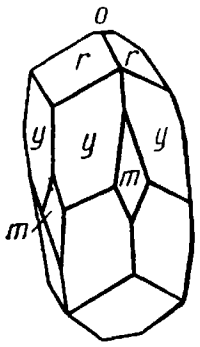


Рис. 132. Кристалл пираргирита
o {0001},
r {10$\bar{1}$1},
m {10$\bar{1}$0},
y {32$\bar{5}$1}

Практическое значение. Прустит и пираргирит принадлежат к числу наиболее широко распространенных серебросодержащих минералов и потому имеют значение как источники серебра. При плавке галенитовых концентратов, получаемых из свинцово-цинковых руд, серебро получается попутно.

Месторождения. Среди свинцово-цинковых месторождений СССР прустит, так же как и пираргирит, наблюдается сравнительно редко, главным образом в микроскопических выделениях, устанавливаемых в полированных шлифах. Наиболее часто они встречаются в ряде свинцово-цинково-серебряных месторождений Западного Верхоянья—в Безымянском, Верхне-Эндыбальском, Березкинском и др.

Из иностранных месторождений наиболее богаты ими месторождения Мексики (Цакатекас, Гуанахуато и др.), Чили, Перу, Боливии и др.

ПИРАРГИРИТ—Ag_3SbS_3. Название происходит от греческих слов: «пирос»—огонь и «аргирос»—серебро. Синонимы: темная красная серебряная руда, серебряная обманка (рис. 132).

Физические свойства этого минерала во многом аналогичны описанным выше для прустита. Отметим отличительные особенности. Цвет в отраженном свете темнокрасный до железно-черного; на углах кристаллов и в обломках пираргирит просвечивает. Черта темная вишнево-красная. Уд. вес 5,77—5,86 (больше, чем прустита). Прочие диагностические признаки указаны выше (см. прустит).

В природе встречается в тех же условиях, что и прустит, но преимущественно с содержащими сурьму минералами.

СТЕФАНИТ—Ag_5SbS_4, или $5Ag_2S \cdot Sb_2S_3$. Содержание Ag 68,5%. Сингония моноклинная. Встречается в короткопризматических кристаллах и сплошных массах.

Цвет серовато-черный. Черта черная. Блеск металлический. Твердость 2—2,5. Хрупкий. Спайность по {010} средняя. Уд. вес 6,2—6,3.

П. п. тр. на угле плавится с растрескиванием, образуя налет Sb_2O_3. С содой дает королек серебра. Разлагается разбавленной HNO_3 с выделением S и Sb_2S_3.

Вместе с другими минералами серебра, обычно в очень небольших количествах, встречается в жилах гидротермального происхождения. Описан в месторождениях Саксонии и Гарца (Германия), в ряде месторождений Мексики и в других местах.

ПОЛИБАЗИТ—$(Ag, Cu)_{16}Sb_2S_{11}$, или $8(Ag, Cu)_2S \cdot Sb_2S_3$. Содержание Ag 62,1—74,9%, Cu 3—10%. Сингония моноклинная. Наблюдается в пластинчатых или короткопризматических кристаллах псевдогексагонального облика.

Цвет серовато-черный. Черта черная с красноватым оттенком. Блеск металлический. Твердость 2—3. Спайность по {001}. Уд. вес 6,27—6,33.

П. п. тр. на угле очень легко плавится в металлический шарик с выделением дыма и налета Sb_2S_3. При сплавлении с фосфорнокислой солью дает зеленовато-синий перл (медь).

Вместе с другими сульфосолями серебра встречается в низкотемпературных гидротермальных жилах в ряде районов: Яхимов и Пршибрам (Чехословакия), Шемниц (Венгрия), Цакатекас, Гуанахуато и Дуранго (Мексика) и других местах.

5. СУЛЬФОСОЛИ СВИНЦА

Относящиеся сюда соединения представлены главным образом сульфоарсенитами, сульфоантимонитами и сульфовисмутитами свинца. Все эти соединения ведут себя обособленно от сульфосолей меди и серебра, иногда лишь образуя с ними двойные соединения. Химическая конституция многих из них не может считаться окончательно установленной.

Мы рассмотрим лишь два минерала—буланжерит и джемсонит.

БУЛАНЖЕРИТ—$Pb_5Sb_4S_{11}$, или $5PbS \cdot 2Sb_2S_3$.

Химический состав. Pb 55,4%, Sb 25,7%, S 18,9%. Содержание Pb колеблется в пределах 54—58%; часть его бывает связана с механической примесью галенита. Иногда содержит медь до 1%.

Сингония моноклинная; призматический в. с. (по другим данным, относится к ромбической сингонии). Кристаллы крайне редки. Обычно встречается в тонкозернистых или спутанноволокнистых агрегатах.

Цвет буланжерита свинцово-серый до железно-черного. **Черта** серовато-черная с коричневатым оттенком. Непрозрачен. **Блеск** металлический.

Твердость 2,5—3. Хрупок. **Спайность** по {100} средняя. **Уд. вес** 6,23.

Диагностические признаки. Обычно бывают характерны тонковолокнистые агрегаты и коричневатый оттенок черты. Без данных химического анализа и рентгеновских исследований невозможно с уверенностью отличить от ряда других, более редко встречающихся сульфоантимонитов свинца.

П. п. тр. легко плавится. С содой на угле дает королек свинца и плотный белый налет Sb_2O_3 вблизи пробы. Растворяется в HNO_3 и горячей HCl.

Происхождение. Встречается в гидротермальных месторождениях свинцово-цинковых руд в сопровождении сульфоантимонитов свинца и меди, галенита, сфалерита, пирита, арсенопирита и др.

В зоне окисления легко разрушается, образуя церуссит ($PbCO_3$) и гидроокислы сурьмы.

Практическое значение. В случае значительных скоплений представляет интерес как свинцовая руда.

Месторождения. Встречается в Нагольном кряже (Украина) в ассоциации со сфалеритом, галенитом, бурнонитом, блеклой рудой и другими минералами; в ряде месторождений Нерчинского района в Восточном Забайкалье: Алгачинском (в значительных количествах), Кличкинском, Дарасунском и др.

ДЖЕМСОНИТ—$Pb_4FeSb_6S_{14}$, или $4PbS \cdot FeS \cdot 3Sb_2S_3$. Разновидность, не содержащая железа, носит название плюмозита.

Химический состав не всегда точно отвечает формуле. Содержит: Pb 40—50%, Fe до 10%, Sb около 30%, S около 20%. В виде примеси часто присутствуют медь, цинк и серебро.

Сингония моноклинная. Часто встречается в виде игольчатых и волосовидных кристаллов, иногда в виде вростков в кристаллах кварца, сфалерита и других, позднее кристаллизующихся минералов в друзовых пустотах.

Цвет джемсонита свинцово-серый. **Черта** серовато-черная. На гранях иногда наблюдается синевато-серая побежалость. **Блеск** металлический.

Твердость 2—3. Хрупкий. Излом неровный. **Спайность** по {001} средняя. **Уд. вес** 5,5—6,0.

Диагностические признаки. На глаз невозможно отличить от других сульфоантимонитов свинца, встречающихся в игольчатых формах. Для точной диагностики необходимы химический анализ и рентгеновские исследования.

П. п. тр. плавится. На угле получается королек свинца. С содой дает белый налет Sb_2O_3. В HNO_3 легко растворяется.

Происхождение и месторождения. Встречается сравнительно редко в гидротермальных месторождениях свинцово-цинковых руд в ассоциации с кварцем, галенитом, иногда сфалеритом и другими минералами в друзовых пустотах. В СССР он описан в месторождениях Нагольного кряжа (Украина) в ассоциации с кальцитом, Дарасунском (Забайкалье) и в других местах. Из месторождений зарубежных стран в значительных количествах был встречен в Цимапан (Мексика).

РАЗДЕЛ III

ГАЛОИДНЫЕ СОЕДИНЕНИЯ (ГАЛОГЕНИДЫ)

Общие замечания. Начиная с этого типа соединений мы будем иметь дело с минералами, резко отличающимися по своим свойствам от рассмотренных до сих пор. В подавляющей массе это будут уже соединения с типичной ионной связью, обусловливающей совсем другие свойства минералов. Наиболее яркими представителями их являются галоидные соединения металлов.

	H 1																
He 2	Li 3	Be 4	B 5	**C** 6	N 7	O 8	F 9										
Ne 10	Na 11	Mg 12	**Al** 13	**Si** 14	P 15	S 16	Cl 17										
Ar 18	K 19	Ca 20	Sc 21	**Ti** 22	V 23	**Cr** 24	**Mn** 25	**Fe** 26	Co 27	Ni 28	Cu 29	Zn 30	Ga 31	Ge 32	As 33	Se 34	Br 35
Kr 36	Rb 37	Sr 38	Y 39	Zr 40	Nb 41	Mo 42	Tc 43	Ru 44	Rh 45	Pd 46	Ag 47	Cd 48	In 49	**Sn** 50	Sb 51	Te 52	J 53
Xe 54	Cs 55	Ba 56	TR 57-71	Hf 72	Ta 73	W 74	Re 75	Os 76	Ir 77	Pt 78	Au 79	Hg 80	Tl 81	Pb 82	Bi 83	Po 84	At 85
Rn 86	Fr 87	Ra 88	Ac 89	Th 90	Pa 91	**U** 92											

Рис. 133. Элементы, для которых характерны соединения с галоидами (набраны жирным шрифтом)

С химической точки зрения относящиеся сюда минералы представлены солями кислот: HF, HCl, HBr и HJ; соответственно этому среди этих минералов различают фториды, хлориды, бромиды и иодиды. Кроме того, существуют водные соли и более сложные соединения, содержащие добавочные кислородсодержащие анионы: $[OH]^{1-}$, O^{2-}, изредка $[SO_4]^{2-}$ и $[JO_3]^{1-}$. Это так называемые оксигалоидные соединения, переходные к типичным кислородным соединениям.

Как показано в таблице (рис. 133), главные элементы, образующие галогениды, в противоположность тому, что мы имели в ранее рассмотренных минералах, расположены в левой половине менделеевской таблицы, преимущественно в I и II группах. Галоидные соединения тяжелых металлов, наоборот, играют совершенно ничтожную роль в минералогии природных образований и возникают в особых условиях.

Кристаллохимические особенности галоидных соединений. Кристаллические структуры с исчерпывающей детальностью изучены лишь для некоторых простых безводных соединений типа AX и AX_2, кристаллизующихся в кубической сингонии. При этом установлено, что галогениды легких металлов характеризуются структурами с типичной гетерополярной (ионной) связью, тогда как в соединениях тяжелых металлов, катионы которых обладают сильной поляризацией, возникают гомопо-

л я р н ы е (ковалентные) или переходные к ним связи между ионами. В соответствии с этим находятся и физические свойства минералов.

Так как в галогенидах с типичной ионной связью принимают участие катионы легких металлов с малыми зарядами и большими ионными радиусами, а в связи с этим с весьма слабой способностью к активной поляризации, то естественно, что эти минералы обладают прозрачностью, бесцветностью (наблюдаемые окраски, как правило, являются аллохроматическими), малыми удельными весами, а также такими свойствами, как необычайно легкая растворимость многих галогенидов в воде, низкие показатели преломления, а следовательно, и слабый стеклянный блеск минералов.

Что касается катионов тяжелых металлов с 18-электронной наружной оболочкой (Cu, Ag и др.), склонных к сравнительно резко выраженной поляризации окружающих анионов и к образованию кристаллических решеток с гомополярной связью, то здесь мы наблюдаем уже существенные отличия в свойствах галогенидов: высокие удельные веса, наличие у ряда соединений хотя и слабой, но идиохроматической окраски, сильно повышенные показатели преломления, алмазный блеск, резко пониженная растворимость этих минералов и др.

Теперь перейдем к характеристике свойств, зависящих от главных анионов в галогенидах: F^{1-}, Cl^{1-}, Br^{1-} и J^{1-}.

Прежде всего следует отметить, что анион F^{1-} значительно отличается по своим размерам от остальных анионов, как это видно из сопоставления между собой их радиусов (в ангстремах):

F^{1-}	Cl^{1-}	Br^{1-}	J^{1-}
1,33	1,81	1,96	2,19

Это обстоятельство весьма существенно сказывается на выборе тех или иных катионов для образования соединений (в соответствии с координационными числами и типом кристаллической решетки), на их устойчивости, а в связи с этим и на физических и химических свойствах. Не случайно, что главная масса фтора в земной коре связана с Ca и отчасти с Al и Si (в двойных соединениях), тогда как хлор и резко подчиненные ему по распространенности бром и иод в основном связаны с Na, K, (Rb), (Cs) и Mg (в водных солях). В противоположность хлоридам, бромидам и иодидам тяжелых металлов (Au, Ag, Hg и др.) фториды их вовсе не встречаются в природных условиях. Хлориды легких металлов чрезвычайно легко растворяются в водной среде, тогда как фториды их в большинстве своем устойчивы по отношению к воде. Насколько велика разница в растворимости этих типов соединений, можно видеть из данных, приводимых в табл. 5.

Таблица 5

Растворимость галоидных соединений в воде при 18°
(в молях на литр насыщенного раствора)

Анионы	Катионы							
	Li	Na	K	Mg	Ca	Sr	Ba	Pb^{2+}
F	0,11	1,06	12,4	0,02	0,03	0,001	0,03	0,003
Cl	13,1	5,42	3,9	5,1	5,4	3,0	1,7	0,05
Br	12,6	6,9	4,6	4,6	5,2	3,4	2,9	0,02
J	8,5	8,1	6,0	4,1	4,8	3,9	3,8	0,02

Температуры плавления и кипения фторидов несравненно выше, чем хлоридов тех же металлов. Например, температура кипения SnF_4 равна 705°, а $SnCl_4$—114°, фторид алюминия AlF_3 кипит при температуре выше 1000°, а хлорид его $AlCl_3$—при температуре всего лишь 81° и т. д.

Крайне интересны геохимические черты галоидов F, Cl, Br и J, выражающиеся в поведении их при различных геологических процессах.

При магматических процессах не создается условий для концентрации этих элементов в сколько-нибудь значительных количествах. Фтор и хлор лишь в качестве добавочных анионов входят в ряд минералов, преимущественно силикатов и фосфатов (большей частью в пегматитах и в контактово-метасоматических образованиях). Главная масса этих элементов, очевидно в виде летучих соединений с металлами, переходит в гидротермальные растворы. О том, что хлор и фтор действительно являются составной частью летучих погонов магм, свидетельствуют выделения HCl и HF в газообразных продуктах вулканических извержений, иногда в весьма значительных количествах. Например, на Аляске в долине, известной под названием «Десять тысяч дымов», в 1919 г., по подсчетам, выделилось 1,25 млн. *т* газообразной HCl и 0,2 млн. *т* HF вместе с парами H_2O.

Из галогенидов во многих гидротермальных образованиях широко представлен CaF_2 (флюорит), отчасти фториды Al, однако хлориды металлов не встречаются, если не считать крайне редких находок NaCl (галита) в виде микроскопических кристалликов в капельках растворов, обнаруживаемых в виде включений в некоторых минералах (кварце, галените).

Зато в экзогенных условиях хлориды Na, в меньшей степени хлориды, K, Mg и других металлов, образуются, нередко в огромных массах, в усыхающих соленосных бассейнах вместе с сульфатами, иногда боратами и другими растворимыми в воде соединениями. Вместе с хлором соответствующая концентрация наблюдается также для брома и иода. В настоящее время 70—75% всего имеющегося в земной коре хлора (и, очевидно, брома), а также свыше 90% иода сосредоточено в океанической воде. В противовес этому фториды в соленосных осадках в сколько-нибудь существенных количествах не наблюдаются. Гигантскими коллекторами растворенных хлоридов, как известно, являются океанические и морские бассейны. Однако содержание фтора в морской воде совершенно ничтожно: около 0,8 *г* на 1 $м^3$, причем, как установлено, этот элемент частично усваивается организмами и входит в состав костяка высших животных, особенно в состав зубной эмали, состоящей почти исключительно из фтористого кальция.

Для миграции фтора в экзогенных условиях характерна еще одна особенность. В процессе выветривания горных пород и рудных месторождений, в общей сложности, наряду с хлором освобождаются немалые количества этого элемента, но химическое сродство его к кальцию настолько велико, что по пути следования к морским бассейнам он в значительной мере выпадает из растворов с образованием труднорастворимого соединения CaF_2 и задерживается в континентальных осадках. Этим и объясняется совершенно незначительное содержание его в морской воде.

О классификации галогенидов. Таким образом, все, что сказано о свойствах галогенидов и о геохимической роли галоидов при процессах минералообразования, заставляет все минералы, относящиеся к данному разделу, разбить на два класса:

I класс. Фториды.

II класс. Хлориды, бромиды и иодиды.

I Класс. ФТОРИДЫ

Фториды как минералы имеют довольно ограниченное распространение в природе, хотя общее число элементов, участвующих в соединениях с фтором, достигает 15. Главное значение из них имеет фторид Ca в виде самостоятельного соединения CaF_2. Гораздо меньшая роль принадлежит B, A и Si. Остальные элементы входят в состав крайне редких минералов.

Установленные до сих пор более широко распространенные фториды встречаются преимущественно в гидротермальных образованиях, а редкие—

в продуктах возгона при вулканических извержениях. Судя по парагенезису минералов, они образуются при относительно повышенных температурах. Лишь CaF_2 в виде новообразований рассеянных мельчайших кристалликов нередко встречается также в зонах окисления рудных месторождений и в некоторых осадочных породах.

Среди относящихся сюда природных соединений рассмотрим следующие два минерала: флюорит и криолит.

ФЛЮОРИТ—CaF_2. «Флюорум»—латинское название элемента F. Синоним: плавиковый шпат[1]. Этот минерал, как и другие богатые фтором минералы, является хорошим флюсом для руд, ускоряя их плавление.

Химический состав. Ca 51,2%, F 48,8%. Иногда содержит в виде изоморфной примеси Cl (главным образом желтые разности). В некоторых случаях обнаруживаются битуминозные вещества, издающие запах. Из других примесей укажем Fe_2O_3, редкие земли, изредка уран (до нескольких процентов), фтор и гелий.

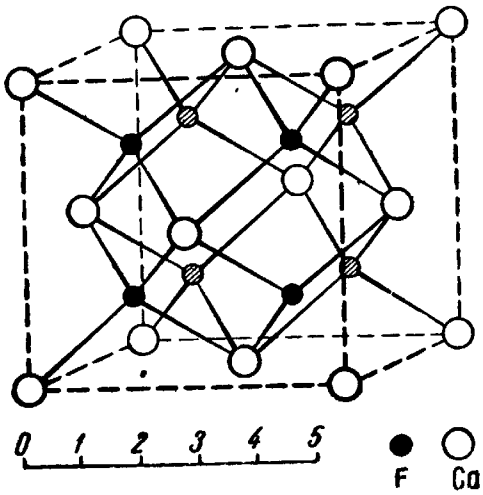


Рис 134. Кристаллическая решетка флюорита

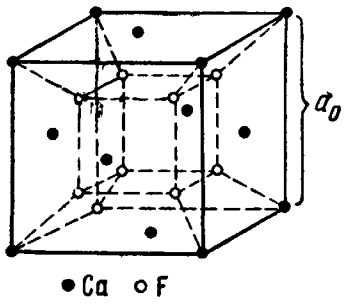


Рис. 135. Кристаллическая решетка флюорита

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** является типической для многих соединений типа AX_2. Она характеризуется двумя координационными числами: для Ca—8 и для F—4 (рис. 134). Ионы Ca^{2+} расположены так, как в гранецентрированном кубе (по углам и в центрах граней). Ионы F^{1-} занимают центры всех малых кубов (рис. 135). **Облик кристаллов.** В пустотах встречается в виде хорошо образованных кубических (рис. 136), реже октаэдрических и додекаэдрических кристаллов. Кроме форм {100}, {111} и {110}, иногда присутствуют {210}, {421} и др. Кристаллы в редких случаях достигают 20—25 *см* в поперечнике. Грани куба обычно гладкие, а октаэдрические грани—матовые. Иногда грани куба исштрихованы параллельно четырем ребрам или образуют паркетообразный рисунок (см. рис. 17). Двойники часты по (111). **Агрегаты.** Чаще наблюдается в виде вкраплений и сплошных зернистых, реже землистых, масс (ратовкит).

Цвет. Флюорит редко бывает бесцветным и водяно-прозрачным. Большей частью окрашен в различные цвета: желтый, зеленый, голубой, фиолетовый, иногда фиолетово-черный. Любопытно, что окраска исчезает при нагревании, и вновь возвращается при облучении рентгеновскими лучами. В бесцветных кристаллах можно вызвать фиолетовую окраску также действием паров металлического кальция и электрическими разрядами. Это наводит на мысль, что в ряде случаев цвет обусловлен появлением в кристаллической структуре электрически нейтральных атомов Ca и F. **Блеск** стеклянный. $N = 1{,}434$.

Твердость 4. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает пластическую деформацию. **Спайность** совершенная по окта-

[1] Шпатами в минералогии называют кристаллические вещества, не имеющие металлического блеска, но обладающие совершенной спайностью по двум или более направлениям.

эдру, а не по ромбическому додекаэдру, как это можно было бы ожидать, исходя из представлений о том, что наименьшее сцепление должно иметь место для плоских сеток с наибольшими расстояниями друг от друга. Объясняется это тем, что среди плоских сеток (111) каждая сетка ионов кальция переслоена двумя параллельными сетками одинаково заряженных ионов фтора, чем и обусловливается наименьшее сцепление именно между ними. **Уд. вес** 3,18 (у нечистых разностей колеблется в пределах 3,0—3,2). **Прочие свойства.** Часто проявляется флюоресценция (термин произошел именно от названия этого минерала). В катодных лучах флюорит светится обычно фиолетовым цветом со своеобразным синевато-зеленым оттенком. Свечение появляется также при нагревании (термолюминесценция).

Диагностические признаки. После некоторого навыка узнается довольно легко по формам кристаллов, октаэдрической спайности, слабому слегка тусклому стеклянному блеску и твердости.

П. п. тр. растрескивается, светится и с трудом оплавляется по краям (1270°). По выделении всего фтора образуется неплавкая известь (CaO).Весьма слабо растворим в воде. Вполне разлагается лишь в крепкой H_2SO_4 с выделением HF. HNO_3 и HCl действуют гораздо слабее.

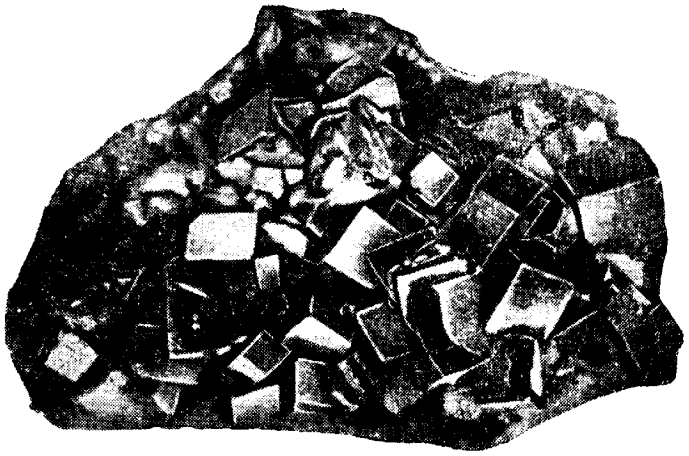


Рис. 136. Друза кубических кристаллов флюорита

Происхождение. В главной своей массе образуется при г и д р о т е р м а л ь н ы х процессах, часто являясь спутником рудных металлических минералов в жилах. Может встречаться в ассоциации с самыми разнообразными минералами гидротермального происхождения.

Он наблюдается также в некоторых породах о с а д о ч н о г о происхождения, но не образует значительных скоплений с высоким содержанием F. Как трудно растворимое в воде соединение, CaF_2 из соленосных растворов выпадает одним из первых, иногда в аморфном виде. Поэтому не удивительно, что редко встречающиеся скопления флюорита приурочены к ранним химическим осадкам, т. е. к отложениям гипса, ангидрита, кальцита, доломита. Изредка в виде новообразований он наблюдается в зоне окисления рудных месторождений, например в виде кристалликов на натечном гётите.

Практическое значение. В значительной своей части (около 70%) флюорит используется в металлургии с целью получения более легкоплавких шлаков. В химической промышленности из флюорита получают ряд фтористых соединений, из которых плавиковая кислота (раствор HF в воде) употребляется для гравирования на стекле, получения перекиси водорода из перекиси натрия и т. п., а искусственно получаемый криолит (Na_3AlF_6) — для получения электролизом металлического алюминия из глинозема и для других целей. Применяется также в керамике для получения эмалей и глазури. Прозрачные бесцветные разности кристаллов используются в оптике для изготовления линз, устраняющих сферическую и хроматическую аберрации в объективах микроскопов.

Месторождения. Как спутник флюорит встречается в многочисленных месторождениях цветных и редких металлов. Из месторождений СССР, в которых флюорит играет главную роль, отметим К а л а н г у й (Забайкалье) в виде мощной брекчиевой жилы в песчаниках и сланцах, сложенной концентрически-зональными и шестоватыми агрегатами флюорита разных оттенков (белого, желтого и красновато-желтого). Землистый флюорит осадоч-

ного происхождения (ратовкит) встречен в доломитизированных известняках по берегам речки Ратовки у г. Вереи (Московская область), на правом берегу р. Осуги (Калининская область) и в других местах.

КРИОЛИТ—Na_3AlF_6. «Криос» по-гречески—лед, «литос»—камень. Очевидно, назван по сходству со льдом, к которому по блеску и показателю преломления действительно очень близок.

Химический состав. Al 12,8%, Na 32,8%, F 54,4%. Иногда в качестве примеси присутствует Fe^{***}.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. Псевдокубический; при температуре около 500° становится кубическим. **Облик кристаллов** кубовидный (рис. 137) при развитии граней {001} и {010}. Двойники наиболее часты по (110). Обычно встречается в сплошных массах, состоящих из крупных неделимых.

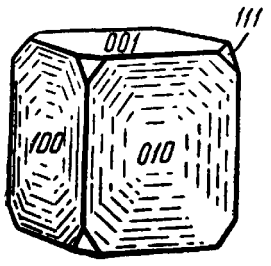


Рис. 137. Кристалл криолита

Цвет. Бесцветен, но чаще бывает окрашен в серовато-белый, желтоватый или красноватый, изредка черный цвет. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}34$.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 2,95—3,01. **Прочие свойства.** При умеренном нагревании наблюдается свечение желтым светом.

Диагностические признаки. Характерны формы кристаллов и слабый стеклянный блеск. Точное установление этого минерала возможно лишь с помощью паяльной трубки и путем измерения оптических констант.

П. п. тр. очень легко плавится, даже в пламени свечи, окрашивая его в красновато-желтый цвет и давая прозрачный королек, превращающийся при остывании в белую эмаль. В стеклянной трубке дает реакцию на фтор. После продолжительного прокаливания на угле остается корка глинозема, которая от раствора азотнокислого кобальта окрашивается в синий цвет. В крепкой H_2SO_4 растворяется совершенно.

Происхождение. Встречается в пегматитах, образуясь из остаточных растворов, обогащенных фтором.

Практическое значение. Криолит получается обычно искусственно и используется в металлургии алюминия, для изготовления молочно-белого стекла, эмали для железных сосудов и других целей.

Месторождения крайне редки. Крупное промышленное месторождение известно в Западной Гренландии—И в и г т у т, среди гранита, превращенного в грейзен в виде большого штока, вертикально уходящего на глубину. Криолит здесь образует сплошные крупнокристаллические массы вместе с другими сложными фторидами, редкими сульфидами, касситеритом и др. В И л ь м е н с к и х г о р а х (Ю. Урал) встречался в одной из топазовых копей в сопровождении хиолита, амазонита и других минералов.

II Класс. ***ХЛОРИДЫ, БРОМИДЫ И ИОДИДЫ***

Х л о р и д ы, в противоположность фторидам, пользуются гораздо более широким распространением в природе. Соединения с хлором известны для следующих 16 элементов: H (в виде HCl в газообразных продуктах вулканических извержений), N (в NH_4), Na, Mg, Al, K, Ca, (Rb), (Cs), Fe, (Ni), Cu, Ag, Hg, Pb и Bi.

Из них наиболее важными являются хлориды Na и Mg, образующие в экзогенных условиях вместе с другими растворимыми солями нередко мощные толщи соляных залежей осадочного происхождения. Соединения с тяжелыми металлами (Cu, Ag и Pb) имеют второстепенное значение. Остальные элементы образуют минералы, редко встречающиеся в природе.

Важно отметить, что в экзогенных условиях калий и натрий играют различную геохимическую роль. Хотя их кларки (т. е. средние содержания) в литосфере примерно одинаковы (см. табл. 2) и примерно в одинаковых коли-

чествах эти элементы освобождаются и переходят в растворы при выветривании горных пород, однако в морских бассейнах, где происходит концентрация хлористых солей, содержание NaCl составляет 3,5%, тогда как содержание KCl едва достигает 0,6—0,7%. Химические анализы почв и континентальных отложений показывают, что в то время как натрий в основной своей массе с поверхностными и речными водами достигает озерных и морских бассейнов, калий по пути миграции растворов в значительной мере адсорбируется в верхних частях коры выветривания (почвах, глинистых породах) и усваивается растениями. Как известно, зола растений всегда обогащена этим элементом. Отсюда становится понятным, почему в продуктах кристаллизации, происходящей при усыхании соляных бассейнов, соединения натрия по сравнению с соединениями калия имеют резко преобладающее значение.

Б р о м и д ы известны лишь для Ag и устанавливаются крайне редко в зонах окисления серебросодержащих сульфидных месторождений в условиях сухого жаркого климата. В главной своей массе бром находится в рассеянном состоянии, в виде изоморфной примеси к широко распространенным хлоридам легких металлов, особенно в бишофите ($MgCl_2.6H_2O$), накапливаясь вместе с ними в замкнутых озерных и морских бассейнах, главным образом в остаточных рассолах.

В морской воде бром содержится в количестве 0,008%. Иногда в существенных количествах он устанавливается в соляных источниках.

И о д и д ы также редки, но для них мы наблюдаем большее число минеральных видов. Они установлены для Ag, Cu и Hg (?), т. е. для металлов, ионы которых обладают сильно выраженной поляризацией. Они встречаются в тех же условиях, что и бромиды.

Содержание иода в хлоридах Na, K и Mg хотя и колеблется в сравнительно широких пределах, но в общем выражается все же ничтожной величиной. В более значительных количествах содержание его устанавливается в продуктах жизнедеятельности морских водорослей, из золы которых он и добывается, затем в нефтяных водах и выбросах грязевых вулканов. Очень высокая растворимость солей иода приводит к тому, что они могут накапливаться лишь в районах с сухим пустынным климатом. Не случайно поэтому, что в таких районах иногда устанавливаются большие запасы иода. Таково, например, крупнейшее месторождение чилийской селитры ($NaNO_3$) в пустыне Атакама, где иод присутствует, правда, в виде иодатов и содержание его достигает 0,05%.

Таким образом, наибольшее количественное значение среди рассматриваемых здесь галогенидов принадлежит хлоридам.

Среди минералов данного класса рассмотрим две группы—галита и кераргирита.

1. ГРУППА ГАЛИТА

Сюда относятся хлориды одновалентных металлов Na и K. Здесь же опишем водный двойной хлорид K и Mg.

ГАЛИТ—NaCl. «Галос» по-гречески—море, соль. Синонимы: каменная соль (в плотных крупнокристаллических массах, залегающих среди горных пород) и самосадочная соль (в рыхлых кристаллических агрегатах на дне соленосных бассейнов).

Химический состав. Na 39,4%, Cl 60,6%. Примеси большей частью механические: капельки рассола, пузырьки газов, включения глинистого или органического вещества, гипса, KCl, $MgCl_2$ и др.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^4 4L_6^3 6L^2 9PC$. **Кристаллическая структура** характеризуется типичной ионной связью. Она изображена на рис. 138. Как можно видеть, в основе ее лежат решетки двух гранецентрированных кубов, как бы вставленных друг в друга. Ионы Na^{1+} и Cl^{1-} располагаются поочередно в углах малых кубов. Координационные числа для обоих ионов равны 6, т. е. каждый отрицательный ион хлора окружен

шестью положительно заряженными ионами натрия, и наоборот. Таким образом, заряд каждого иона в электростатическом поле компенсируется полностью окружающими его противоположно заряженными ионами.

Облик кристаллов, как правило, кубический. Грани {111} и {110} встречаются очень редко (при кристаллизации из сложных по составу растворов). Двойники редки по (111). Для кристаллов самосадочной соли бывают характерны воронкообразные ступенчатые углубления на гранях (100).

Агрегаты. Самосадочная соль наблюдается в виде рыхлых или плотных кристаллически-зернистых корок или «пластин» на дне бассейнов, а также друз кристаллов, нередко очень крупных.

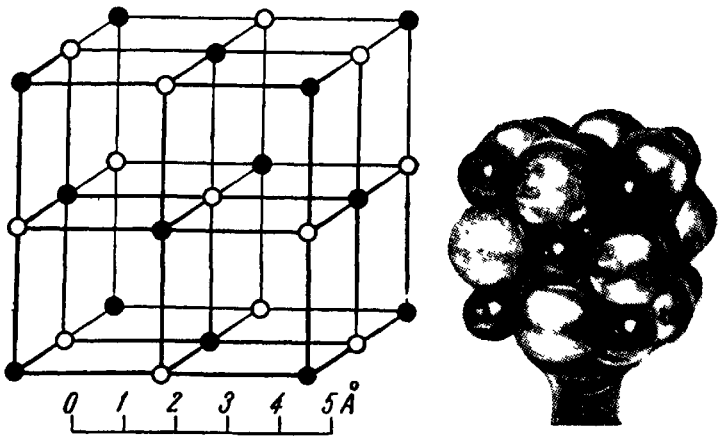


Рис. 138. Кристаллическая структура NaCl. Справа—модель структуры

Черные кружки—ионы натрия, белые—ионы хлора (или наоборот)

Интересно отметить, что при быстром испарении растворителя—H_2O на самой поверхности рассолов в тихую погоду возникают многочисленные плавающие кристаллические «лодочки» (рис. 139), разрастающиеся в основании, обращенном кверху. Они имеют белый цвет, очевидно вследствие захвата микроскопических пузырьков воздуха. При волнении они заполняются водой, оседают на дно и продолжают свой рост, образуя уже нормальные прозрачные кристаллы. Однако нередко в них сохраняются внутренние елочковидные или конвертовидные участки молочно-белого цвета.

Каменная соль, возникающая в результате собирательной кристаллизации в процессе метаморфизма, образует необычайно крупнокристаллические массы, о чем можно судить по размерам спайных плоскостей. Характерно, что при перекристаллизации образуются часто совершенно прозрачные массы галита (очевидно, включения жидкостей и газов при этом «отгоняются» к периферии кристаллических зерен).

Цвет. Чистые массы галита прозрачны и бесцветны или имеют белый цвет. Но часто те или иные красящие пигменты обусловливают окраску в различные цвета: серый (обычно глинистые частицы), желтый (гидроокислы железа), красный (безводная или маловодная окись железа), бурый и черный (органические вещества, исчезающие при нагревании) и др. Для каменной соли иногда наблюдается очень характерная интенсивная синяя окраска в виде пятен или полос, особенно в участках, подвергшихся сильной деформации. Искусственно такая окраска получается при облучении каменной соли рентгеновскими лучами или при пропитывании ее парами металлического натрия, особенно если образец предварительно подвергнуть одностороннему сжатию. При нагревании до 200° окраска исчезает, и соль становится бесцветной. Предполагают, что окраска возникает вследствие того, что ионы Na^{1+} приобретают свободные электроны (β-частицы радиоактивных лучей) и потому становятся электрически нейтральными атомами. Тот факт, что синяя соль встречается в тех участках, где присутствуют калийсодержащие хлориды, позволяет считать вероятным, что K и обычно связанный с ним Rb, способные в какой-то степени излучать β-частицы (электроны), действительно могли обусловить эту окраску.

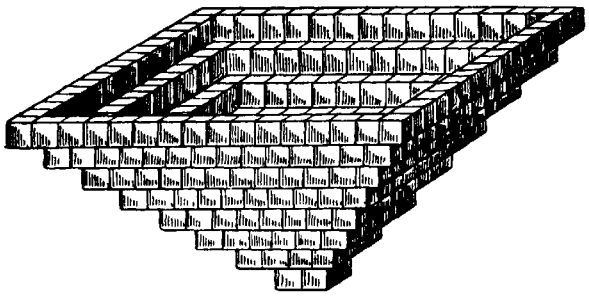


Рис. 139. Кристаллическая «лодочка» NaCl

Блеск галита стеклянный, на поверхностях слегка выветрелых разностей жирный. $N = 1{,}544$ (существенно выше, чем у сильвина). **Твердость** 2. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает способность к пластической деформации. **Спайность** весьма совершенная по кубу (см. рис. 23), что вполне согласуется с особенностями кристаллической структуры минерала. **Уд. вес** 2,1—2,2. **Прочие свойства.** Обладает слабой электропроводностью, исключительно высокой теплопроводностью. Легко растворим в воде: до 35% при комнатной температуре (при повышении температуры на первые десятки градусов растворимость мало меняется). Вкус соленый. Гигроскопичен, но в значительно меньшей степени, чем хлориды калия и магния.

Диагностические признаки. Легко узнается по низкой твердости, весьма совершенной спайности, растворимости в воде и соленому вкусу раствора.

П. п. тр. на угле легко плавится (800°), обычно растрескиваясь и окрашивая пламя в желтоватый цвет. Из раствора, подкисленного азотной кислотой, $AgNO_3$ выделяет белый творожистый осадок AgCl.

Происхождение. Главные массы галита, как и других растворимых в воде солей, образуются при э к з о г е н н ы х процессах в усыхающих замкнутых соленых озерах или мелководных лагунах и заливах, отделенных от морского бассейна песчаными барьерами (баррами), в условиях жаркого сухого климата. В летнее время в таких мелководных заливах, при прогреве воды и большой поверхности испарения, концентрация растворенных солей все время увеличивается по сравнению с морским бассейном. Происходящее при этом понижение уровня обусловливает беспрерывный приток свежей морской воды, а следовательно, и добавочного количества растворенных солей. С наступлением осеннего похолодания из насыщенных растворов выпадают те или иные соли, в зависимости от концентрации компонентов. Если данный бассейн не сообщается с морем и не вбирает в себя пресных текучих вод, то в момент наступления насыщения при испарении происходит садка соли и в летнее время.

Состав воды в различных материковых соленых озерах весьма разнообразен. Он зависит, с одной стороны, от состава питающих озеро вод, т. е. от состава окружающих горных пород, а с другой—от стадии усыхания озера и связанной с ней относительной концентрацией остающихся в рассоле компонентов. Во многих таких озерах наряду с другими солями осаждается также NaCl.

В ископаемых соленосных осадках, образовавшихся в прошлые геологические эпохи, галит встречается в виде сплошных масс каменной соли. Соляные залежи, располагаясь среди осадочных пород, во время горообразовательных движений, в силу большой способности к пластическим деформациям, легко меняют свою форму, образуя часто мощные, сложные по форме и строению купола, иногда прорывающие вышележащие осадочные породы. При этом тонкослоистые отложения солей претерпевают часто очень сложные микроскладчатые деформации.

В пустынях, как известно, широко развиты так называемые солончаки, представляющие собой выцветы солей, в составе которых почти постоянно принимает участие NaCl. Они после дождей исчезают и вновь появляются в сухую погоду.

Наконец, в виде продуктов возгона галит вместе с другими хлоридами отлагается на стенках кратеров вулканов и в трещинах лавовых потоков. Размеры подобных скоплений, за крайне редкими исключениями, обычно бывают невелики. Характерно, что галит в этих случаях почти всегда содержит в себе довольно много KCl, который при высоких температурах, как установлено экспериментом, входит в него в виде твердого раствора.

Практическое значение. Применение галита весьма разнообразно. Помимо того что он является важнейшим пищевым продуктом и консервирующим средством, он широко используется в химической промышленности для получения соляной кислоты, хлора, соды, едкого натра и ряда солей. Кроме

того, галит является исходным сырьем для получения металлического натрия, который применяется: для изготовления антифрикционных сплавов (натриево-кальциевых баббитов); для получения перекиси натрия, используемой в текстильной промышленности при отбеливании тканей; в качестве каталитического агента при производстве сложных органических соединений; в черной и цветной металлургии как восстановитель и для удаления серы; как поглотитель влаги и кислорода при очистке благородных газов (гелия, неона, аргона и др.); в электротехнике при изготовлении разрядных ламп с парами натрия, имеющих большую силу света, а также при изготовлении электропроводов, состоящих из натриевых «жил», покрытых оболочкой меди, и др

Месторождения. Наиболее крупные запасы галита сосредоточены в месторождениях каменной соли. Они образовались в различные геологические эпохи, но наиболее значительные месторождения приурочены к осадкам пермского периода, характеризовавшегося продолжительным континентальным жарким климатом (на территориях Европы, Южной Азии, Америки и др.).

Из месторождений СССР отметим наиболее важные: Славянско-Артемовское (Бахмутское) месторождение (Украина), представленное 18 пластами каменной соли, переслаивающимися с глинами, ангидритами и известняками; Илецкая Защита (к югу от г. Чкалова), где мощный шток каменной соли был прикрыт лишь небольшими наносами, а пласты каменной соли вместе с ангидритами сильно перемяты; Соликамское (Верхнекамское)—крупнейшее в мире месторождение калийных и магниевых солей, в котором залегают также мощные толщи каменной соли и гипса, и др.

Из современных месторождений самосадочной соли заслуживает внимания известное оз. Баскунчак (к востоку от пристани Владимирской в низовьях р. Волги). Впадина озера располагается у северного склона погребенного под толщей гипсов соляного купола. Отложения кристаллической соли сверху покрыты рапой (рассолом).

Из иностранных месторождений упомянем лишь некоторые. К числу давно известных месторождений каменной соли принадлежит месторождение Величка к юго-востоку от г. Кракова (Польша), разрабатывающееся еще с XI в.; огромный шток каменной соли расположен у г. Суэца; очень крупные залежи каменной соли известны в Северной Индии, вдоль Гималайских гор в Пенджабе и др.

СИЛЬВИН—KCl.

Химический состав. K 52,5%, Cl 47,5%. Часто содержит включения жидкостей и газов, главным образом азота, в меньшей степени углекислоты, водорода, метана и, что особенно интересно, гелия. Из механических примесей часто устанавливаются NaCl и Fe_2O_3. В виде изоморфной примеси почти постоянно присутствуют KBr (до 0,1%) и в ничтожных количествах RbCl и CsCl.

Сингония ромбическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** такая же, как у галита: гранецентрированный куб (см. рис. 138). Величина элементарной ячейки существенно больше, чем у галита. **Облик кристаллов** кубический. Нередко наблюдаются кубы, притупленные по углам гранями октаэдра. Двойники часты по (111). **Агрегаты.** Обычно встречается в виде сплошных зернистых масс, иногда слоистой текстуры.

Цвет. Чистые разности водяно-прозрачны и бесцветны. Молочно-белый цвет обусловлен включениями мельчайших пузырьков газов. Яркокрасные и розовые сильвины также являются кристаллозолями; в виде грубой дисперсной фазы в них заключены мельчайшие чешуйки гематита (Fe_2O_3), остающиеся в осадке при растворении. **Блеск** стеклянный. $N = 1{,}490$ (меньше, чем у галита).

Твердость 1,5—2. Хрупок. При продолжительном одностороннем давлении обнаруживает свойство пластичности. **Спайность** весьма совершенная

по {100}. **Уд. вес** 1,97—1,99. **Прочие свойства.** Вкус горьковато-соленый, жгучий. Теплопроводность высокая. Легко растворяется в воде. Гигроскопичен. Прозрачные разности хорошо пропускают коротковолновые лучи, на чем основано применение его для призм спектроскопа.

Диагностические признаки. Похож на галит, с которым часто образует зернистые срастания. Отличается от него по вкусу и окрашиванию пламени в фиолетовый цвет, видимый через синее стекло. Под микроскопом от галита отличается по показателю преломления.

П. п. тр. легко плавится (800°). Раствор, подкисленный азотной кислотой, с $AgNO_3$ дает творожистый белый осадок AgCl.

Происхождение. Сильвин, так же как и галит, образуется в усыхающих соляных озерах, но встречается по сравнению с ним гораздо реже—далеко не во всех месторождениях каменной соли. По пути миграции поверхностных растворов в значительной части адсорбируется почвами. Из рассолов он выпадает одним из последних и потому обычно встречается в верхах соленосных скоплений.

Иногда он является продуктом разложения карналлита, образующегося в тех же условиях.

Как продукт сублимации он встречается на стенках кратеров вулканов и в трещинах застывших лав.

Практическое значение. В подавляющей своей массе калийные соли идут на удобрения полей. Лишь очень незначительная часть их (около 5%) используется в химической промышленности для приготовления KOH, K_2CO_3, KNO_3, $KClO_3$, $KMnO_4$, KCN, KBr, KJ и других соединений. Эти соединения имеют различное применение: в медицине, парфюмерии, пиротехнике, фотографии, для очистки шерсти, в бумажном, стекольном (при изготовлении хрустального и бемского стекла), лако-красочном и других производствах.

Месторождения. Величайшее в мире Соликамское месторождение сильвина находится в 35 *км* к северу от г. Молотова. Оно открыто в 1925 г. Мощный нижний горизонт сильвинита (галит-сильвиновой породы) залегает на глубине 150—300 *м* на толще каменной соли и покрывается зоной карналлита в смеси с галитом. Содержание KCl в сильвините колеблется от 10 до 35%. Верхний сильвинитовый горизонт является продуктом разложения карналлитовой зоны (с выносом $MgCl_2$) и представлен грубозернистой пестроцветной массой, в которой сильвин молочно-белого цвета ассоциирует с бесцветной, голубой, синей и сероватой каменной солью.

До открытия Соликамского большой известностью пользовались Стассфуртские и другие месторождения Западной и Северной Германии. Соляные залежи здесь того же пермского возраста и имеют довольно сложный состав галоидных, сернокислых и борных соединений. Сравнительно молодого—третичного возраста сильвиниты разрабатываются в Эльзасе (Франция).

КАРНАЛЛИТ—$MgCl \cdot KCl \cdot 6H_2O$. **Химический состав.** Mg 8,7%, K 14,1%, Cl 38,3%, H_2O 38,9%. В очень небольших количествах устанавливаются изоморфные примеси Br (до 0,2%), а также Rb и Cs (в сотых долях процента), изредка Li и Tl. Из механических примесей обычно присутствуют NaCl, KCl, $CaSO_4$, Fe_2O_3, глинистое вещество, капельки рассолов, часто обильные включения газов (смесь азота с водородом и метаном).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. Кристаллы крайне редки; имеют псевдогексагональный облик (рис. 140). Обычно встречается в сплошных зернистых массах.

Цвет. Чистые разности бесцветны. Обычно окрашен в розовый или красный цвет включениями тонко распыленной окиси железа. Бурый или желтый цвет обусловлен примесью гидроокислов железа. **Блеск** в свежем изломе стеклянный, на воздухе быстро тускнеет и становится жирным. $Ng = 1{,}494$, $Nm = 1{,}475$ и $Np = 1{,}466$.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 1,60. **Прочие свойства.** Необычайно гигроскопичен. Легко расплывается на воздухе, причем разлагается на KCl и $MgCl_2 \cdot 6H_2O$, образуя густой рассол. Вкус жгучий, горько-соленый. Сильно флюоресцирует. При растворении в воде издает особый треск, похожий на хруст снега под ногами в сильный мороз. Это явление обусловлено тем, что в нем чаще, чем в других солях, присутствуют включения пузырьков газов, находящихся под большим давлением.

Диагностические признаки. Встречается в парагенезисе с каменной солью и сильвином. На воздухе быстро сыреет. От бишофита и тахгидрита, также расплывающихся на воздухе, отличим лишь по микрохимическим реакциям (содержит K) и по окрашиванию пламени в фиолетовый цвет, лучше заметный через синее стекло. При сверлении острием ножа в свежем изломе издает характерный треск, обусловленный внезапным расширением включенных пузырьков газа.

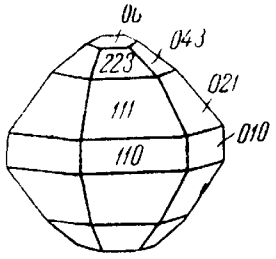


Рис 140 Кристалл карналлита

П. п. тр. легко плавится. При нагревании на стекле зерна карналлита, как и многие другие богатые водой кристаллогидраты, растворяются в собственной кристаллизационной воде и разлагаются. При постепенном высушивании образуются мелкие кубики KCl.

Происхождение. Образуется одним из последних из рапы соляных озер, обогащенной магнием и калием. Поэтому встречается в верхних горизонтах погребенных соляных залежей осадочного происхождения, образуя горизонты выше отложений сильвинита. Иногда выделяется на стенках сухих выработок из стекающих по поверхности полости рассолов.

Практическое значение. Так же как сильвин и другие соли калия, служит сырьем для удобрений почв.

При электролизе обезвоженного карналлита в закрытых ваннах получается всплывающий металлический магний; обогащенные калием остатки перерабатываются на удобрения и хлор.

Металлический магний, после рафинирования, идет на изготовление легких прочных сплавов с алюминием (дюралюминий, магналий и др.), употребляемых в авиационной промышленности. Кроме того, он применяется для сигнальных огней, получения вспышек сильного света (в фотографии) и для других целей.

Бром, получаемый из рассолов химическим путем, имеет применение в медицине (бромистый калий), фотографии и пр.

Месторождения. В СССР в громадных количествах присутствует в Соликамском месторождении, описанном выше (см. Сильвин). В больших массах известен также в Стассфуртском месторождении (Германия), Калуше (Западная Украина) и других пунктах.

2. ГРУППА КЕРАРГИРИТА

К этой группе относятся нормальные хлориды, бромиды и иодиды Ag, Cu, Hg и Pb, встречающиеся в зонах окисления рудных месторождений в условиях жаркого сухого климата. Мы рассмотрим лишь один минерал—кераргирит.

КЕРАРГИРИТ—AgCl. «Керас» по-гречески—рог, «аргирос»—серебро. Синоним: роговая серебряная обманка (в изломе по внешнему виду минерал часто напоминает роговое вещество).

Химический состав. Ag 75,3%, Cl 24,7%. В виде примесей иногда присутствуют Hg и Br.

Сингония кубическая: гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** похожа на структуру NaCl. В виде кристаллов встречается редко. Они имеют кубический облик. Двойники по (111). Обычно наблюдается в виде корочек, кристаллических налетов, натечных роговидных или восковидных масс.

Цвет. В свежих образцах бесцветный или слабо окрашен в желтоватые синевато-зеленоватые или буроватые оттенки. На свету темнеет, приобретая вначале фиолетово-серый, а с течением времени даже черный цвет (очевидно, вследствие выделения тонкодисперсного Ag). **Блеск** алмазный для кристаллов и восковой для скрытокристаллических плотных масс. $N=2{,}07$.

Твердость 1,5—2. Режется ножом. Ковкий. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 5,55. **Прочие свойства.** Не растворим в воде.

Диагностические признаки. Характерны низкая твердость, высокий коэфициент преломления, нерастворимость в воде и химические реакции.

П. п. тр. на угле легко плавится (при 450—500°) и вскипает. При присадке соды в восстановительном пламени легко дает металлическое серебро. В кислотах почти не растворяется (лишь отчасти в HCl). Образует раствор лишь с аммиаком, что весьма характерно.

Происхождение. Встречается в зонах окисления месторождений серебро-свинцовых руд, образуясь при реакции продуктов окисления серебряных минералов с хлорсодержащими просачивающимися поверхностными водами. В более значительных массах наблюдается в местностях с сухим жарким климатом. Известны псевдоморфозы по самородному серебру.

Месторождения. В СССР очень небольшие количества кераргирита встречаются в зонах окисления ряда месторождений Южного Урала (Михайловский прииск в Баймакском районе), Казахстана и Алтая. Наибольшие скопления кераргирита и других галоидных соединений серебра наблюдались в месторождениях пустыни Атакама (Чили), в Боливии, Мексике и Австралии.

Раздел IV

ОКИСЛЫ (ОКСИДЫ)

Общие замечания. Данный раздел обнимает простейшие соединения металлов и металлоидов с кислородом и гидроксилом. Кислородные соли мы будем рассматривать отдельно.

Кислород, как известно, в химических реакциях, совершающихся в земной коре, играет исключительную роль не только в неорганической, но и в органической минералогии. Кислородные соединения как в виде простых окислов, так и в виде разнообразных кислородных солей всюду в земной коре резко преобладают. Напомним, что среднее весовое содержание кислорода в земной коре составляет 49,13%.

В простейшие соединения с кислородом в том или ином виде входит около 40 элементов (рис. 141).

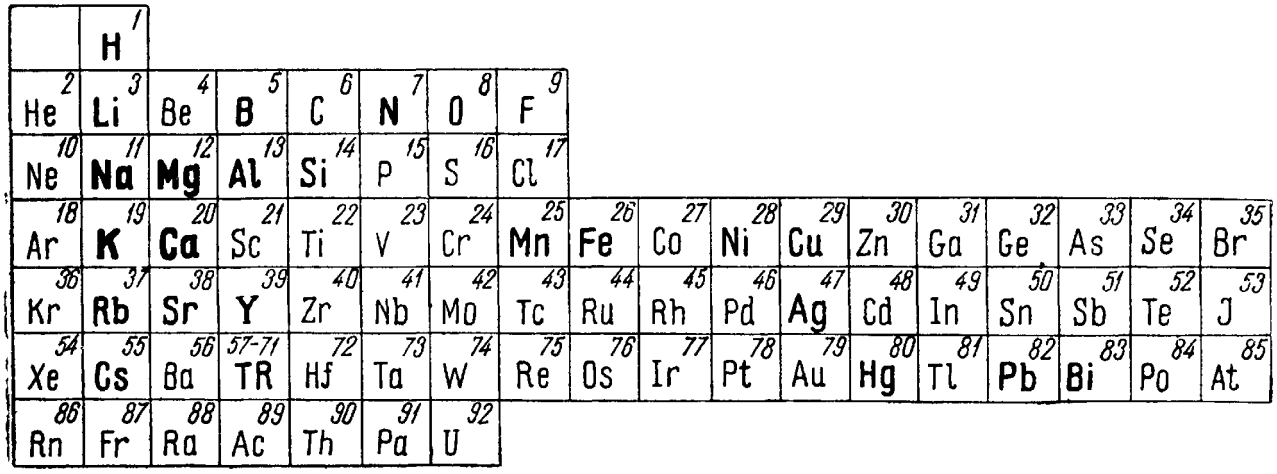


Рис. 141. Элементы, для которых характерны природные окислы и гидроокислы (набраны жирным и полужирным шрифтом)

Общее весовое количество свободных окислов в литосфере (за исключением гидросферы и атмосферы) составляет около 17%. Из них на долю одного только кремнезема приходится 12,6%. Окислы и гидроокислы железа составляют 3,9%. Из остальных наибольшее значение имеют окислы и гидроокислы алюминия, марганца, титана и хрома.

В атмосфере из окислов распространены углекислый газ и водяные пары, предел распространения которых находится на высоте 12 *км* от поверхности. В гидросфере, как показывает само название, главнейшей составной частью является вода.

Условия образования и химические особенности соединений. Основная масса разнообразных по составу окислов и гидроокислов сосредоточена в самых верхних частях земной коры—на границе ее с атмосферой, содержащей

свободный кислород. Глубина проникновения свободного кислорода в земную кору контролируется в основном уровнем грунтовых вод. Кора выветривания горных пород вместе с зонами окисления рудных месторождений является главной ареной химических реакций, приводящих к новообразованиям, среди которых доминирующую роль играют окислы и гидроокислы металлов.

Весьма существенное значение при этом имеют не только свободный кислород воздуха, проникающий с поверхности в земную оболочку, но также дождевые просачивающиеся воды с растворенными в них кислородом и углекислым газом. Установлено, что в дождевой воде, насыщенной воздухом, на 1 *л* в среднем приходится 25—30 *см*^{3} газа, в составе которого около 30% кислорода, 60% азота и 10% углекислоты. Если мы сравним эти данные с составом воздуха, то увидим, что дождевая вода значительно обогащена кислородом и, особенно, углекислотой. По мере того как эта дождевая вода спускается к уровню грунтовых вод, ее окисляющее действие постепенно ослабевает. Свободный кислород по пути просачивания дождевой воды расходуется на окислительные реакции. Особенно сильно этот расход проявляется при окислении сульфидов и им подобных соединений с образованием на первой стадии сернокислых, мышьяковокислых и прочих солей.

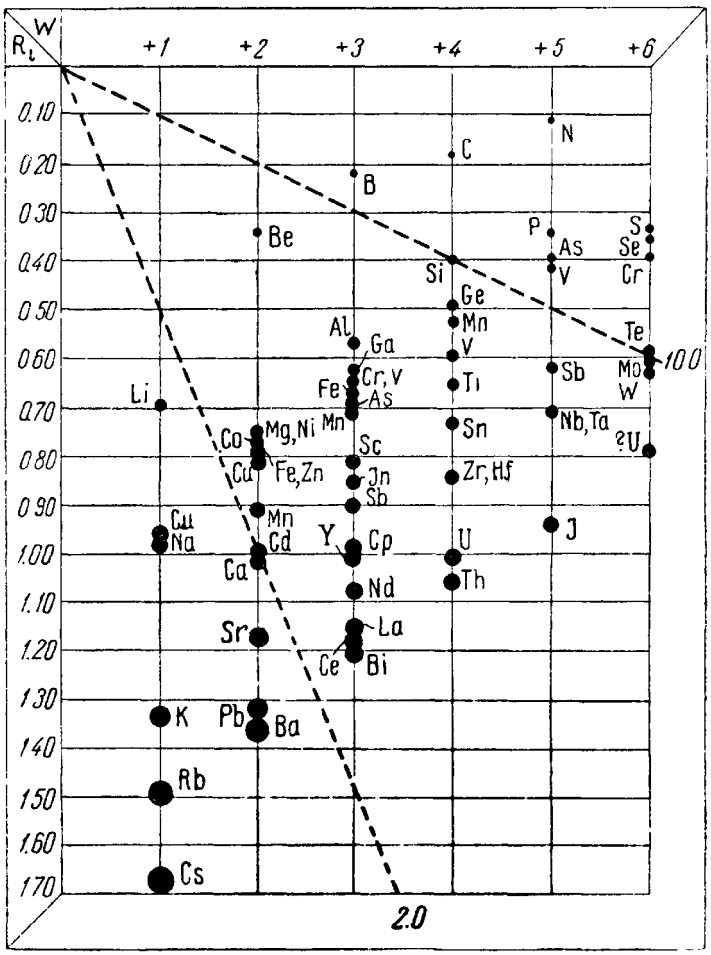


Рис. 142. Катионы, склонные к образованию гидроокислов (ограничены пунктирными линиями)

Сравнительно легко подвергаются окислению также такие кислородные соединения, входящие в состав горных пород и руд, которые в своем составе содержат какие-либо металлы в низших степенях валентности, например Fe^{2+}, Mn^{2+}, V^{3+} и др. В процессе окисления эти металлы переходят в ионы высших валентностей, вследствие чего силы связей в кристаллических решетках ослабляются. Это в конце концов приводит к полному разрушению окисляющихся кристаллических веществ с образованием новых как растворимых, так и не растворимых в воде соединений.

Образующиеся первоначально при этих процессах соли (сульфаты, карбонаты и др.) с той или иной скоростью вступают в реакцию с водой, подвергаясь разложению или, как говорят, г и д р о л и з у, в результате чего ряд катионов металлов выпадает в виде трудно растворимых в воде гидроокислов.

Известно, что поведение ионов в растворах находится в соответствии с ионными потенциалами, величины которых выражаются отношением заряда к ионному радиусу ($W : R_i$). Приведем список катионов, образующих труднорастворимые гидроокислы, в виде диаграммы (рис. 142), в которой катионы расположены в порядке увеличения валентности (вправо) и размеров радиусов ионов (вниз). Область катионов, склонных образовывать гидроокислы и окислы, на этой диаграмме очерчена с двух сторон пунктирными линиями.

Влево от этой области располагаются катионы сильных металлов с 8-электронной конфигурацией во внешней оболочке, т. е. щелочей и отчасти щелочных земель (с ионными потенциалами меньше 2,0). Эти ионы, как мы знаем из химии, легко удерживаются и переносятся в водных растворах. В природных условиях они выпадают из растворов только в виде солей различных кислот. Исключение составляют лишь сильно поляризующие катионы с 18-электронной оболочкой (Cu^{1+} и Pb^{2+}), встречающиеся в природе в виде окислов.

Катионы с очень высокими ионными потенциалами (больше 10), обладающие малыми радиусами ионов и большими зарядами, располагаются в верхней части диаграммы (рис. 142). Как известно, все они образуют прочные комплексные анионы: $[BO_3]^{3-}$, $[CO_3]^{2-}$, $[SO_4]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$ и др., которые с соответствующими катионами дают разнообразные соли, выпадающие из растворов.

Таким образом, на этой диаграмме отчетливо выступают различия в химических свойствах катионов в связи с их ионными потенциалами, обусловливающими различное поведение их в растворах в зависимости от степени кислотности или щелочности последних.

Среди интересующих нас катионов, образующих в природе окислы и гидроокислы, часть из них—Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{2+} и др. (в левой части очерченного поля)—в кислых растворах способна к легкому переносу, но в сильно щелочных средах выпадает в виде кристаллических осадков—гидроокислов или основных и средних солей. Катионы с более высокими ионными потенциалами—Al^{3+}, Fe^{3+}, Mn^{4+}, Si^{4+}, Ti^{4+}, Sn^{4+} и др.—уже легко осаждаются в слабо щелочных или слабо кислых растворах в результате гидролиза солей, главным образом в виде труднорастворимых гидроокислов (в соединении с анионами OH).

Главная масса гидроокислов образуется в зонах окисления рудных месторождений и вообще в коре выветривания горных пород. Вследствие того что большинство из них обладает очень низкой растворимостью в воде, при интенсивных процессах окисления они способны давать сильно пересыщенные растворы. Естественно поэтому, что они обычно наблюдаются в виде скрытокристаллических и коллоидных масс.

Другой областью распространения гидроокислов металлов (главным образом железа, марганца, кремния) являются водные бассейны: болотные, озерные и морские. Так, во многих современных пресноводных озерах северных областей (Карелия, Финляндия, Швеция, Канада) в прибрежных мелководных участках наблюдаются скопления гидроокислов железа и марганца в виде рассеянных конкреций различных размеров и форм: шаровидных, эллипсоидальных, лепешковидных и неправильной формы масс. Наряду с гидроокислами Fe и Mn они почти всегда содержат гумусовые вещества.

Каким бы путем ни образовались гидроокислы, с течением времени, особенно в воздушно-сухой обстановке, они теряют капиллярную и адсорбированную воду с образованием соединений химически связанных гидроксильных групп и даже безводных окислов (Fe_2O_3, MnO_2 и др.), особенно в областях с резко континентальным климатом. При процессах регионального метаморфизма, протекающих на умеренных глубинах, за счет гидроокислов происходит образование кристаллически-зернистых масс безводных окислов.

Если мы обратимся к вопросу о том, какие вообще элементы в виде безводных простых окислов образуются при эндогенных процессах минералообразования (магматических, пневматолитовых и гидротермальных), то увидим, что список их в точности отвечает списку тех же катионов, которые склонны при процессах гидролиза солей образовывать нерастворимые в водах гидроокислы (см. рис. 142). Таковы, например, кварц, рутил (TiO_2), касситерит (SnO_2), корунд (Al_2O_3), гематит (Fe_2O_3), браунит (Mn_2O_3) и многие другие. Двухвалентные катионы, примыкающие к этой главной группе катионов (рис. 142), гораздо реже встречаются в виде простых без-

водных окислов, но характерно, что они довольно часто наблюдаются в виде двойных окислов (минералы группы шпинели, так называемые титанаты, близкие к ним тантало-ниобаты и др.). Если мы упомянем о газообразных окислах углерода и серы (CO_2 и SO_2), а также о воде (H_2O), то этим полностью исчерпаем весь список элементов, относящихся к рассматриваемому нами классу минералов.

Особенности кристаллического строения. Почти все относящиеся к данному разделу соединения обладают кристаллическими структурами, для которых характерна ионная связь структурных единиц.

В строении кристаллических решеток из анионов принимают участие: O^{2-} (в окислах) и $[OH]^{1-}$ (в гидроокислах). Размеры ионных радиусов того и другого примерно одинаковы: 1,32 и 1,33 Å соответственно. Следовательно все разнообразие структур кристаллов находится главным образом в зависимости от размеров катионов, их зарядов и их поляризационных свойств.

В кристаллических структурах этих соединений катионы всегда находятся в окружении анионов кислорода (или гидроксила), и координационные числа кристаллических решеток являются важной характеристикой этих минералов.

Сопоставляя между собой изученные структуры п р о с т ы х о к и с л о в, мы можем проследить различные варианты координационных чисел, начиная от довольно высококоординационных ионных решеток и кончая молекулярными, правда редкими, решетками, обладающими низкими числами и вандерваальсовской связью структурных единиц. Окислы двухвалентных металлов, характеризующиеся типичными ионными структурами, кристаллизуются в решетке типа NaCl, т. е. с координационными числами 6 и 6. Лишь окислы сильно поляризующих ионов с 18-электронной наружной оболочкой имеют структуры с более низкой координацией, например ZnO (4 и 4), а также Cu_2O (4 и 2). Кристаллические структуры окислов трех- и четырехвалентных металлов, катионы которых имеют меньшие размеры, обладают более низкими координационными числами, падающими в соответствии с приближением ионной связи к гомополярной: Al_2O_3(6 и 4), UO_2 (8 и 4), TiO_2 (6 и 3), SiO_2(4 и 2). В соединениях с молекулярными решетками эти числа еще ниже, например: для Sb_2O_3 (сенармонтит)—3 и 2, для CO_2 (твердой углекислоты)—2 и 1.

Что касается с л о ж н ы х о к и с л о в, в составе которых участвуют катионы двух различных металлов, то координационные числа для каждого из них могут быть либо одинаковыми, либо различными. Например, для соединения $FeTiO_3$ (ильменит) оба катиона—Fe^{2+} и Ti^{4+} находятся в шестерном окружении анионов кислорода, тогда как для соединений типа перовскита ($CaTiO_3$) устанавливается другая картина: катионы Ti^{4+}, Nb^{5+} и другие находятся в том же шестерном окружении, а катионы Ca^{2+} и Na^{1+}, обладающие большими ионными радиусами, имеют координационное число 12. В соединениях типа шпинели ($MgAl_2O_4$) по рентгенометрическим данным устанавливаются следующие координационные числа: для Mg^{2+}—4, а для Al^{+3}—6.

Список катионов и их координационные числа в изученных кристаллических структурах простых и сложных окислов приводятся в табл. 6.

Г и д р о о к и с л ы, содержащие гидроксильные группы—$[OH]^{1-}$, например $Mg[OH]_2$, а также окислы, содержащие в качестве катиона водород—H^{1+}, например $HAlO_2$, по своему строению весьма существенно отличаются от типичных окислов. На сущности гидроксильной и водородной связей мы специально остановимся во введении к описанию гидроокислов. Здесь лишь укажем, что замена ионов 0^{2-} дипольными анионами $[OH]^{1-}$ приводит к образованию типичных слоистых решеток с ионной связью в слоях и вандерваальсовской связью между слоями. При этом снижается симметрия кристаллической решетки. Например, MgO кристаллизуется в кубической решетке типа NaCl, тогда как $Mg[OH]_2$—в гексагональной слоистой решетке. Точно так же Al_2O_3 кристаллизуется в тригональной сингонии, а $Al[OH]_3$—в моно-

Таблица 6

Главнейшие катионы и их координационные числа в природных окислах

Координационные числа	Катионы
4	Be^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ni^{2+}, Zn^{2+}, Cu^{2+}, Si^{4+}
6	Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Ti^{4+}, Zr^{4+}, Sn^{4+}, Ta^{5+}, Nb^{5+}
8	Zr^{4+}, Th^{4+}, U^{4+}
12	Ca^{2+}, Na^{1+}; Y^{3+}, Ce^{3+}, La^{3+}

клинной и т. д. Сильно поляризующие катионы типа купро не образуют самостоятельных гидратов, а лишь входят, как было уже упомянуто, в качестве компонентов в состав сложных солей, о которых речь будет итти в следующем разделе.

Все эти особенности кристаллических структур окислов сказываются и на физических свойствах минералов. Соединения, характеризующиеся ионной связью, обладают прочным кристаллическим строением, в целом несравненно более прочным, чем это наблюдается для галогенидов и сульфидов. В этом проявляется сильное химическое сродство к кислороду металлов, образующих подобные окислы. Прочность кристаллических построек выражается в высокой твердости этих окислов (6, 7, 8 и 9 по шкале Мооса), высокой химической стойкости, трудноплавкости, очень низкой растворимости и т. д.

Гидраты, обладающие слоистыми кристаллическими решетками, ввиду слабых связей между слоями характеризуются значительно менее прочными решетками. Замечательна их способность легко расщепляться по базальной спайности на тонкие листочки Твердость гидратов двухвалентных металлов низкая; при замене их катионами трехвалентных металлов она увеличивается и особенно возрастает при наличии в решетках ионных групп $[OHO]^{3-}$ (диаспор).

Окраска минералов также характеризуется своими особенностями. Соединения, в которых участвуют ионы типа благородных газов (Mg^{2+}, Al^{3+} и другие), как правило, бесцветны или имеют аллохроматическую окраску. Однако подавляющее число минералов, в которых роль катионов играют ионы несимметричного строения (Fe, Mn, Cr и др.), интенсивно окрашено в темные цвета. Особенно широко распространены черные окраски. Многие из этих минералов непрозрачны или просвечивают в тонких осколках и шлифах, причем по преимуществу обнаруживают бурые или красные оттенки. В соответствии с этим находятся и полуметаллические блески этих минералов. Явно повышены также и магнитные свойства минералов.

Классификация минералов. Все относящиеся к настоящему разделу минералы принято делить на: 1) безводные окислы и 2) гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил и водородные ионы. Мы сохраним это деление, поскольку с кристаллохимической точки зрения оно является вполне оправдываемым.

В тех и других, кроме простых соединений, присутствуют двойные или более сложные соединения, выделявшиеся ранее в самостоятельные классы. К числу их принадлежат прежде всего двойные окислы типа $RO \cdot R_2O_3$. Затем к ним относятся так называемые титанаты, ниобаты и танталаты, т. е. «соли» гипотетических кислот: титановой, ниобиевой и танталовой.

Как увидим ниже, рентгенометрические исследования всех этих соединений показали, что их кристаллические структуры не имеют ничего общего с типичными солями кислородных кислот. Наоборот, устанавливаются определенные их черты, тесно сближающие их с окислами.

Итак, в данном разделе мы будем рассматривать два класса соединений:

I класс. Простые и сложные окислы.

II класс. Гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил.

I Класс. ***ПРОСТЫЕ И СЛОЖНЫЕ ОКИСЛЫ***

К этому классу относятся как простые, так и сложные окислы, не содержащие в своем составе гидроксильных ионов. Сложные окислы нет смысла выделять особо, тем более что по кристаллическому строению они или аналогичны простым окислам, или немногим отличаются от них.

Относящиеся сюда минералы в большинстве обладают сравнительно простыми кристаллическими решетками. Более сложны лишь кристаллические структуры минералов особо стоящей группы кварца (SiO_2).

Отношения между катионами и анионами кислорода в этих минералах колеблются в пределах от 2 : 1 (A_2X) до 1 : 2 (AX_2). В сложных окислах, кроме того, устанавливаются различные соотношения между катионами—обычно 1 : 1 и 1 : 2. Лишь для некоторых редких соединений мы наблюдаем более сложную картину соотношений.

1. ГРУППА ЛЬДА

Как известно, вода в природе находится в трех состояниях: твердом (лед, снег), жидком (дождь, минеральные источники, реки, озера, моря и океаны) и газообразном (водяной пар в атмосфере и вулканических эксгаляциях). По своим свойствам вода стоит особняком среди окислов металлов и металлоидов. Вода играет огромную роль в химических процессах, совершающихся в земной коре: химические реакции происходят главным образом в водных растворах. Без воды, так же как и без кислорода, не мыслимо существование и органической жизни на Земле.

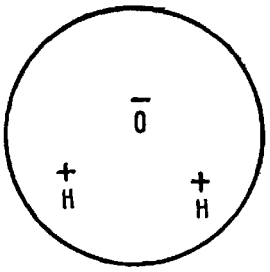


Рис. 143. Строение молекулы H_2O

Протоны H^{1+} располагаются внутри иона кислорода

Это соединение мы рассмотрим лишь в твердом и жидком состояниях, широко распространенных в природе.

ЛЕД—H_2O. **Химический состав.** H 11,2%, O 88,8%. Иногда содержит газообразные и твердые механические примеси.

Сингония гексагональная; дигексагонально-пирамидальный в. с. **Кристаллическая структура.** Лед обладает молекулярной кристаллической структурой с координационным числом 4. Строение самой молекулы H_2O характеризуется следующей особенностью: протоны H^{1+}, как ионы, не обладающие собственными электронами и имеющие совершенно ничтожные размеры, внедряются глубоко внутрь иона кислорода (рис. 143). Соответственно этому атомное ядро кислорода несколько смещается от центра (на рис. 143 его положение показано маленьким кружочком при сохранении общей сферической формы иона кислорода). Этим и обусловливается дипольный момент в молекуле H_2O. Модель ее упрощенно можно представить в виде тетраэдра, две вершины которого заряжены положительно, а другие две—отрицательно. В силу этого в структуре льда слабо связанные между собой молекулы H_2O ориентированы таким образом, что положительно заряженные участки одних молекул направлены к отрицательно заряженным участкам других молекул. По общему расположению молекул структура льда аналогична структуре вюртцита, с той лишь разницей, что места Zn и S заняты молекулами H_2O. При таком строении (с низким координационным

числом, равным 4) получается далеко не плотная упаковка структурных единиц (остаются большие просветы). Этим и объясняется то, что удельный вес льда ниже, чем воды. **Облик кристаллов.** Кристаллические образования снежинок, обладающих гексагональной симметрией, чрезвычайно разнообразны по формам шестилучевых фигур роста. Широко известны также дендриты и узорчатые образования льда. В ледяных пещерах кристаллы льда встречаются в виде правильных шестиугольных пластинок, таблитчатых индивидов и сложных по форме сростков. **Агрегаты.** В сплошных массах нередко наблюдаются кристаллически-зернистые агрегаты (плотный снег, фирн в ледниковых районах). Глетчерный лед состоит из очень крупных, неправильных по форме кристаллических зерен. Всем хорошо известны также натечные формы сосулек, образующихся из переохлажденной воды на теневой стороне крыш при таянии снега, а также в ледяных пещерах (сталактиты и сталагмиты). В граде, выпадающем из туч в грозовые периоды, нередко можно наблюдать концентрически-слоистое строение. В морозные осенние утра часто образуются выцветы на земле (иней).

Цвет. Лед бесцветен или слабо окрашен в голубоватый цвет (в больших массах). **Блеск** стеклянный. Оптически положительный. Показатель преломления очень низкий: $Ng = 1{,}310$, $Nm = 1{,}309$.

Твердость 1,5. Хрупок. **Спайностью** не обладает. **Уд. вес** 0,917 (меньше, чем у воды). Уменьшение удельного веса при кристаллизации свойственно также металлическому висмуту.

Происхождение. Лед образуется на поверхности водных бассейнов при охлаждении воды. Возникающая вначале ледяная каша смерзается в плавающую корочку, на которой снизу нарастают кристаллические индивиды, вытягивающиеся в вертикальном направлении вдоль шестерных осей симметрии. Снег образуется в холодных областях атмосферы за счет водяного пара. При тех же условиях появляются иней и ледяные узоры на охлажденных предметах. В ледяных пещерах с низкой температурой в лед превращаются просачивающиеся по трещинам поверхностные воды.

В районах вечной мерзлоты с суровым климатом, малоснежной продолжительной зимой в зимнее время образуются так называемые «наледи», т. е. ледяные покровы иногда на огромных по размерам площадях. Речные наледи возникают при полном промерзании реки в мелких местах, в результате чего текучие воды вынуждены искать выхода на поверхность, пропитывая снежные покровы. Другие наледи образуются за счет глубинных вод, выходящих из-под толщ вечной мерзлоты в виде не замерзающих зимой ключей. На происхождении ледников и глетчерных льдов останавливаться не будем.

Месторождения льда общеизвестны. Из ледяных пещер, встречающихся в районах с холодной длинной зимой и коротким летом, отметим известную у нас К у н г у р с к у ю п е щ е р у (Молотовская область), привлекающую многочисленных туристов красотой множества сверкающих на сводах кристаллов. Из ледниковых пещер зарубежных стран наиболее замечательна пещера Д о б ш и н ы (Словакия), в которой свыше 7000 $м^2$ покрыто льдом. Общий объем льда составляет 120 000 $м^3$. Ледяные стены достигают 15 $м$ высоты.

Практическое значение. Лед применяется в холодильном деле и для различных целей в быту и технике. В суровых холодных районах, где зимой нет возможности достать воду для питья, последняя получается из мощного речного и озерного льда.

ВОДА—H_2O. По химическому составу и по происхождению среди природных вод различают следующие главные разновидности: 1) морские воды, с растворенными в них хлористыми и сернокислыми солями Na, Mg и др. (около 3,5%), 2) пресные речные и озерные воды; 3) поверхностные дождевые и грунтовые воды; 4) подземные воды; 5) воды минеральных источников, классифицирующиеся по растворенным в них минеральным веществам

(углекислые, сероводородные, железистые и пр.). Грунтовые подземные воды, содержащие в значительных количествах известковые соли, носят название жестких вод, в отличие от мягких, бедных ими.

Физические и химические свойства. Чистая вода, как известно, наибольший удельный вес, равный 1, имеет при 4°. Плотность водяного пара по отношению к воздуху равна 0,62. Критическая температура для чистой H_2O равна 374°, критическое давление 217 *am*. Труднолетучие растворенные вещества, взаимодействующие с водой, сильно понижают упругость паров и повышают критическую точку.

Вода является средой и важнейшим агентом химических реакций, происходящих в земной коре. Растворяющая способность ее играет огромную роль в переносе химических соединений элементов в виде истинных или коллоидных растворов (золей) при эндогенных и при экзогенных процессах минералообразования. Испарение ее, так же как и падение температуры, обусловливает выпадение из насыщенных растворов кристаллических осадков. При этом в ряде случаев вода входит в состав кристаллогидратов как кристаллизационная, в определенных стехиометрических отношениях.

Электролитическая диссоциация воды на ионы H^{1+} и $[OH]^{1-}$ играет важную роль в процессах гидролиза растворенных солей с образованием гидроокислов, основных и кислых солей.

В гидрогелях вода является важнейшей составной частью, адсорбируясь на поверхности тонкодисперсных коллоидных частиц.

При всех метаморфических процессах вода, как и углекислота, играет роль минерализатора. Даже незначительное ее содержание в твердых средах способствует процессам перекристаллизации минеральных веществ.

Происхождение. При экзогенных процессах на самой поверхности Земли и в атмосфере огромные массы воды находятся в беспрерывном круговороте, испаряясь с поверхности морей, океанов и особенно через растительный лесной покров в атмосферу и вновь выпадая в виде атмосферных осадков. К водам поверхностного происхождения или, как их иногда называют, вадозовым водам относятся почвенные, грунтовые, артезианские и подземные воды, а также многие ключи и минеральные источники.

Значительные количества воды принимают участие и в эндогенных процессах минералообразования. При вулканических извержениях весьма большие массы перегретого водяного пара улетучиваются в атмосферу. При кристаллизации магм в глубинах Земли освобождаются также огромные количества воды, насыщенной различными растворенными соединениями. С этими так называемыми ювенильными водами связаны некоторые горячие минеральные источники (в областях сравнительно молодой вулканической деятельности, например в Калифорнии).

Практическое значение. Огромное значение воды в жизни органического мира и в деятельности человека общеизвестно. Для развития растений почва должна содержать 40—60% влаги. В человеческом теле ее до 70%. Суточное поглощение воды человеком в среднем равно 2,5—3 *л*. Водные ресурсы широко используются человечеством для самых разнообразных технических целей (в паросиловом хозяйстве, гидроэлектростанциями, для мелиорации, в обогащении руд, в химических производствах, в качестве путей сообщения и т. д.). Многие минеральные источники обладают целебными свойствами. Таковы, например, углекислые источники Нарзана, Карловых Вар, Бадена, и др.; железистые источники Железноводска; серные источники Мацесты.

2. ГРУППА КУПРИТА

Из окислов металлов типа A_2O в природных условиях известен лишь один куприт—закись меди (Cu_2O). Искусственно в решетке куприта кристаллизуется также Ag_2O, не установленная в природе.

КУПРИТ—Cu_2O. Название происходит от латинского слова «купрум»—медь. Синоним: красная медная руда. Так называемые кирпичная медная

руда (с примесью гидроокислов железа) и смоляная медная руда (с примесью кремнезема и гидроокислов железа) являются по существу коллоидальными минеральными смесями.

Химический состав. Cu 88,8%, O 11,2%. Очень часто устанавливается в качестве механической примеси самородная медь, а в скрытокристаллических разностях—Fe_2O_3, SiO_2 и H_2O.

Сингония кубическая; пентагон-триоктаэдрический в. с. $3L^44L^36L^2$. **Облик кристаллов** октаэдрический (рис. 144), реже кубический или додекаэдрический. Кристаллы обычно мелки. Изредка наблюдаются игольчатые или волосистые индивиды. Чаще встречается в сплошных зернистых, иногда в землистых (в смеси с посторонними примесями) агрегатах.

Цвет куприта красный до свинцово-серого (в тонкозернистых или скрытокристаллических агрегатах.) **Черта** коричнево-красная или буровато-красная (при растирании вторым бисквитом желтеет). **Блеск** кристаллов в изломе алмазный. В тонких осколках куприт полупрозрачен. $N=2{,}85$.

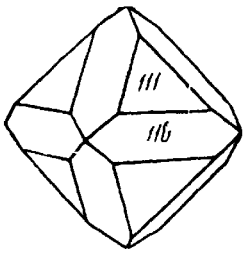


Рис. 144. Кристалл куприта

Твердость 3,5—4. Хрупкий. **Спайность** по {111} несовершенная. **Уд. вес** 5,85—6,15.

Диагностические признаки. Характерными свойствами являются: алмазный блеск, красная черта, и особенно парагенезис с самородной медью, иногда другими вторичными минералами меди—малахитом, азуритом и др. От киновари, прустита и пираргирита отличается по черте (у киновари—яркокрасная, у прустита и пираргирита—красная, зеленеющая при растирании, а у куприта—коричнево-красная), но главным образом по поведению п. п. тр.

П. п. тр. на угле чернеет, затем спокойно плавится и в восстановительном пламени дает королек меди. При нагревании в щипчиках окрашивает пламя в слабый зеленый цвет, а после смачивания HCl—в красивый голубой. В HNO_3 легко растворяется, раствор зеленеет, а от прибавления избытка аммиака становится синим.

Происхождение. Куприт образуется почти исключительно при э к з о г е н н ы х процессах окисления халькозиновых, реже борнитовых руд, распространенных в медных месторождениях в зоне вторичного сульфидного обогащения (ниже уровня грунтовых вод). Массовое развитие его может иметь место главным образом в том случае, когда в силу тех или иных причин (в частности, при понижении базиса эрозии) происходит понижение уровня грунтовых вод и возникшая до этого зона, богатая халькозином, попадает в сферу окисления. Процесс окисления халькозина при растворении в воде образующейся серной кислоты протекает, очевидно, по следующей реакции:

$$Cu_2S + 2O_2 + H_2O \rightarrow Cu_2O + H_2SO_4.$$

Легко видеть, что в случае недостатка кислорода по этой реакции вместо Cu_2O или наряду с ним будет возникать металлическая медь, которая действительно очень часто наблюдается в образцах куприта (узнается по занозистости в изломе купритовых масс).

Вместе с самородной медью изредка встречается в некоторых осадочных породах, содержащих растительные остатки. В этих случаях он, по всей вероятности, является продуктом восстановления органическими веществами сульфата закиси меди при некотором доступе кислорода по схеме:

$$Cu_2SO_4 + C + O \rightarrow Cu_2O + CO_2 + SO_2.$$

В тех случаях, когда концентрация углекислоты в растворах становится значительной, куприт оказывается неустойчивым. В природе широко распространены псевдоморфозы карбоната меди—малахита—по куприту. В более редких случаях он замещается другим карбонатом меди—азуритом.

Практическое значение. Является одной из самых лучших медных руд; в далекие времена купритовые руды вместе с самородной медью, очевидно, представляли собой важнейшие объекты эксплоатации. В настоящее время в значительных массах встречается сравнительно редко.

Месторождения. В больших количествах и в хорошо образованных кристаллах встречался в Гумешевском, Меднорудянском и Турьинских рудниках на Урале, а также в ряде месторождений Алтая и в других местах в ассоциации с малахитом, азуритом, гидроокислами железа и пр. Из зарубежных пользовалось известностью месторождение Шесси близ Лиона, где встречались кристаллы до 2—3 *см* в поперечнике, и многие другие.

3. ГРУППА ЦИНКИТА

К этой группе принадлежат сравнительно редкие в природе простые окислы типа AX, т. е. двухвалентных металлов (Mg, Ni, Fe, Mn, Cd, Ca, Be, Zn), а также Cu, Pb, Pd. Мы здесь кратко рассмотрим лишь тенорит и цинкит.

ТЕНОРИТ—CuO . Cu 79,9%, O 20,1%. Синоним: мелаконит (массивная разность).

Сингония моноклинная. Редкий. Наблюдается обычно в виде тонкочешуйчатых или землистых агрегатов.

Цвет черный или серовато-черный. Черта серовато-черная. Блеск полуметаллический. В полированных шлифах сильно анизотропен.

Твердость 3,5. Хрупкий. Уд. вес 5,8—6,4.

П. п. тр. не плавится. В кислотах легко растворяется.

Встречается в зонах окисления медносульфидных месторождений в ассоциации с купритом, лимонитом, хризоколлой, малахитом, гидроокислами марганца и другими гипергенными минералами. На Урале был описан в районе Турьинских медных рудников (С. Урал), в Меднорудянском месторождении (у г. Нижний Тагил). В больших количествах наблюдался в медных месторождениях в районе Верхнего озера, в штате Мичиган (США), в месторождениях пустыни Атакама (Чили) и др. В тонких чешуйках на лаве встречается на Везувии и Этне, в ассоциации с хлоридами щелочей и меди.

ЦИНКИТ—ZnO. Zn 80,3%, O 19,7%. Сингония гексагональная. Кристаллическая структура типа вюртцита. Наблюдался в виде вкрапленных зерен и сплошных масс.

Цвет оранжево-желтый или темнокрасный. Черта оранжево-желтая. Блеск алмазный. Оптически положительный. $Ng=2{,}029$ и $Nm=2{,}013$.

Твердость 4. Спайность по $\{10\bar{1}0\}$ средняя. Уд. вес 5,66.

П. п. тр. не плавится. В кислотах растворяется. Обладает детекторными свойствами.

В значительных скоплениях встречается в известном контактово-метасоматическом месторождении Франклин в Нью-Джерси (США) в ассоциации с виллемитом, франклинитом (Zn, Mn) Fe_2O_4 в кальцитовых массах. Кристаллы очень редки и наблюдаются только в более поздних кальцитовых жилах. Указывался также в свинцово-цинковом месторождении Олькуш (Польша), близ Саравеццы в Тоскане (Италия) и в других местах.

4. ГРУППА КОРУНДА—ИЛЬМЕНИТА

Кроме диморфных окислов типа A_2X_3 (Al_2O_3, Fe_2O_3), сюда, по данным рентгенометрии, следует отнести также сложные (двойные) окислы типа ABX_3 (где A=Mg,Fe$^{\cdot\cdot}$, Mn$^{\cdot\cdot}$ и B=Ti), кристаллизующиеся в решетке типа корунда. Характерно, что Fe_2O_3 с Fe$^{\cdot\cdot}$TiO_3 при высоких температурах образует непрерывный ряд твердых растворов, распадающихся при охлаждении.

Все минералы этой группы кристаллизуются в тригональной сингонии и имеют однотипные кристаллические структуры (тип Al_2O_3). Лишь Fe_2O_3 в природных условиях встречается в двух модификациях: α-Fe_2O_3—тригональной сингонии и γ-Fe_2O_3—кубической. Симметрия двойных окислов типа $FeTiO_3$ более низкая по сравнению с простыми окислами типа Fe_2O_3, так как катионы их не эквивалентны. Образуются они в условиях относительно высоких температур.

КОРУНД—Al_2O_3. Название минералу дано еще в Индии. Для Al_2O_3 известны следующие полиморфные модификации: 1) α-Al_2O_3 (корунд)—тригональная, наиболее устойчивая в природных условиях; образуется в широком температурном интервале (500—1500°); 2) β-Al_2O_3—гексагональная, устойчивая при очень высоких температурах; превращение α-Al_2O_3 в β-Al_2O_3 происходит при температурах 1500—1800°; эта модификация образуется при очень медленном охлаждении расплава Al_2O_3; 3) γ-Al_2O_3—кубическая, с кристаллической решеткой типа шпинели (так же, как это мы имеем для маггемита); получается искусственно при прокаливании гидрата окиси алюминия (бёмита) при температурах ниже 950°; при более высоких температурах не устойчива—переходит в α-Al_2O_3.

Химический состав. Al 53,2%, O 46,8%. Кристаллические разности исключительно чисты по составу. Ничтожные примеси Cr обусловливают красную, $Fe^{...}$—коричневую (в смеси с Mn) и розовую, Ti—синюю, смесь $Fe^{..}$ и $Fe^{...}$—черную окраску.

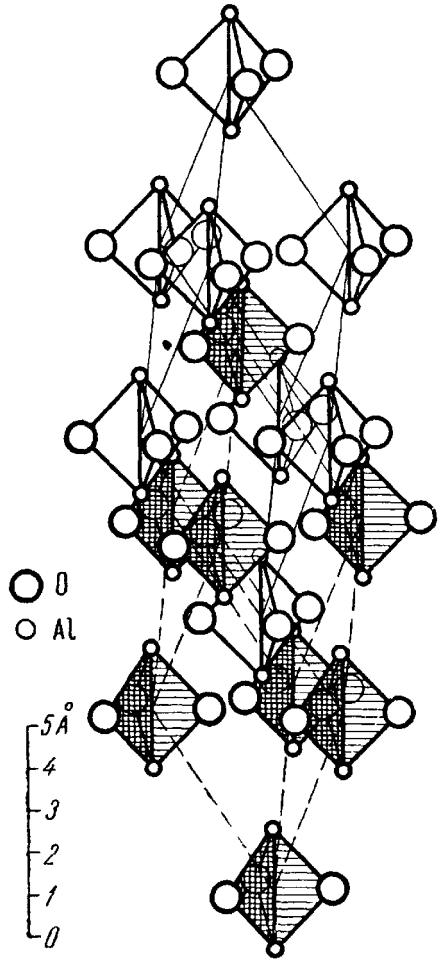


Рис. 145. Кристаллическая решетка корунда, изображенная в виде групп Al_2O_3

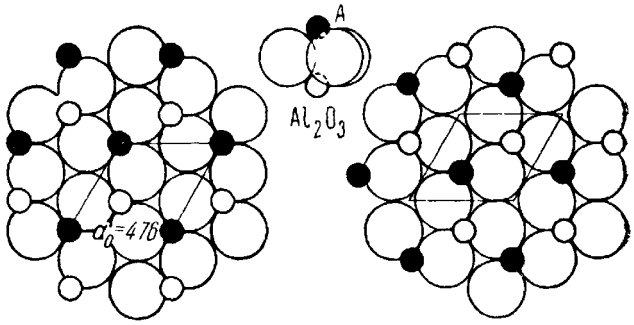


Рис. 146. Два слоя плотнейшей упаковки анионов кислорода с катионами алюминия (в октаэдрических пустотах) в проекции на плоскость (0001)

В гексагональной ячейке располагаются один над другим шесть слоев Al—O. Вверху показана группа Al_2O_3 (в профиле)

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в.с. $L_6^3 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура** Al_2O_3 изображена на рис. 145 в виде групп Al_2O_3 по углам двух ромбоэдров, слагающих элементарную ячейку. Несмотря на кажущуюся сложность, она имеет довольно простую структурную схему. Ионы кислорода находятся в плотнейшей гексагональной упаковке и располагаются листами перпендикулярно тройной оси (рис. 146), наложенными один на другой. Катионы Al располагаются между двумя такими листами в виде гексагонов (с незаселенным центром), заполняя две трети октаэдрических пустот (т. е. пустот между шестью анионами кислорода, три из которых принадлежат одному, а три других, повернутых относительно первых на 180°,—другому листу ионов кислорода). При этом группы каждых трех ионов кислорода образуют общую грань для двух смежных октаэдров в соседних листах. Характерно, что кислородные листы наложены друг

на друга таким образом, что в каждой колонке из октаэдров также чередуются два заселенных с одним незаселенным, причем пары заселенных октаэдров по вертикали образуют винтовые тройные оси.

Облик кристаллов. Обычно наблюдаются довольно хорошо образованные боченковидные, столбчатые, пирамидальные и пластинчатые кристаллы, достигающие иногда больших размеров (до дециметра в поперечнике). Наиболее часто встречаются грани дитригональной призмы $\{11\bar{2}0\}$, дитригональных дипирамид $\{22\bar{4}1\}$, $\{22\bar{4}3\}$, ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ и пинакоида $\{0001\}$ (рис. 147). Часто грани призм и дипирамид, а также грани пинакоида бывают покрыты косой штриховкой. В других случаях наблюдается штриховка в горизонтальном направлении вследствие двойникования по пинакоиду. Корунд обычно бывает вкраплен в породу, но известны месторождения, где он слагает сплошные зернистые массы.

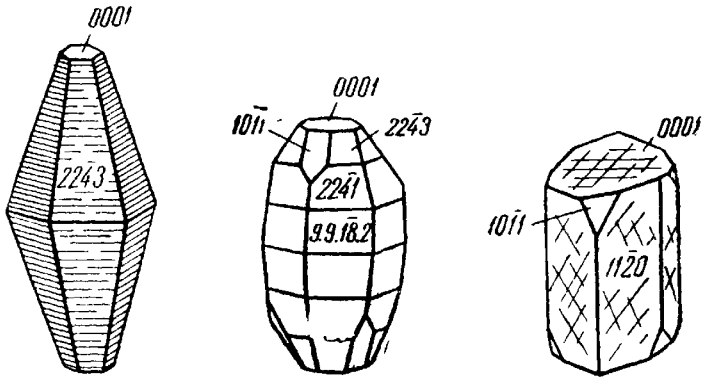


Рис. 147. Кристаллы корунда

Цвет корунда обычно синевато- или желтовато-серый (для мутных полупрозрачных разностей). Встречаются прозрачные кристаллы различной окраски. Разновидности прозрачных драгоценных корундов: лейкосапфир—бесцветный, сапфир—синий, рубин—красный, «восточный топаз»—желтый, «восточный аметист»—фиолетовый, «восточный изумруд»—зеленый, «звездчатый корунд», обладающий астеризмом при рассматривании на свет (в плоскости базопинакоида наблюдается перебегающая при поворотах опалесценция в форме шестилучевой звезды, обусловленная ориентированными микроскопическими включениями механических примесей). **Блеск** стеклянный. $Nm=1{,}767$ и $Np=1{,}759$.

Твердость 9. **Спайность** практически отсутствует. Наблюдается лишь отдельность по пинакоиду, иногда по основному ромбоэдру (вследствие полисинтетического двойникования). **Уд. вес** 3,95—4,10. Температура плавления искусственного корунда 2040°.

Диагностические признаки. Легко узнается по форме кристаллов, штриховке на гранях, часто характерной синевато-серой окраске и высокой твердости. От похожего на него дистена (Al_2SiO_5) отличается по отсутствию совершенной спайности и по высокой твердости. Рубин от красной шпинели отличим по форме кристаллов, а в неправильных зернах—только под микроскопом. П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется.

Происхождение. Иногда встречается в богатых глиноземом и бедных кремнеземом глубинных магматических породах—корундовых сиенитах и анортозитах в ассоциации с полевыми шпатами, изредка в других породах (андезитах, базальтах и др.). Известны также корундсодержащие сиенитовые пегматиты, имеющие промышленное значение.

Контактово-метасоматические месторождения корунда образуются в кристаллических известняках по соседству с изверженными породами. Здесь он часто бывает представлен драгоценными разновидностями (рубином, сапфиром и др.). В ряде случаев месторождения его возникают в связи с резким воздействием пневматолитических агентов на глиноземистые осадочные и изверженные породы. Корунд в этих случаях ассоциирует с такими минералами, как андалузит, силлиманит, а также рутил, диаспор и др.

Корундовые породы могут образоваться также в результате регионального метаморфизма вне прямой связи с изверженными породами. Породы при этом превращаются обычно в кристаллические сланцы.

Являясь химически очень устойчивым минералом, он часто устанавливается в россыпях.

При гидротермальных процессах ранее образовавшийся корунд иногда подвергается гидратации, т. е. превращению в диаспор ($HAlO_2$). В поверхностных условиях этого явления не наблюдается, за редкими сомнительными исключениями.

Практическое значение. Корунд, обладающий высокой твердостью, главное применение находит в качестве абразивного материала. С этой целью из него изготовляются точильные корундовые круги, диски, наждачные бумаги и порошки («минутники»), используемые при шлифовании и полировке различных изделий (главным образом в металлообрабатывающей промышленности). Прозрачные окрашенные разности употребляются в качестве драгоценных камней в ювелирном деле.

В последнее время в ряде стран, обладающих дешевой электроэнергией, начали приготовлять искусственный корунд (алунд) путем электроплавки богатых глиноземом пород, в частности бокситов. Искусственный корунд перед естественным обладает преимуществами—чистотой и крупнозернистостью. В специальных печах путем сплавления порошка Al_2O_3 с 2,5% Cr_2O_3 получаются рубины, тождественные природным, а с Ti и также с Co—сапфиры.

Месторождения. В СССР наиболее интересное месторождение высококачественного корундового сырья Семиз-Бугу находится в Баян-Аульском районе Казахстана (в 320 *км* к юго-западу от г. Павлодара). Гнездообразные рудные тела сложены здесь почти сплошным зернистым корундом темносинего или серого цвета. От вмещающих их кварцитов они отделены зонами андалузитовой породы. С корундом парагенетически связаны мусковит, местами гематит, рутил, диаспор и другие минералы. Ряд месторождений корунда известен на восточном склоне Урала—в Кыштымском районе, в верховьях р. Борзовки, в виде корундовых плагиоклазовых жил среди ультраосновных пород, вдоль восточного берега оз. Иртяш, где среди метаморфических пород, в частности мраморов, располагаются линзообразной и неправильной формы тела наждака, содержащего хлоритоиды и сульфиды.

Из иностранных большой известностью пользуются месторождения драгоценных прозрачных корундов (рубина и сапфира) в Индии: в Верхней Бирме (в зоне контакта мраморов с гранитами), в Сиаме (в россыпях, главным образом сапфир) и др.

ГЕМАТИТ—α-Fe_2O_3. Название происходит от греческого слова «гематикос»—кровавый. В природе известны две полиморфные модификации окиси железа: α-Fe_2O_3—тригональная, устойчивая и γ-Fe_2O_3—кубическая, неустойчивая, которую мы рассмотрим отдельно. Синонимы: железный блеск, железная слюдка, красный железняк (плотная скрытокристаллическая разность), железная сметана (красная порошковатая разность). Мартитом называют псевдоморфозы гематита по магнетиту.

Химический состав. Fe 70,0%, O 30,0%. Иногда в виде изоморфных примесей присутствуют Ti (титангематит) и Mg. В незначительных количествах обнаруживается также вода (гидрогематит, встречающийся обычно в колломорфном виде). В скрытокристаллических плотных массах часто устанавливается присутствие кремнезема и глинозема в виде механических примесей.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрическая в. с. $L_6^3 3L^2 PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре корунда (см. рис. 145). **Облик кристаллов.** Сравнительно часто встречается в пластинчатых, ромбоэдрических и таблитчатых кристаллах (рис. 148), образующихся в пустотах. Обычны формы: ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}4\}$, пинакоида $\{0001\}$, дитригонального скаленоэдра $\{22\bar{4}3\}$ и др. Вследствие образования полисинтетиче-

ских двойников по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}, плоскости пинакоида, так же как у корунда, бывают покрыты трехугольной штриховкой (рис. 148), а плоскости ромбоэдра {10$\bar{1}$1}—параллельной диагональной штриховкой. Простые двойники наблюдаются редко, преимущественно по ромбоэдру и также по призме. Известны оригинальные скопления слегка искривленных пластинчатых кристаллов, сросшихся по плоскостям, близким к положению пинакоида (так называемые «железные розы»). **Агрегаты.** Часто встречается в сплошных плотных скрытокристаллических массах, листоватых или чешуйчатых агрегатах. Крупные почкообразные формы с радиальноволокнистым строением носят название «красной стеклянной головы» (см. рис. 45). В очень многих случаях тонкораспыленная безводная окись железа в отдельных минералах и горных породах окрашивает их в интенсивный красный цвет. Таковы, например, сургучно-красные яшмы (кремнистые породы), красные мраморы, красные глинистые сланцы.

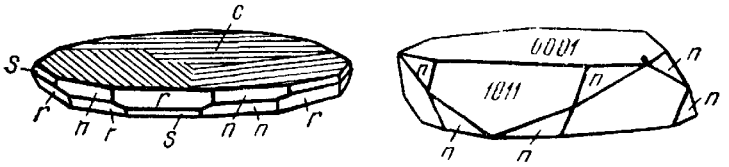


Рис. 148. Кристаллы гематита n {22$\bar{4}$3}, r {10$\bar{1}$1}, c {0001}

Цвет кристаллических разностей гематита железно-черный до стально-серого. В тончайших пластинках он просвечивает густокрасным цветом. Землистые, распыленные разности обладают яркокрасным цветом. **Черта** вишнево-красная. **Блеск** полуметаллический. Иногда наблюдается синеватая побежалость. Полупрозрачен только в очень тонких пластинках. $Nm=3{,}01$ и $Np=2{,}78$ (для Li—света).

Твердость 5,5—6. Хрупок. Спайность отсутствует. Характерна грубая отдельность по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}. **Уд. вес** 5,0—5,3.

Диагностические признаки. Довольно легко отличается от похожих на него минералов (ильменита, магнетита, гётита, бурнонита и др.) по вишнево-красной черте, высокой твердости, пластинчатым или чешуйчатым агрегатам и по отсутствию магнитности.

П. п. тр. не плавится. Характерно, что в восстановительном пламени при высокой температуре он становится магнитным (превращается в магнетит). Очень медленно растворим в HCl.

Происхождение. Гематит образуется в окислительных условиях в самых различных генетических типах месторождений и горных пород. Температуры образования могут колебаться в широких пределах, но при высоких температурах он не устойчив.

1. Как составная часть в очень незначительных количествах он иногда присутствует в изверженных породах, преимущественно кислых (в гранитах, сиенитах, андезитах и др.). Сравнительно редко встречается также в пегматитах как минерал, образовавшийся в гидротермальную фазу процесса.

2. В некоторых гидротермальных месторождениях он встречается в значительных массах в ассоциации с кварцем, баритом, иногда магнетитом, сидеритом, хлоритом и другими минералами. Явления позднейшего восстановления его до магнетита наблюдаются довольно часто. Однако в других местах устанавливается обратный процесс—превращение магнетита в гематит (процесс мартитизации). Очевидно, эти явления связаны с изменением окислительно-восстановительного потенциала уже после отложения этих минералов из гидротермальных растворов.

3. Как продукт вулканических эксгаляций, обычно в небольших количествах, встречается в виде кристаллов и налетов на стенках кратеров вулканов и в трещинах лав. В 1817 г. на Везувии в одной из трещин в течение 10 дней таким путем отложилась масса гематита мощностью около 1 *м*. По всей вероятности, он является результатом разложения летучих хлористых соединений железа.

4. В коре выветривания, в условиях сухого жаркого климата, гематит и гидрогематит возникают в результате дегидратации первоначально образующихся гидроокислов железа. Этот необратимый переход легко доказывается искусственным путем при постепенном обезвоживании гётита. Нередко эти минералы ассоциируют с гидроокислами алюминия — диаспором и бёмитом (в железистых яркокрасных бокситах).

Известны гематито-гидрогематитовые образования натечной формы («красная стеклянная голова»), обладающие концентрически-скорлуповатым строением и занозистым изломом. Отдельные концентрические зоны состоят из радиальноволокнистых масс то гематита, то гидрогематита, иногда гётита. Условия образования их недостаточно изучены. Вероятно, они являются продуктом дегидратации аналогичных по форме бурых железняков.

Наконец, следует указать, что в странах с жарким климатом в верхних зонах магнетитовых месторождений нередко широко проявляется мартитизация, т. е. окисление магнетитовых масс с превращением их в гематитовые массы по реакции: $4\,Fe_3O_4+O_2=6Fe_2O_3$.

5. При процессах регионального метаморфизма, в условиях повышенной температуры и повышенного давления, гематит нередко в весьма больших массах возникает за счет осадочных месторождений бурых железняков путем их дегидратации. Таковы, в частности, оолитовые красные железняки, сланцы с железной слюдкой и железистые кварциты, состоящие из прослойков кварцита, перемежающихся с прослойками тонкочешуйчатого плотного гематита. Подобные кварциты содержат иногда огромные по размерам тела гематито-магнетитовых сплошных руд.

Гематит как высший окисел железа является химически стойким минералом в зоне окисления. Иногда наблюдаются лишь явления физического выветривания (дезагрегации) гематитовых масс с образованием «железной сметаны». Превращение кристаллических разностей его в гидроокислы устанавливается исключительно редко, и притом в совершенно особых условиях и в очень незначительном масштабе.

Практическое значение. Гематитовые руды принадлежат к числу важнейших железных руд, из которых выплавляются чугун и сталь. Значение их в народном хозяйстве и промышленности общеизвестно. Содержание железа в сплошных гематитовых рудах обычно колеблется от 50 до 65%. Чистые разности порошковатого гематита употребляются в качестве красок и для изготовления красных карандашей.

Месторождения. В СССР крупнейшие месторождения высококачественных гематито-магнетитовых руд находятся в Кривом Роге (Украина) в докембрийских железистых кварцитах, являющихся результатом регионального метаморфизма первоначально осадочных железистых толщ, многократно собранных в крутые складки. Примером гидротермальных месторождений является Кутимское (С. Урал), руды которого залегают в палеозойских доломитах и представлены кристаллическими массами крупнопластинчатого гематита, местами превращенного в магнетит. Оолитовые красные железняки в виде пластовых залежей распространены на западном склоне Среднего Урала — в Кусье-Александровском и Пашийском районах. Мартитовые руды в существенных количествах встречаются в верхних зонах ряда крупных магнетитовых месторождений Урала: на горах Магнитной, Высокой (у г. Нижнего Тагила) и др.

Из месторождений вне СССР отметим крупнейшие месторождения в докембрийских метаморфизованных толщах в районе Верхнего озера (США) и в Минас-Жерайж (Бразилия). Большой интерес в минералогическом отношении представляет контактово-пневматолитовое месторождение на о. Эльба, откуда происходят замечательные кристаллы железного блеска, экспонирующиеся во многих минералогических музеях. Железные розы встречаются в ряде мест в Альпах (Сен-Готтард и др.).

ИЛЬМЕНИТ—$FeTiO_3$, или $FeO \cdot TiO_2$. Название происходит от Ильменских гор (Ю. Урал), где он впервые был установлен. Синоним: титанистый железняк.

Химический состав. Fe 36,8%, Ti 31,6%, O 31,6%. В качестве изоморфных примесей может содержать: Mg, нередко в значительных количествах (пикроильменит); иногда Mn (до нескольких процентов). Существуют непрерывный изоморфный ряд $FeTiO_3$—$MgTiO_3$ и, вероятно, ряд $FeTiO_3$—$MnTiO_3$.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. L_6^3C. **Кристаллическая структура** аналогична структуре корунда, с той лишь разницей, что места Al поочередно занимаются Fe^{2+} и Ti^{4+}. Такая замена разнородными ионами ведет к снижению симметрии кристаллической решетки. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый (рис. 149), ромбоэдрический, иногда пластинчатый. Наиболее часто наблюдаются следующие формы: пинакоид {0001}, ромбоэдры {10$\bar{1}$1}, {02$\bar{2}$1}, {22$\bar{4}$3} и др. Двойники по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}. Обычно встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы, редко в сплошных зернистых массах. Под микроскопом ильменит в виде пластинчатых выделений устанавливается в некоторых разностях гематита в качестве продукта распада твердых растворов, но гораздо чаще он наблюдается в так называемых титаномагнетитах и изредка в некоторых титанистых разностях авгитов и других минералов, тоже как продукт распада твердых растворов.

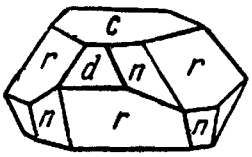


Рис. 149. Кристалл ильменита $c\{0001\}$, $n\{20\bar{4}3\}$, $r\{10\bar{1}1\}$

Цвет ильменита железно-черный или стально-серый. **Черта** большей частью черная, иногда бурая или буровато-красная (для разностей, содержащих в виде включений гематит). **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен.

Твердость 5—6. **Спайность** весьма несовершенная по ромбоэдру {10$\bar{1}$1}. **Уд. вес** 4,72. Слабо магнитен.

Диагностические признаки. Похож на гематит. В кристаллах отличим по их формам (присутствуют только ромбоэдры, нет граней скаленоэдров и гексагональных дипирамид). В сплошных массах от гематита отличается по черте и слабой магнитности.

П. п. тр. не плавится. В восстановительном пламени становится явно магнитным. В порошке с трудом растворяется в концентрированной HCl с выделением окиси титана. После сплавления с $KHSO_4$ при кипячении с оловом дает синевато-фиолетовый раствор, при разбавлении водой розовый (реакция на титан).

Происхождение. В виде вкрапленности ильменит встречается в основных изверженных породах (габбро, диабазах, пироксенитах и др.), часто в ассоциации с магнетитом, а также в щелочных породах. В значительных количествах он иногда наблюдается в пегматитах некоторых типов (сиенитовых) в парагенезисе с полевыми шпатами, биотитом, ильменорутилом и др.

В гидротермально измененных изверженных породах ильменит, как правило, наблюдается в разложенном состоянии, будучи превращен в так называемый лейкоксен. Известны также случаи разложения ильменита с образованием механической смеси гематита и рутила с сохранением внешней формы кристаллов ильменита.

Практическое значение. В случае крупных скоплений может являться рудой на титан, используемой в виде TiO_2 в качестве белой краски (титановых белил с высокой кроющей способностью), а также для сплавов с железом — ферротитана, содержащего 10—15% Ti, для изготовления особых сортов стали и для других целей.

Месторождения. В СССР вросшие кристаллы ильменита, иногда значительных размеров, встречаются в пегматитах Ильменских гор около г. Миасса (Ю. Урал) среди нефелиновых сиенитов. В виде включений в титаномагнетитах он широко распространен во многих месторождениях.

Из иностранных месторождений отметим норвежские: Экерзунд-Зоггендаль в виде жил в норитах (основная изверженная порода), Крагерё, где встречаются крупные кристаллы до 6—7 *кг* весом, и др.

5. ГРУППА БРАУНИТА

Сюда относятся окислы Mn, частью с Fe, существенно отличающиеся по кристаллическому строению от минералов группы корунда.

БРАУНИТ—$Mn^{\cdot\cdot}Mn^{\cdot\cdot\cdot\cdot}O_3$. Часто пишут сокращенную формулу: Mn_2O_3.

Химический состав. MnO 44,8%, MnO_2 55,2%. Часто содержит кремнезем до 8% и обнаруживает излишек закиси марганца против формулы. Кроме того, в брауните нередко устанавливается железо, иногда до 10% и выше. Спектроскопически обнаруживается также присутствие B и Ba. Последний элемент, возможно, связан с баритом, являющимся обычным спутником брауните.

Сингония тетрагональная. Рентгенометрически недостаточно изучен. Кристаллы имеют октаэдрический облик (рис. 150); тетрагональная дипирамида, приближающаяся по углам к октаэдру, находится иногда в комбинации с гранями призмы и пинакоида. Чаще наблюдается в сплошных зернистых агрегатах.

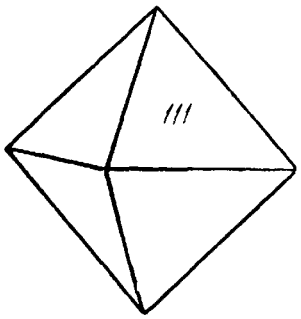


Рис. 150. Кристалл брауните

Цвет брауните черный. **Черта** буровато-черная. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен.

Твердость 6. **Спайность** заметная по {111}. **Уд. вес** 4,7—5,0. Не магнитен.

Диагностические признаки. Похож на многие марганцевые черные минералы. Для него характерны высокая твердость, буровато-черная черта. С достоверностью может быть установлен в полированных шлифах под микроскопом.

П. п. тр. не плавится. С бурой дает реакцию на Mn. В HCl с трудом растворяется с выделением из раствора хлора и студенистого кремнезема. В HNO_3 разлагается на MnO и MnO_2 (в осадке).

Происхождение. Возникает в восстановительных условиях, но устойчив в пределах определенных значений восстановительно-окислительного потенциала. В более восстановительной обстановке замещается гаусманитом (Mn_3O_4). Встречается в некоторых контактово-метасоматических месторождениях, а также в гидротермальных жилах в ассоциации с различными минералами марганца и железа, баритом, кварцем и др. В значительных массах распространен в регионально-метаморфизованных осадочных месторождениях марганца.

В зоне окисления браунит не устойчив: постепенно окисляясь до высшей валентности, превращается в псиломелан, а затем в более устойчивый в присутствии кислорода пиролюзит (MnO_2).

Практическое значение. Браунитовые руды принадлежат к числу важнейших марганцевых руд, используемых в черной металлургии для выплавки ферромарганца, который идет в присадку при выплавке сталей в мартеновских печах. Бедные марганцем руды употребляются для подшихтовки при выплавке обыкновенных чугунов в домнах.

Месторождения. В СССР в больших массах находится в ряде метаморфизованных осадочных месторождений в Центральном Казахстане: Джезды в Карсакпайском районе, где он в виде сплошных зернистых агрегатов наблюдается также в небольших жилах гидротермального происхождения, Караджал в Атасуйском районе и др. На Урале известно гидротермальное месторождение Сапальское (у г. Нижний Тагил) в известняках, где браунит ассоциирует с гаусманитом, гематитом, магнетитом, якобситом, сульфидами железа, отчасти свинца, и другими минералами.

Из иностранных месторождений следует указать крупные метаморфизованные месторождения Индии, Бразилии, Южной Африки (Постмасбург) и др.

6. ГРУППА ШПИНЕЛИ

Минералы группы шпинели типа $R\ddot{O}\cdot R_2O_3$, согласно данным рентгенометрии, должны рассматриваться как двойные окислы, а не как соли кислородных кислот, т. е. не как алюминиаты, ферриаты и др. В этой группе широко представлены изоморфные смеси. В качестве трехвалентных металлов, замещающих друг друга, принимают участие: Fe^{3+}, Al^{3+}, Cr^{3+} и Mn^{3+}, а в качестве двухвалентных—главным образом Mg^{2+}, Fe^{2+}, иногда Zn^{2+}, Mn^{2+} и изредка, обычно в небольших количествах, Ni^{2+} и Co^{2+}. Характерно, что двухвалентные ионы с большими ионными радиусами—Pb, Sr, Ca, Ba, а также одновалентные—Na и K совершенно не участвуют в составе минералов этой группы. В зависимости от сочетаний перечисленных элементов различают большое количество минеральных видов, имеющих много общих свойств в форме кристаллов, физических признаках и условиях образования (возникают преимущественно при высоких температурах и давлениях).

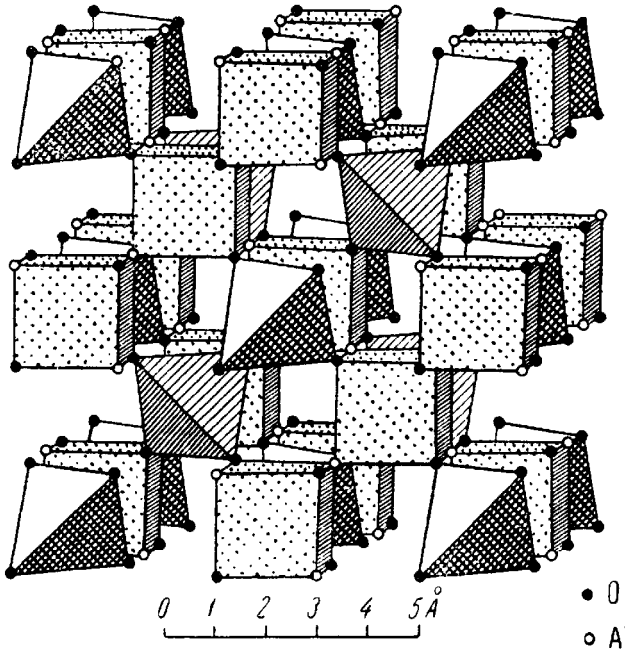


Рис. 151. Кристаллическая решетка шпинели

Ионы кислорода располагаются в вершинах всех тетраэдров; ионы Al—в вершинах, общих двум кубам; ионы Mg—в центрах тетраэдров (на рисунке не показаны)

Подавляющая их масса кристаллизуется в кубической сингонии, образуя кристаллы преимущественно октаэдрического облика. Лишь некоторые принадлежат к тетрагональной сингонии, причем облик кристаллов также октаэдрический. Особняком стоит соединение аналогичной химической формулы—хризоберилл. Ионный радиус Be^{2+} настолько мал, что это соединение имеет существенно отличную структуру, кристаллизуясь в ромбической сингонии.

Кристаллическая структура минералов группы шпинели имеет довольно сложный вид (рис. 151). Кислородные ионы плотно упакованы в плоскостях, параллельных граням октаэдра. Двухвалентные катионы (Mg^{2+}, Fe^{2+} и др.) окружены четырьмя ионами кислорода в тетраэдрическом расположении, в то время как трехвалентные катионы (Al^{3+}, Fe^{3+}, Cr^{3+} и др.) находятся в окружении шести ионов кислорода по вершинам октаэдра. При этом каждый ион кислорода связан с одним двухвалентным и тремя трехвалентными катионами. Таким образом, структура характеризуется сочетанием изометрических «структурных единиц»—тетраэдров и октаэдров, причем каждая вершина является общей для одного тетраэдра и трех октаэдров.

Эти особенности структуры хорошо объясняют такие свойства этих минералов, как оптическая изотропия, отсутствие спайности, химическая и термическая стойкость соединений, довольно высокая твердость и прочие.

ШПИНЕЛЬ—$MgAl_2O_4$. Происхождение названия неизвестно. Прозрачные разности, красиво окрашенные в различные цвета (красный, розовый, зеленый, синий, фиолетовый и др.), носят название благородной шпинели.

Химический состав. MgO 28,2%, Al_2O_3 71,8%. Наблюдаются примеси: Fe_2O_3, обусловливающая бутылочно-зеленую окраску (хлорошпинель); FeO, которая вместе с Fe_2O_3 вызывает коричневую или черную окраску; иногда ZnO, MnO, Cr_2O_3.

Сингония кубическая, гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L^36L^29PC$. Кристаллическая решетка является типической и описана выше. **Облик кристаллов.** Шпинель встречается преимущественно в виде вросших октаэдрических кристаллов (рис. 152), обычно небольших размеров, но иногда попадают очень крупные экземпляры (до 25 *см*). Двойники характерны по (111) — плоскостям плотнейшей упаковки ионов кислорода. Отсюда название: двойники «по шпинелевому закону» (рис. 153).

Цвет. Бесцветные разности наблюдаются редко, большей частью шпинель окрашена в различные цвета. **Блеск** стеклянный. Оптически изотропна $N=1{,}718—1{,}75$

Твердость 8. Примеси Fe_2O_3 и Cr_2O_3 понижают ее до 7,5—7. **Спайность** по {111} несовершенная. **Уд. вес** 3,5—3,7 (наименьший у минералов из группы шпинели). Температура плавления 2150°.

Диагностические признаки. Характернейшими признаками шпинели являются октаэдрический облик кристаллов и высокая твердость. Исследование порошка минерала в поляризованном свете под микроскопом без труда дает возможность отличить изотропную шпинель от двупреломляющих, аналогичных по окраске и похожих по форме разновидностей корунда. От других минералов группы шпинели она отличается по наименьшему удельному весу.

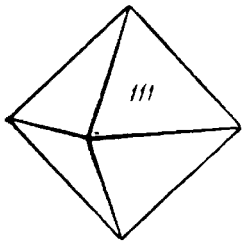


Рис. 152. Кристалл шпинели
Обычная форма вообще для всех шпинелидов

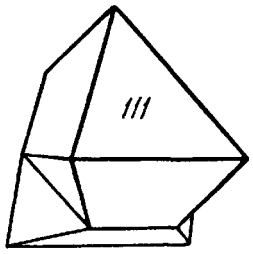


Рис. 153. Двойник по «шпинелевому закону»

П. п. тр. не плавится. Кислоты не действуют.

Происхождение. Шпинели наиболее часто встречаются в контактово-метасоматических образованиях среди доломитов и магнезиальных известняков в результате воздействия на них пневматолитовых агентов магмы при высоких температурах. В парагенезисе с ними наблюдаются различные минералы того же происхождения: гранаты, пироксены, хлорсодержащие силикаты и др.

Изредка встречается в пегматитах и магматических горных породах. Известны находки ее также в глубинных сильно метаморфизованных породах: гнейсах и кристаллических сланцах.

В поверхностных условиях шпинель совершенно устойчива и потому часто встречается в россыпях.

Практическое значение. В качестве драгоценных камней употребляются лишь совершенно прозрачные, лишенные трещиноватости кристаллы. Добыча производится обычно попутно с добычей золота или самоцветов (рубина). В рубиновых копях Могон (Северная Бирма) благородная шпинель ежегодно добывалась в количествах до 10 000 каратов попутно с рубином (до 50 000 каратов). Крупных скоплений в коренных породах не известно.

Месторождения. Сколько-нибудь значительные месторождения благородной шпинели в СССР пока не установлены. Отдельные экземпляры ее изумрудно-зеленой окраски были обнаружены в россыпях по р. Каменке в Кочкарском районе (Ю. Урал); очевидно, она вместе с другими самоцветами образуется при разрушении распространенных в районе пегматитов. Затем, были найдены шпинели синей и фиолетовой окраски в окрестностях оз. Байкал, а красные разности—в Фергане в копях Шугнана (близ границы с Афганистаном).

Крупнейшие месторождения благородной красной шпинели известны на островах Цейлоне и Борнео (в золотоносных россыпях), а также в Бирме, Сиаме, Афганистане и в других местах.

МАГНЕТИТ $FeFe_2O_4$. Происхождение названия минерала не ясно. Предполагают, что оно связано с местностью Магнезия (в Македонии) или

с именем пастуха Магнес, впервые нашедшего природный магнитный камень, который притягивал к себе железный наконечник его палки и гвозди его сапогов. Синоним: магнитный железняк.

Химический состав. FeO 31%, Fe_2O_3 69% (Fe 72,4%). Обычно бывает сравнительно чистым по составу. Разновидности: титаномагнетит с содержанием TiO_2 (до нескольких процентов), которая при высоких температурах входит в состав минерала в виде твердого раствора; хромомагнетит с содержанием Cr_2O_3 (до нескольких процентов). Изредка встречаются разности, богатые MgO (до 10%), Al_2O_3 (15%) и др.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре шпинели.

Облик кристаллов. Нередко наблюдающиеся кристаллы имеют октаэдрический, реже ромбо-додекаэдрический облик (рис. 154). Грани {110} часто бывают покрыты штрихами, параллельными длинной диагонали ромбов. В базальтовом стекле под микроскопом устанавливается в виде мельчайших дендритов. Двойники по (111). **Агрегаты.** Большей частью встречается в сплошных зернистых массах или в виде вкраплений в изверженных, преимущественно основных породах. В пустотах можно встретить друзы кристаллов.

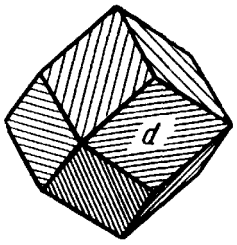


Рис. 154. Кристалл магнетита *d* {110}. Ахматовская копь около Златоуста (Южный Урал)

Цвет магнетита железно-черный, иногда с синеватой побежалостью на кристаллах. **Черта** черная. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен.

Твердость 5,5—6. Хрупок. **Спайность** отсутствует. Иногда наблюдается отдельность по {111}. **Уд. вес** 4,9—5,2. **Прочие свойства.** Сильно магнитен, иногда полярно. При красном калении (около 580°) магнетизм внезапно исчезает, но по охлаждении снова обнаруживается.

Диагностические признаки. По магнитности и черной черте обычно легко узнается и отличается от сходных с ним по внешнему виду минералов (гематита, гётита, гаусманита, хромита и др.), но не всегда отличим от реже встречающихся богатых закисью и окисью железа других минеральных видов группы шпинели: феррохромита, якобсита и др.

П. п. тр. не плавится. В окислительном пламени вначале превращается в маггемит (γ-Fe_2O_3), затем в гематит, теряя магнитность. С бурой и фосфорной солью реагирует на железо (бутылочно-зеленое стекло). В HCl в порошкообразном состоянии растворяется.

Происхождение. Магнетит, в отличие от гематита, образуется в восстановительных условиях и встречается в самых различных генетических типах месторождений и горных пород.

1. В магматических горных породах он обычно наблюдается в виде вкрапленности. С основными породами (габбро) нередко генетически связаны магматические месторождения титаномагнетита в виде неправильной формы скоплений и жил.

2. В незначительных количествах он присутствует во многих пегматитах в парагенезисе с биотитом, сфеном, апатитом и другими минералами.

3. В контактово-метасоматических образованиях он часто играет весьма существенную роль, сопровождаясь гранатами, пироксенами, хлоритами, сульфидами, кальцитом и другими минералами. Известны крупные месторождения, образовавшиеся на контакте известняков с гранитами и сиенитами.

4. Как спутник магнетит встречается в гидротермальных месторождениях, главным образом в ассоциации с сульфидами (пирротином, пиритом, халькопиритом и другими). Сравнительно редко он образует самостоятельные месторождения в ассоциации с сульфидами, апатитом и другими минералами.

5. В экзогенных условиях образование магнетита может происходить лишь в исключительных случаях. Присутствие магнетитовых зернышек в современном морском иле, как полагают, является результатом не только сноса их с суши в виде обломочного материала, но также в виде новообразований на месте за счет гидроокислов железа под восстанавливающим влиянием разлагающихся органических веществ.

6. При региональном метаморфизме магнетит, так же как и гематит, возникает при дегидратации гидроокислов железа, образовавшихся в осадочных породах при экзогенных процессах, но в восстановительных условиях (при недостатке кислорода). К такого рода образованиям относят многие крупные по размерам пластовые залежи гематито-магнетитовых руд, встречающиеся среди метаморфизованных осадочных толщ.

В зоне окисления он является сравнительно устойчивым минералом. При механическом разрушении горных пород он, освобождаясь от своих спутников, повсеместно переходит в россыпи. В черных шлихах, получающихся при промывке золотоносных песков, он является главной составной частью.

При выветривании он с большим трудом поддается гидратации, т. е. превращению в гидроокислы железа. Этот процесс наблюдается редко и сравнительно в очень небольших размерах.

Явление мартитизации (образование псевдоморфоз гематита по магнетиту) наблюдается в зонах жаркого климата. Локально проявляющаяся мартитизация магнетита устанавливается также в гидротермальных и метаморфизованных месторождениях, не имеющих никакой связи с экзогенными процессами.

Практическое значение. Магнетитовые руды, содержащие нередко около 60% Fe, представляют собой важнейшее сырье для выплавки чугуна и стали. Вредными примесями в руде считаются фосфор, содержание которого при бессемеровском способе плавки не должно превышать 0,05%, а для качественного металла—0,03%, и сера, предельное максимальное содержание которой должно быть не выше 1,5%. При плавке руд по томасовскому способу, при котором фосфор переводится в шлак, содержание его должно быть не ниже 0,61 и не выше 1,50%. Получающийся при этом фосфористый шлак носит название томасшлака и используется в качестве удобрения.

Месторождения. Из многочисленных месторождений СССР приведем лишь отдельные примеры.

1. К числу магматических месторождений относится Кусинское месторождение титаномагнетита, содержащего также повышенное количество ванадия (на Урале в 18 *км* к северу от г. Златоуста). Это месторождение представлено жилами сплошных руд, залегающими среди материнских измененных изверженных пород габбровой формации. Магнетит тесно ассоциирует здесь с ильменитом и хлоритом.

2. Примером контактово-метасоматических месторождений является известная гора Магнитная (Ю. Урал). Мощные магнетитовые залежи располагаются среди гранатовых, пироксено-гранатовых и других скарнов, образовавшихся при воздействии эманаций гранитной магмы на известняки. В некоторых участках рудных залежей магнетит ассоциирует с первичным гематитом. Руды, залегающие ниже зоны окисления, содержат вкрапленные сульфиды (пирит, изредка халькопирит, галенит и др.).

К числу таких же месторождений относятся на Урале: гора Высокая (у г. Нижнего Тагила), гора Благодать (в Кушвинском районе), а также Дашкесан (Азербайджанская ССР) и др.

3. Крупнейшее месторождение Кривой Рог (Украина) относится к числу регионально-метаморфизованных осадочных месторождений. В толще слоистых железистых кварцитов, кроме типичных пластовых залежей, сплошные железные руды представлены также столбо-

образными залежами с линзовидной формой в поперечном сечении, уходящими на значительную глубину.

К числу аналогичных по генезису месторождений относятся: Курская магнитная аномалия (к юго-востоку от г. Курска), магнетито-гематитовые руды в Центральном Казахстане и др.

Из иностранных отметим крупнейшие месторождения Кируна-ваара и Люоссаваара в Швеции, залегающие в виде мощных жилообразных залежей в метаморфизованных толщах; магнетит ассоциирует здесь с апатитом. Огромные месторождения магнетито-гематитовых руд США располагаются в районе Верхнего озера среди древнейших метаморфизованных сланцев, в Лабрадоре (Нью-Фаундленд) и др.

ХРОМШПИНЕЛИДЫ—с общей формулой $(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe)_2O_4$. Все относящиеся сюда минеральные виды в природе встречаются в одинаковых условиях и по внешним признакам настолько похожи друг на друга, что практически без химического анализа невозможно отличить разные по составу виды. В практике разведочного и горного дела все они называются просто «хромитами». По составу различают следующие главные минеральные виды: собственно хромит—$FeCr_2O_4$ (встречается в метеоритах, в земной коре очень редок), магнохромит—$(Mg,Fe)Cr_2O_4$, алюмохромит—$Fe(Cr,Al)_2O_4$ и хромпикотит—$(Mg,Fe)(Cr,Al)_2O_4$. Впервые хромит был открыт на Урале в 1799 г.

Химический состав. Содержание Cr_2O_3 в наиболее часто встречающихся хромшпинелидах колеблется в весьма широких пределах: от 18 до 62%, FeO 0—18%, MgO 6—16%, Al_2O_3 0—33%, Fe_2O_3 2—30%. Кроме того, в виде изоморфных примесей иногда присутствуют (в %): TiO_2 до 2, V_2O_3 до 0,2, MnO до 1, ZnO до нескольких единиц, NiO до десятых долей, CoO до сотых долей и CaO до десятых долей.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** аналогична шпинели. **Облик кристаллов.** Встречаются в виде октаэдрических мелких кристаллов. Обычно же наблюдаются в округленных или не совсем правильной формы зернах и в сплошных зернистых агрегатах.

Цвет хромшпинелидов черный. В тонких шлифах полупрозрачны или просвечивают густокрасным или коричнево-красным цветом. Лишь богатые FeO и Fe_2O_3 разности совершенно непрозрачны. **Черта** бурая. **Блеск** металловидный. $N=2{,}07—2{,}16$ (единичные определения).

Твердость 5,5—7,5. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 4,0—4,8. **Прочие свойства.** Хромшпинелиды, содержащие FeO и Fe_2O_3, обнаруживают слабые магнитные свойства. Разности, богатые этими компонентами и бедные Cr_2O_3, сильно магнитны.

Диагностические признаки. Общими отличительными признаками хромшпинелидов являются черный цвет, бурая черта, высокая твердость и реакция на хром. Эти минералы настолько постоянно встречаются в ультраосновных породах (дунитах, перидотитах и серпентинитах), что в полевых условиях по указанным признакам почти безошибочно можно узнавать их.

П. п. тр. не плавятся. Перл буры или фосфорной соли в холодном состоянии изумрудно-зеленый (реакция на хром). В кислотах не растворяются.

Происхождение. Хромшпинелиды встречаются почти исключительно в магматических ультраосновных породах как в виде вкрапленности, так и в виде сплошных скоплений большей частью неправильной гнездообразной, линзообразной и столбообразной формы. В ассоциации с ними постоянно наблюдаются зеленоватого цвета серпентин (гидросиликат Mg и Fe), оливин—$(Mg,Fe)_2SiO_4$, хромсодержащие хлориты, иногда хромистые гранаты изумрудно-зеленого цвета и др. В некоторых массивах ультраосновных пород с ними парагенетически связаны минералы группы платины и осмистого иридия.

В зоне выветривания хромшпинелиды химически устойчивы. Лишь в условиях жаркого климата они подвергаются окислению и разрушению.

Практическое значение. Хромитовые руды являются единственным сырьем для выплавки феррохрома, используемого в качестве присадки при выплавке высококачественных специальных сортов хромовых и хромо-никелевых сталей. Кроме того, в металлической промышленности имеет большое значение хромирование, т. е. покрытие металлическим хромом различных металлических изделий в целях борьбы с коррозией металла. Некоторая часть хромитовых руд идет в химическую промышленность для изготовления различных стойких красок, в кожевенном деле и в приготовлении химических препаратов (хромпиков и др.). Низкосортные сплошные руды, бедные Cr_2O_3 и богатые FeO и Fe_2O_3, используются также в изготовлении огнеупорных кирпичей.

Месторождения. Подавляющее большинство месторождений этих руд в СССР принадлежит Уралу. К числу их относятся месторождения высококачественных хромитовых руд на восточном склоне самой южной части Урала: Донские или Кемпирсайские (в Актюбинской области). Другое известное месторождение, Сарановское, находится на Северном Урале (в 6 *км* от ст. Бисер) и представлено крутопадающими жилообразными телами сплошных хромитовых руд относительно низкого качества (с высоким содержанием железа). Небольших размеров месторождения известны в Закавказье: Шорджинское, Гейдаринское и др. (на восточном берегу оз. Севан и юго-восточнее его в Армянской ССР).

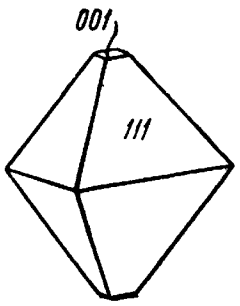


Рис. 155. Кристалл гаусманита

Из месторождений вне СССР следует отметить хромитовые месторождения Родезии (Юго-Восточная Африка), Новой Каледонии, Турции и о. Кубы.

ГАУСМАНИТ — $MnMn_2O_4$. **Химический состав.** MnO 62,0%, MnO_2 38,0% (Mn 72,0%). Содержит также FeO и Fe_2O_3.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. **Кристаллическая структура** та же, что и у шпинели, несмотря на то что минерал принадлежит к тетрагональной сингонии. Обычно распространен в виде зернистых агрегатов. Кристаллы встречаются лишь в пустотах. **Облик кристаллов** октаэдрический (рис. 155). Угол (001):(111) = 58°57′ (для правильного октаэдра—54°44′8″). Двойники часты по (101). Весьма характерны полисинтетические двойники, наблюдаемые в полированных шлифах при скрещенных николях в отраженном свете.

Цвет гаусманита черный. **Черта** коричневая или красновато-бурая. **Блеск** у не затронутых окислением кристаллов сильный алмазный или полуметаллический.

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** по {001} довольно совершенная. **Уд. вес** 4,7—4,9. Не магнитен.

Диагностические признаки. В зернистых агрегатах без микроскопических исследований бывает трудно отличить от других минералов марганца. От браунита отличается меньшей твердостью и по явно красноватой черте. Пиролюзит (MnO_2) имеет черную черту. Минералы группы псиломелана обладают черной или шоколадно-бурой чертой. От гематита отличим по твердости и по структуре агрегатов (для гематита в большинстве случаев характерны агрегаты пластинчатых зерен).

П. п. тр. не плавится. Перл буры в окислительном пламени окрашивается в фиолетовый цвет. В HCl растворяется с выделением Cl.

Происхождение. Гаусманит, аналогично магнетиту, возникает в более восстановительной среде, чем браунит. Он, так же как и браунит, с которым нередко ассоциирует, встречается в некоторых контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях мар-

ганца. В тесном парагенезисе с ним обычно наблюдаются минералы, богатые закисью марганца (MnO): тефроит (Mn_2SiO_4), манганозит (MnO), родохрозит ($MnCO_3$), марганцовистые гранаты и др. Из нерудных минералов чаще наблюдается барит, но не кварц, с которым обычно ассоциируют браунит и марганцовые силикаты (родонит, бустамит).

В значительных массах гаусманит, также вместе с браунитом, иногда якобситом, магнетитом и другими безводными окислами Mn и Fe, распространен в метаморфизованных осадочных месторождениях марганца. В условиях слабого регионального метаморфизма гаусманит образуется в процессе дегидратации гидроокислов марганца, а также в процессе восстановления пиролюзита и браунита. Установлены псевдоморфозы гаусманита по брауниту.

Практическое значение. Гаусманитовые руды, как и браунитовые, используются в черной металлургии для выплавки ферромарганца или для подшихтовки при выплавке чугунов (в зависимости от богатства руд марганцем).

Месторождения. В марганцевых месторождениях СССР гаусманит как один из главных рудообразующих минералов входит в состав руд Сапальского гидротермального месторождения в мраморизованных известняках (у г. Нижний Тагил). В рудах, кроме того, наблюдаются браунит, магнетит (вероятно, марганцовистый), гематит, родохрозит, сульфиды Fe, железистые хлориты и другие минералы. В Центральном Казахстане гаусманит встречен в рудах метаморфизованного осадочного месторождения Караджал в ассоциации с браунитом.

В зарубежных странах гаусманит примерно в тех же парагенетических группировках минералов встречается в контактово-пневматолитических месторождениях Нордмарк и Лонгбан (Швеция), в жильных месторождениях Ильфельд в Гарце (Германия) и др.

ГАНИТ—$ZnAl_2O_4$. ZnO 44,3%, Al_2O_3 55,7%. Примеси: MgO, FeO, MnO и Fe_2O_3.

Сингония кубическая. **Облик кристаллов** такой же, как у шпинели. Встречается также в ромбических додекаэдрах и в искаженных кубах. Отдельные кристаллы иногда достигают больших размеров. Двойники образуются по шпинелевому закону, по (111).

Цвет ганита темнозеленый, серовато-зеленый до черно-зеленого. **Черта** серая. Полупрозрачен. **Блеск** стеклянный. $N=1{,}78—1{,}82$.

Твердость 7,5—8. Хрупок. **Спайность** по {111} неясная. **Уд. вес** 4,0—4,6. Похож на многие другие минералы группы шпинели.

Диагностические признаки. Принадлежность данной шпинели к ганиту можно предположить по повышенному удельному весу, показателю преломления и парагенезису с цинковыми минералами, но без паяльной трубки и химического анализа доказать невозможно.

П. п. тр. не плавится. С содой на угле дает налет ZnO. Кислоты и щелочи не действуют.

Происхождение. Встречается сравнительно редко в некоторых пегматитах и контактово-метасоматических месторождениях среди мраморизованных известняков вместе с другими минералами того же происхождения, в том числе цинксодержащими.

Отдельные находки относятся также к сильно измененным породам, например тальковым сланцам.

Месторождения. В СССР ганит встречен в Алтын-Тау (на северо-востоке Кара-Калпакской АО), на Украине, в пегматитах Зап. Приазовья и др.

В существенных количествах он наблюдался в известном оригинальном по парагенезису марганцевых и цинковых минералов месторождении Франклин в Нью-Джерси (США) в ассоциации с цинкитом, франклинитом и др. Близ месторождения Фалун (Швеция) он был обнаружен в тальковых сланцах. Встречается также в алмазных россыпях Бразилии.

ФРАНКЛИНИТ — $(Zn,Mn)Fe_2O_4$. Сингония кубическая. Иногда содержит также FeO и Mn_2O_3. По физическим свойствам во многом похож на магнетит. Непрозрачен. Черта красновато-бурая. Слегка магнитен. Уд. вес 5,07—5,22. $N = 2{,}36$. Не плавится. С бурой в окислительном пламени дает красновато-фиолетовое стекло (реакция на марганец). На угле с содой образует налет ZnO. Растворим в HCl, причем в случае содержания Mn_2O_3 выделяется хлор.

В значительных количествах встречается в известном контактово-метасоматическом месторождении Франклин-Фернёс в Нью-Джерси (США). В ассоциации с ним среди кристаллических известняков присутствуют: цинкит, виллемит (Zn_2SiO_4), кальцит, реже ганит, аксинит, марганцевые силикаты, апатит и другие минералы.

ХРИЗОБЕРИЛЛ—$BeAl_2O_4$. «Хризос» по-гречески—золото. Разновидность: драгоценный камень а л е к с а н д р и т изумрудно-зеленой окраски, при рассматривании в свете электрической лампы приобретает фиолетово-красный цвет.

Химический состав. BeO 19,8%, Al_2O_3 80,2%. Всегда присутствуют примеси: Fe_2O_3 (3,5—6%), иногда TiO_2 (до 3%) и Cr_2O_3 (до 0,4%), с чем связана изумрудно-зеленая окраска александрита.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура.** Еще Е. С. Федоров, создавая классификацию кристаллов по внешним формам, установил, что хризоберилл по структуре должен быть тождественным с минералами группы оливина. Рентгенометрические исследования полностью подтвердили его выводы: расположение атомов в элементарной ячейке совершенно аналогично таковому в форстерите (Mg_2SiO_4). Ионы кислорода расположены фактически по принципу плотнейшей гексагональной упаковки; ионы бериллия так же, как ионы кремния в форстерите, окружены четырьмя ионами кислорода, а ионы алюминия—шестью.

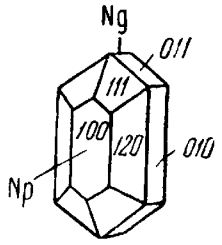


Рис. 156. Псевдогексагональный кристалл хризоберилла

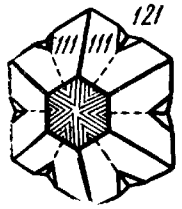
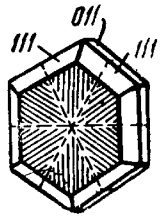


Рис. 157. Тройники прорастания по (031) со штриховкой на гранях (100)



Облик кристаллов толстотаблитчатый, иногда коротко- или длиннопризматический. Близкая к гексагональной плотнейшая упаковка ведущих ионов кислорода обусловливает псевдогексагональное отношение осей *b* и *c*; поэтому кристаллы по своим углам и развитию граней носят нередко псевдогексагональный облик (рис. 156). Особенно это бросается в глаза (рис. 157) на характерных для александрита тройниках по (031). На гранях (100) и (010) часто наблюдается штриховатость параллельно оси *c*, по которой легко узнать тройниковое срастание индивидов (рис. 157). В сплошных зернистых массах хризоберилл до сих пор не наблюдался.

Цвет хризоберилла обычно желтый или зеленовато-желтый; редко бесцветный. Лишь хромсодержащая разность (александрит) обладает изумрудно-зеленой окраской, а при электрическом освещении—фиолетово-красной. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. $Ng = 1{,}753$, $Nm = 1{,}747$ и $Np = 1{,}744$.

Твердость 8,5. Хрупок. **Спайность** по {001}, {010} и {100} несовершенная. Излом раковистый. **Уд. вес** 3,50—3,84.

Диагностические признаки. Встречается исключительно в кристаллах, весьма характерных по своей форме, существенно отличной от берилла, по высокой твердости и окраске.

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Разлагается лишь при сплавлении порошка с KOH или $KHSO_4$. Сплав, смоченный азотнокислым кобальтом, при прокаливании дает характерное синее окрашивание.

Происхождение. Этот сравнительно редкий минерал обычно распространен в пегматитах или в контактово-пневматолитовых образованиях на границе сланцев с гранитными интрузивами. В зоне окисления весьма устойчив. Встречается в россыпях, иногда в виде окатанных галек.

Практическое значение. Красиво окрашенные прозрачные разности употребляются как драгоценные камни для вставок в украшения.

Месторождения. Отдельные экземпляры кристаллов александрита достигают иногда нескольких сантиметров в поперечнике.

Самая замечательная из когда-либо найденных группа 22 крупных кристаллов и мелких тройниковых сростков александрита хранится в Минералогическом музее Академии наук СССР. Хризоберилл обычно наблюдается в ассоциации с изумрудом, полевыми шпатами, апатитом и другими минералами слюдяных, хлоритовых и тальковых сланцев, обычно в контактовых оторочках гранитных пегматитов.

Из иностранных укажем на месторождения в провинции Минас-Жераис (Бразилия), где хризоберилл в ассоциации с топазом, горным хрусталем, шпинелью, гранатом, турмалином и другими минералами встречается в пегматитовых жилах среди гнейсов и слюдяных сланцев, а также в россыпях на островах Цейлоне и Мадагаскаре.

7. ГРУППА РУТИЛА

В эту группу входят соединения типа AX_2, кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии: двуокиси Ti, Sn, Mn и Pb. Из них TiO_2 в природе известна в трех полиморфных модификациях, носящих особые названия, а MnO_2—по крайней мере в двух модификациях. По некоторым данным, и соединение SnO_2 является диморфным.

Все относящиеся сюда главные минералы не связаны друг с другом парагенетически и образуются в различных условиях. Двуокись олова отчасти встречается в условиях, аналогичных условиям, при которых образуется TiO_2, но в основном при геологических процессах ведет себя все же обособленно. MnO_2 и PbO_2 образуются в совершенно других условиях, почти исключительно при экзогенных процессах минералообразования.

Замечательной особенностью химического состава некоторых разностей рутила является то, что в них в виде изоморфных примесей присутствуют Nb^{5} и Ta^{5}, но совместно с Fe^{2}.

Химическая формула для таких разностей выражается в следующем виде: $Ti_{3-3x}Nb_{2x}Fe_x^{\cdot\cdot}O_6$. Из этой формулы видно, что два иона Nb^{5} и один Fe^{2} могут заменять три иона Ti^{4} с сохранением общего заряда заменяемых ионов. Так как размеры ионных радиусов всех этих ионов примерно одного порядка (см. рис. 142), то кристаллическая структура минерала будет оставаться однотипной. Лишь размеры ее будут несколько возрастать соответственно размерам ионных радиусов Nb^{5}, Ta^{5} и Fe^{2} (или Mn^{2}). Таким образом, эти разности рутила представляют изоморфные смеси TiO_2, вернее Ti_3O_6, с $Fe^{\cdot\cdot}Nb_2O_6$ или $Fe^{\cdot\cdot}Ta_2O_6$ (т. е. минералами, называемыми мосситом и тапиолитом), кристаллизующимися в той же структуре рутила.

Следует указать, что соединения $FeNb_2O_6$ и $FeTa_2O_6$ диморфны и кристаллизуются как в тетрагональной, так и в ромбической сингониях. Кристаллическая структура ромбической модификации (колумбита и танталита) также аналогична ромбической модификации TiO_2 (брукита).

РУТИЛ—TiO_2. Название происходит от латинского слова «рутилус»—красноватый. Он является наиболее устойчивой модификацией TiO_2 как при высоких, так и при низких температурах.

Химический состав. Ti 60%. Химические анализы показывают, что в нем часто присутствуют примеси других элементов: Fe в виде закиси или окиси,

иногда Sn^{4+} (до 1,5%), изредка Cr^{3+}, V^{3+} и некоторые другие. Богатая $FeTiO_3$ (в виде твердого раствора) разность называется нигрином.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. **Кристаллическая структура** рутила, как типичная, изображена на рис. 158. Она отличается некоторыми особенностями. Если в кристаллической структуре типа корунда листы плотнейшей упаковки ионов кислорода располагаются перпендикулярно тройной оси, а в структуре типа шпинели — параллельно граням октаэдра (т. е. также перпендикулярно тройным осям), то в кристаллической структуре типа рутила, как показал Н. В. Белов, направления плотнейшей упаковки в виде колонок параллельны главной (четверной) оси кристаллов рутила. Каждый ион Ti окружается шестью ионами кислорода, располагающимися по углам почти правильного октаэдра (рис. 158—*В*), а каждый ион O окружен тремя ионами Ti (в углах почти равностороннего треугольника). Такие октаэдры в кристаллической структуре рутила вытянуты вдоль оси *c* в виде прямолинейных колонок (рис. 158—*Б*), чем и обусловливается игольчатый или шестоватый облик кристаллов с направлениями плоскостей спайности параллельно вытянутости индивидов. Характерно, что в структуре рутила, в отличие от других модификаций TiO_2, каждый октаэдр TiO_6 имеет по два ребра, общих с соседними октаэдрами (рис. 158—*Б*). Поскольку колонки плотно упакованных ионов кислорода, вытянутых вдоль четверной оси рутила, в сущности отве-

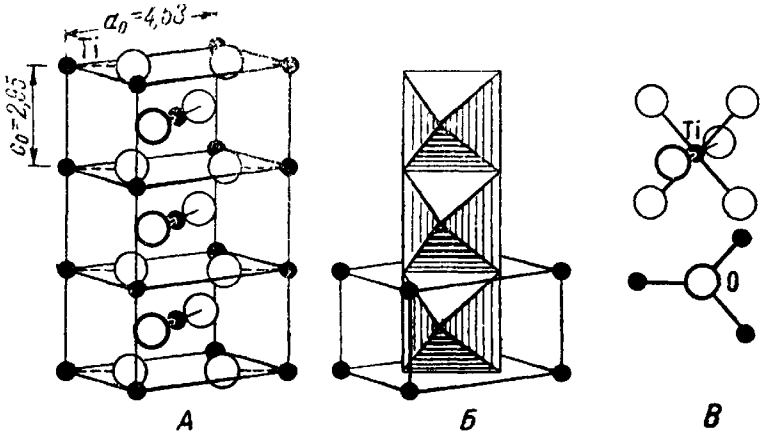


Рис. 158 Кристаллическая решетка рутила

А—в изображении центров ионов (черные кружки—титан, полые—кислород); по вертикали расположены три элементарные ячейки рутила. *Б*—в изображении октаэдров TiO_6 (центральная колонка); ионы Ti располагаются внутри октаэдров. *В*—расположение ионов кислорода вокруг иона титана и титана вокруг кислорода

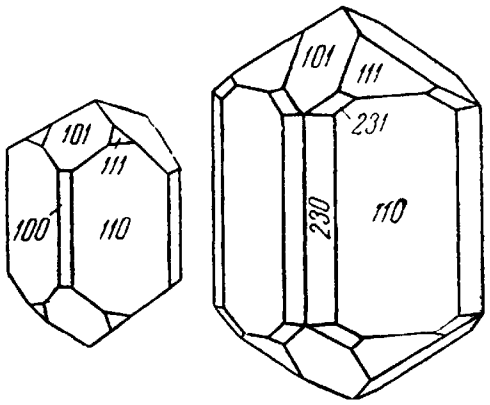


Рис. 159. Кристаллы рутила

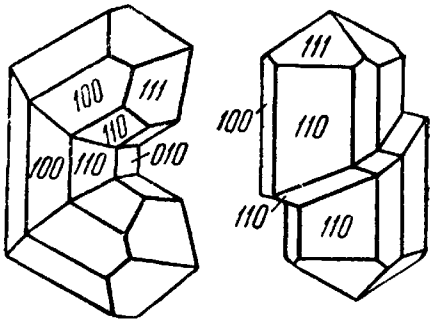


Рис. 160. Двойники рутила

чают одному из трех возможных направлений в плоскости гексагональной плотнейшей упаковки, то не случайно, что для минералов группы рутила мы имеем коленчатой формы двойники и тройники срастания (рис.160) с углом, образуемым отдельными индивидами, близким к 120° (т. е. соответственно направлениям гексагональной сетки). Таким путем могут возникнуть даже кольцеобразные шестерники. Это же обстоятельство лежит в основе закономерных (под углом 120°) нарастаний тончайших иголочек или призматических кристалликов рутила на базальном пинакоиде {0001} гематита (см. рис. 148), слюды и других минералов, грани которых представлены плоскостями плотнейшей упаковки ионов кислорода. **Облик кристаллов** рутила чрезвычайно характерен: призматический, столбчатый до игольчатого. Обычные формы: {100}, {110}, {101}, {111}, изредка {001}. Часто наблюдается штриховатость вдоль главной оси *c*. Типичные формы кристаллов

изображены на рис. 159. Очень часты двойники коленчатой формы (рис. 160) с плоскостью срастания (011). Плоские сетчатые сростки двойников игольчатого рутила называют сагенитом. Как было указано, распространены закономерные срастания кристалликов рутила с кристаллами гематита, причем четверная ось рутила совпадает с одной из горизонтальных двойных осей гематита. Игольчатые волосовидные кристаллы рутила иногда наблюдаются в виде пучков, заключенных в прозрачных кристаллах кварца.

Цвет рутила обычно темножелтый, бурый, красный и черный (нигрин). Бесцветные или бледноокрашенные разности исключительно редки. **Черта** желтая, светлобурая. **Блеск** алмазный до металловидного (для непрозрачных черных разностей). $Ng=2{,}903$ и $Nm=2{,}616$.

Твердость 6. Хрупок. **Спайность** по {110} совершенная, по {100} средняя. **Уд. вес** 4,2—4,3.

Диагностические признаки. Весьма характерны тетрагональные призматического облика кристаллы и коленчатые двойники. Смешать можно с минералами, похожими по облику кристаллов: с цирконом ($ZrSiO_4$), обладающим более высокой твердостью (7—8), и касситеритом (SnO_2), для которого характерен высокий удельный вес. Волосовидные кристаллы рутила можно принять иногда за турмалин, отличающийся по оптическим константам.

П. п. тр. не плавится и не изменяется. В кислотах не растворяется. С фосфорной солью реагирует на титан (стекло в восстановительном пламени становится фиолетовым).

Происхождение. Рутил в природе образуется в различных условиях. Изредка он наблюдается как составная часть изверженных пород (сиенитов, реже гранитов). В небольших количествах он встречается в пегматитах и некоторых гидротермальных месторождениях в ассоциации с кварцем, минералами титана и железа (ильменитом, ильменорутилом, гематитом, магнетитом), иногда с корундом, силикатами и с другими минералами. Известны редкие находки его в виде новообразований в экзогенных продуктах разложения титановых минералов, изредка в осадочных породах, а также месторождениях боксита. Однако гораздо чаще он образуется при метаморфических процессах в результате преобразования титансодержащих минералов, выделяясь в виде самостоятельных зерен в гнейсах, слюдяных сланцах, амфиболитах и других породах. Весьма эффектны его игольчатые и волосовидные кристаллы в жилах альпийского типа, нередко заключенные в кристаллы горного хрусталя и гематита; часто он наблюдается в сопровождении брукита и анатаза.

В зоне окисления химически устойчив и нередко встречается в россыпях в виде окатанных зерен и галек.

Практическое значение. Употребляется для выплавки ферротитана, применяемого в производстве некоторых стойких при ударе сортов стали, в керамике в качестве бурой краски, в радиотехнике как детектор, для изготовления титановых белил и др.

Месторождения. В СССР рутил в виде крупных кристаллов известен в ряде месторождений в слюдяных сланцах, в пегматитовых жилах Ильменских гор, в месторождении Семиз-Бугу (Центральный Казахстан) с корундом и в других местах. Кроме того, он часто встречается в россыпях, особенно на Среднем Урале.

Из иностранных отметим месторождения С. Каролины (США), где встречаются замечательные кристаллы рутила различного облика.

БРУКИТ—TiO_2. Сингония ромбическая, ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** в несколько идеализированном виде представлена на рис. 161—*А* в проекции на плоскость (100), являющуюся плоскостью плотнейшей гексагональной упаковки ионов кислорода. На рис. 161—*Б* изображены вышележащие (над плоскостью чертежа) листы ионов кислорода (ср. цифры в кружках). Если наложить нижний рисунок на верхний, то не трудно убедиться в том, что в направлении оси *а* в целом

мы имеем комбинацию гексагональной и кубической упаковок (топазовую упаковку): ионы кислорода «75» располагаются не над ионами «25», как следовало бы для плотнейшей гексагональной двуслойной упаковки, а так, как это имеет место в кубических плотнейших упаковках. Ионы Ti лежат между листами ионов кислорода в шестерном окружении, образуя зигзагообразные цепочки октаэдров в каждом слое плотнейшей упаковки. В отличие от структуры рутила, эти октаэдры здесь имеют по три общих ребра.

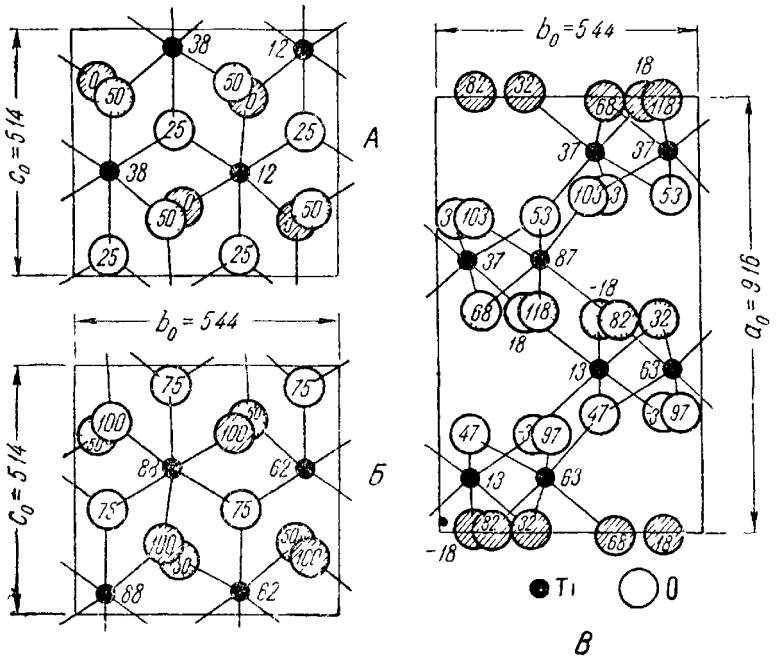


Рис. 161. Кристаллическая решетка брукита (в несколько идеализированном виде)

А и *Б*—два участка решетки в проекции на (100); нижний располагается над верхним (ионы кислорода, помеченные цифрой 50, являются общими). *В*—решетка в проекции на (001) с действительным положением ионов кислорода и титана

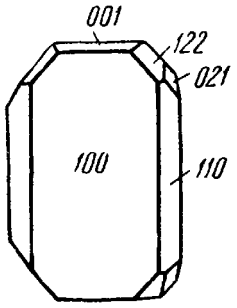


Рис. 162. Кристалл брукита

В соответствии со структурой находится и уплощенный по (100) **облик кристаллов** (рис. 162), причем четыре грани призмы {021}, параллельной оси *a*, и пинакоиды {001} образуют почти правильный шестиугольник в разрезе. Характерна также вертикальная штриховка на гранях.

Цвет брукита желто- или красно-бурый до черного. **Черта** бесцветная до сероватоили буровато-желтой. **Блеск** алмазный. $Ng=2{,}741$, $Nm=2{,}586$ и $Np=2{,}583$. В некоторых образцах наблюдается очень сильное изменение показателей преломления, а в связи с этим меняется и дисперсия оптических осей для разных длин волн.

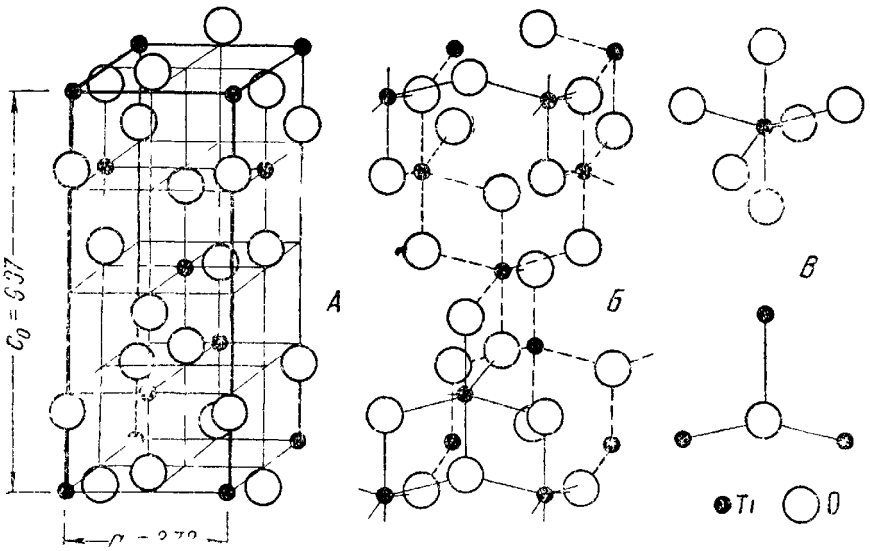


Рис. 163. Кристаллическая решетка анатаза

А—элементарная ячейка; *Б*—связи между Ti и O; *В*—расположение ионов кислорода вокруг иона титана и наоборот (ср. с рутилом—рис. 158)

Твердость 5—6. **Спайность** по {110} несовершенная. **Уд. вес** 3,9—4,0 (меньше, чем рутила, но больше, чем анатаза). При прокаливании он увеличивается и становится равным удельному весу рутила (очевидно, происходит перестройка кристаллической решетки).

Месторождения. Превосходные кристаллы брукита у нас встречаются в Атлянской золотоносной россыпи близ Миасса и в жилах альпийского типа в ряде мест Урала.

АНАТАЗ—TiO_2. **Сингония** тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. Кристаллическая структура характеризуется плотнейшей кубической упаковкой ионов кислорода с вертикальной четверной осью (рис. 163). Координационные числа те же, что для рутила (6 : 3), но геометрические формы координации искаженные. Это обусловливается тем, что октаэдры TiO_6 сочетаются друг с другом таким образом, что имеют четыре общих ребра.

Кристаллы обладают характерным дипирамидальным обликом (рис. 164), причем дипирамида {111} острее дипирамиды {112}, близкой по форме к октаэдру. Реже встречаются кристаллы призматической и таблитчатой формы.

Цвет бурый, коричневый, черный. Черта бесцветная. Блеск алмазный. $Nm = 2{,}55$ и $Np = 2{,}49$.

Твердость 5—6. Спайность совершенная по {001} и {111}, чем отличается от рутила. Уд. вес 3,9 (меньше, чем рутила и брукита). П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется.

Встречается в пегматитах и кристаллических сланцах (хлоритовых, слюдяных). Хорошо образованные кристаллы нередко наблюдаются на кварце в жилах альпийского типа в Швейцарских Альпах, Бразилии, на С. Урале. Минерал химически устойчив, встречается в россыпях (Атлянская россыпь на Ю. Урале, около Миасса).

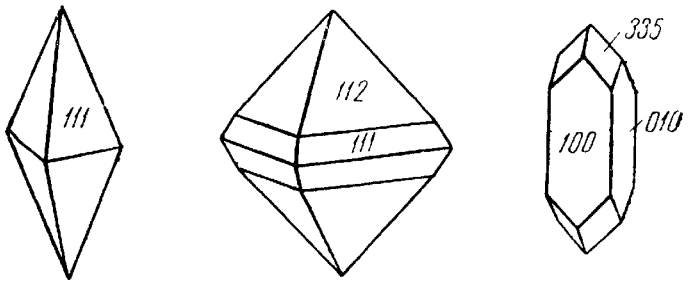


Рис. 164. Кристаллы анатаза

КАССИТЕРИТ—SnO_2. «Касситерос» по-гречески—олово. Синоним: оловянный камень. Касситерит фактически является единственным промышленно важным минералом олова.

Химический состав. Sn 78,8% (по химической формуле). Почти постоянно присутствуют примеси. Во многих случаях, особенно в касситеритах из пегматитовых месторождений, обнаруживаются Fe_2O_3, Ta_2O_5, Nb_2O_5, TiO_2, MnO, FeO, изредка ZrO_2 и WO_3. Все эти разновалентные металлы, подобно тому как это встречается в некоторых разностях рутила, по всей вероятности, присутствуют в виде изоморфных примесей.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. Однако встречающиеся оптически двуосные разности, возможно, обладают кристаллической решеткой, близкой к ромбической. Искусственно ромбические кристаллы SnO_2 (с уд. весом 6,70) были получены Добрэ. **Кристаллическая структура** идентична структуре рутила. **Облик кристаллов.** В виде хорошо образованных и сравнительно часто наблюдаемых кристаллов касситерит встречается в пустотах. Кристаллы обычно мелкие, но изредка достигают крупных размеров—до 10 *см* (в несколько килограммов весом). Чаще всего они имеют дипирамидальный, пирамидально-призматический (рис. 165) или столбчатый облик, иногда игольчатый. В пегматитах обычно встречаются кристаллы дипирамидального облика и нередко в виде двойников. Вкрапленные зерна в грейзенах и гранитах часто обладают неправильными очертаниями. Неправильные формы свойственны также зернам касситерита, образовавшимся метасоматическим путем при эндогенном окислении станнина и других сернистых соединений олова. Двойники кристаллов очень часты и, подобно двойникам рутила, имеют коленчатый вид (рис. 166). **Агрегаты.** Сплошные зернистые массы встречаются редко. Обычно наблюдается в виде вкраплений кристалликов или неправильной формы зерен. В пустотах

гидротермальных жил он иногда обнаруживается в виде друз хорошо образованных кристаллов. Так называемый «деревянистый касситерит» встречается в виде желваков и натечных форм; обладает концентрически-зональным строением, свойственным коллоидным массам.

Цвет. Примесями Fe, Nb, Ta и Mn касситерит обычно окрашен в темно-бурые оттенки до смоляно-черного цвета, причем в тонких шлифах часто наблюдается кристаллически-зональное строение отдельных кристаллов и зерен, обусловленное чередованием зон с различной степенью интенсивности окраски. Совершенно бесцветные разности очень редки. **Черта** у темных разностей обычно слабо окрашенная в буроватые оттенки. **Блеск** алмазный, в изломе—смоляной, слегка жирный. Грани кристаллов иногда матовые.

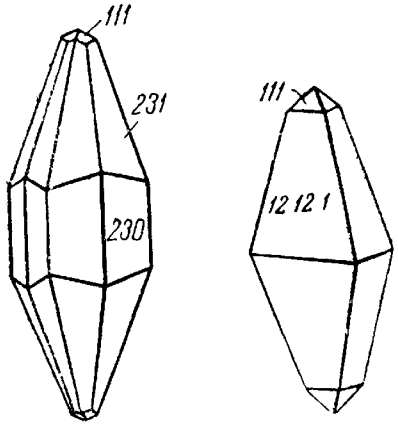


Рис. 165. Кристаллы касситерита

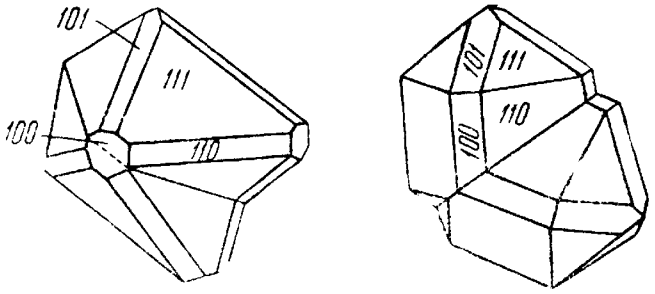


Рис. 166. Двойники касситерита

Непрозрачные черные разности обладают даже полуметаллическим блеском. $Ng=2{,}09$ и $Nm=1{,}99$.

Твердость 6—7. Хрупок. **Спайность** несовершенная, иногда ясная по {100}. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 6,8—7,0. **Прочие свойства.** Не магнитен. Черные разности, обогащенные железом, все же обладают электромагнитными свойствами.

Диагностические признаки. По форме кристаллов, двойникам и цвету похож на рутил, а светлоокрашенные разности—также на циркон. Существенно отличается от них по удельному весу, твердости (у циркона 7—8) и характерному слегка жирному или смоляному блеску в изломе. В тонких шлифах мелкие зерна касситерита можно принять за циркон, двупреломление у которого значительно ниже.

П. п. тр. не плавится, но с тремя объемами соды на угле, при продолжительном дутье, в восстановительном пламени получаются мелкие ковкие корольки олова и белый налет SnO_2. Кислоты не действуют. Если положить на касситерит каплю HCl и прикоснуться к нему кусочком цинка (или лучше специально изготовленной цинковой иглой), то через некоторое время под восстанавливающим влиянием бурно выделяющегося водорода на нем образуется металлический налет олова, блестящий после протирки на сукне (очень характерная, почти всегда удающаяся реакция для касситерита).

Происхождение. Месторождения касситерита генетически связаны с кислыми изверженными породами, преимущественно гранитами.

В самих гранитах касситерит устанавливается очень редко, и то главным образом в грейзенизированных участках, т. е. превращенных под влиянием пневматолитовых агентов (F, Cl, B и др.) в слюдисто-полевошпато-кварцевую породу с топазом, флюоритом, лепидолитом (литиевой слюдой), турмалином и другими минералами. Полагают, что при высоких температурах олово переносится в виде летучих соединений SnF_4 и $SnCl_4$, которые впоследствии гидролизуются с выпадением SnO_2. Установлено также, что щелочные растворы, содержащие сероводород, в восстановительной среде весьма активны в отношении переноса олова.

Очень неравномерно распространенные скопления касситерит образует в пегматитовых жилах, связанных с оловоносными интрузиями. В парагенезисе с ним присутствуют: кварц, слюды, альбит, турмалин, иногда колумбит, берилл, сподумен и т. д. Касситерит встречается также в некоторых контактово-метасоматических месторождениях в тесной ассоциации с различными сульфидами, что указывает на отложение его в гидротермальную стадию процесса.

Жильные гидротермальные месторождения касситерита являются гораздо более важными в промышленном отношении. Из них главное значение имеют типы жил: 1) кварцево-касситеритовые и 2) сульфидно-касситеритовые. В первом типе, кроме преобладающего кварца и касситерита, обычно присутствуют: турмалин, белая слюда, полевые шпаты, вольфрамит, в небольших количествах арсенопирит, пирит, иногда флюорит, топаз, берилл и другие минералы. Касситерит встречается главным образом вкрапленным в кварцевую массу и в пустотах в виде кристаллов, иногда достигающих крупных размеров. Во втором типе месторождений касситерит ассоциирует преимущественно с сульфидами: в одних случаях главным образом с пирротином и отчасти с сфалеритом, халькопиритом, станнином; в других—преимущественно с сфалеритом и галенитом и, наконец, в третьих—среди разнообразных сульфидов, где видную роль играет висмутин (боливийский тип). Из нерудных минералов, кроме кварца, в существенных количествах встречаются черные турмалины, очень часто железистые хлориты и карбонаты.

В зонах окисления оловорудных месторождений касситерит исключительно устойчив. Этим объясняется его нахождение в россыпях.

Касситерит экзогенного происхождения, образующийся при разрушении сульфидов олова, в виде пористых и землистых масс встречается в зонах окисления.

Практическое значение. Касситеритовые руды представляют собой единственный вид сырья, из которого в промышленных масштабах добывается олово. Последнее имеет следующие применения: 1) для производства белой жести; 2) для легкоплавких, трудноокисляемых сплавов с медью (бронзы), цинком, медью и свинцом (латуни), припоя (со свинцом) и др.; 3) для лужения медной посуды; 4) для изготовления оловянной фольги (станиоля); 5) в керамике (для красок, эмали) и для других целей.

Месторождения. На территории СССР месторождения касситерита распространены главным образом в Восточной и особенно в Северо-Восточной Сибири. Укажем лишь на некоторые из них, наиболее типические.

1) Представителем оловоносных пегматитов является Завитинское месторождение (к юго-востоку от оз. Байкал, в районе слияния рр. Ингоды и Онона), где они залегают в краевых частях гранитного массива. Пегматитовые жилы здесь местами сильно изменены пневматолитовыми процессами, обусловившими оруденение. Измененные (грейзенизированные) участки их содержат розовый турмалин, лепидолит, гранат, касситерит и зеленый турмалин. 2) К числу контактово-метасоматических месторождений относится Такфонское в Зеравшанском хребте (Средняя Азия), в котором среди скарновых образований с пирротином, арсенопиритом и халькопиритом встречаются касситерит, станнин и висмутин. 3) Примером кварцево-касситеритовой формации является Ононское месторождение (ст. Онон, Забайкалье), где имеется ряд ветвящихся кварцевых жил, пересекающих осадочные породы. Руды представлены здесь кварцевыми массами, в которых касситерит ассоциирует с белой слюдой, топазом, флюоритом, арсенопиритом, пиритом и другими минералами. 4) К касситерито-сульфидным месторождениям относятся Хапчерангинское (Восточное Забайкалье) и другие. Касситерит ассоциирует в них с различными сульфидами: арсенопиритом, пирротином, сфалеритом, вюртцитом, галенитом, халькопиритом, а также железистыми хлоритами, карбонатами и кварцем.

Из месторождений зарубежных стран большой известностью пользуется Малайская оловоносная провинция (Бирма, Западный Сиам, весь Малайский полуостров и южные острова—Банка, Биллитон и другие), где широко распространены крупные касситеритсодержащие россыпи, образующиеся при разрушении коренных (главным образом пегматитовых и кварцево-касситеритовых) жил. В Боливии распространены кварцевые жилы с касситеритом, вольфрамовыми минералами, различными сульфидами, флюоритом и турмалином, а также сульфидно-касситеритовые месторождения.

КОЛУМБИТ—ТАНТАЛИТ—$(Fe,Mn)Nb_2O_6$—$(Fe,Mn)Ta_2O_6$. Образуют непрерывный ряд изоморфных смесей. Название «колумбит» происходит от американского названия элемента ниобия—колумбий. Синоним: ниобит.

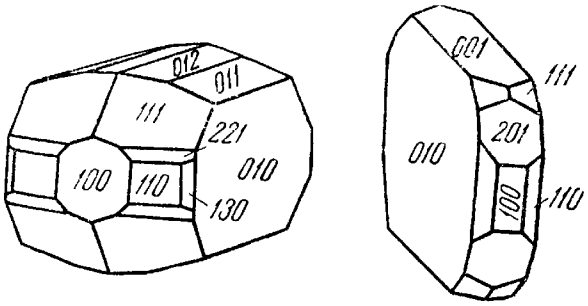


Рис. 167. Кристаллы колумбита

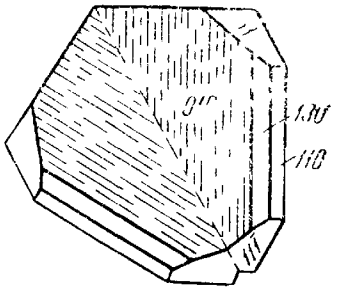


Рис. 168. Двойник колумбита

Химический состав очень непостоянный. Даже в одном и том же месторождении содержания Fe и Mn, так же как и содержания Nb и Ta, колеблются в широких пределах. Любопытно, что танталиты встречаются либо почти чисто марганцовистые, либо чисто железистые (промежуточные разности редки). Иногда в незначительных количествах содержат примеси: SnO_2 (до 1—2%, реже до 2—9% в танталитах), WO_3, TiO_2 и ZrO_2, изредка UO_2.

Сингония ромбическая: ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре брукита (см. рис. 161). Ионы Nb, Ta, Mn, Fe, W, U и вероятно Sn располагаются на местах Ti, т. е. в центрах октаэдрических групп кислорода. **Облик кристаллов** пластинчатый по (010), таблитчатый, иногда короткостолбчатый (рис. 167). Наиболее обычные формы: пинакоиды {100}, {010}, {001}, призма {110}, дипирамида {111} и другие. Двойники наблюдаются по (201), нередко пластинчато-сердцевидные и характеризующиеся перистой штриховкой (рис. 168). Описаны закономерные срастания колумбита с самарскитом.

Цвет черный или буровато-черный. **Черта** красная или красновато-бурая до красновато-черной. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачны.

Твердость 6. Хрупкие. **Спайность** по {100} довольно ясная. **Уд. вес** 5,15—8,20, увеличивается по мере увеличения содержания Ta (рис. 169). **Прочие свойства.** Колумбит является проводником электричества.

Диагностические признаки. По внешним признакам распознать колумбит и танталит очень трудно. Их можно смешать: 1) с ильменитом (отличие по цвету черты, облику кристаллов и отрицательным реакциям на Nb и Ta); 2) с вольфрамитом, обладающим более совершенной спайностью по {010} и меньшей твердостью; 3) с ортитом, имеющим меньший удельный вес (3,2—4,2) и светлую черту; 4) с самарскитом, эшинитом, эвксенитом и с другими ниобатами и танталатами, содержащими редкие земли и радиоактивные элементы, от которых без данных спектрального и радиометрического анализа, а также микрохимических реакций отличить их трудно.

П. п. тр. не плавятся. В кислотах не растворимы. Колумбит после сплавления с KOH и обработки разбавленной HCl и H_2SO_4, при прибавлении металлического Zn, дает устойчивую синюю окраску. Танталит после сплавления с $KHSO_4$ и обработки HCl дает желтый раствор и тяжелый белый осадок,

также приобретающий яркосиний цвет при прибавлении Zn; однако при разбавлении водой синяя окраска исчезает.

Происхождение. Обычно встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с различными минералами, образующимися в более поздние стадии пегматитового процесса: альбитом, кварцем, мусковитом, турмалином, цирконом, вольфрамитом, касситеритом, иногда самарскитом, монацитом и другими.

Будучи относительно устойчивыми в зоне окисления минералами, они встречаются в россыпях.

Практическое значение. В случае значительных скоплений этих минералов, они могут иметь промышленное значение как источник ниобия и тантала, используемых в производстве особых сортов сталей и для других целей.

Месторождения. Из иностранных месторождений известны: месторождение около Мосса, Крагерё и Финбо (Норвегия), месторождения около Лиможа (Франция), а также месторождение Ивигтут (Гренландия), где встречены прекрасно образованные кристаллы, и др.

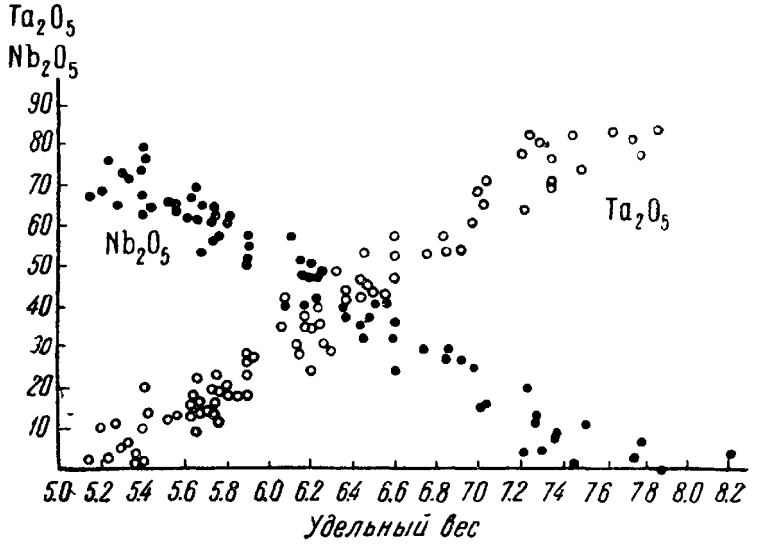


Рис. 169. Зависимость между содержанием Ta_2O_5 и Nb_2O_5 и удельным весом. По А. И. Гинзбургу

ПИРОЛЮЗИТ — MnO_2. «Пирос» по-гречески—огонь, «люзиос» — уничтожающий (употребляется в стеклоделии для уничтожения зеленого оттенка стекла). Синоним: полианит (так называли явнокристаллические разности).

Химический состав. Mn 63,2%, O 36,8%. В тонкозернистых и скрытокристаллических массах, обычно в виде механических примесей, присутствуют: Fe_2O_3, SiO_2, H_2O и т. д.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре рутила. В кристаллах встречается редко (только в пустотах). Они имеют игольчатый или шестоватый облик. Пиролюзит обычно наблюдается в сплошных кристаллических или скрытокристаллических, часто порошковатых, сажистых массах, частью в псевдоморфозах по почковидным агрегатам псиломелана.

Цвет пиролюзита черный. Иногда синеватая металлическая побежалость. **Черта** черная. **Блеск** полуметаллический. Непрозрачен.

Твердость у кристаллических индивидов 5—6; в агрегатах снижается до 2 (в зависимости от пористости и рыхлости их). Очень хрупок. **Спайность** совершенная по {110}, весьма характерна для пиролюзита. Уд. вес 4,7—5,0.

Диагностические признаки. От других черных марганцевых минералов, обладающих черной чертой, отличается по характерной для него спайности, хрупкости и сравнительно низкой твердости.

П. п. тр. не плавится. Выделяя часть кислорода (до 12% весовых), переходит в низшие окислы и буреет. При нагревании до 500° не изменяется; в интервале 550—650°, как установлено рентгенометрическими исследованиями, происходит диссоциация с образованием β-браунита (кубической модификации); при дальнейшем нагревании при температурах 940—1100° β-браунит переходит в наиболее устойчивый при высоких температурах гаусманит.

В HCl растворяется с выделением хлора. Это явление широко используется в химической промышленности. С бурой и фосфорной солью в окислительном пламени дает фиолетовое стекло; при восстановлении оно становится бесцветным.

Происхождение. Сравнительно редко образуется в гидротермальных месторождениях марганца, и лишь при условии явно окислительной среды. Зато широко распространен на земной поверхности как высший природный окисел марганца в прибрежных фациях осадочных месторождений. Является наиболее устойчивым окислом марганца в зоне окисления. В этих условиях в него в конце концов переходят все марганцевые минералы, содержащие марганец в низших степенях окисления. Поэтому нередки псевдоморфозы пиролюзита по манганиту, вернадиту, псиломелану, гаусманиту и др. Вследствие своей хрупкости, в россыпях встречается крайне редко.

Практическое значение. Чисто пиролюзитовые руды используются для самых различных целей: 1) в производстве сухих электрических батарей; 2) в изготовлении для той же цели искусственно активированных продуктов; 3) в стекольном деле для обесцвечивания зеленого стекла; 4) при изготовлении химических препаратов, употребляемых в медицине и для других целей; 5) в производстве специальных противогазов для защиты от окиси углерода, катализаторов типа гопкалита для очистки от вредных примесей в выхлопных газах автомобильных двигателей и пр.; 6) в технике при производстве олифы, масел, воска, в кожевенном деле при выделке хромовой кожи, в фотографии, в производстве красок и т. д. Для целей производства сухих батарей содержание двуокиси марганца в руде должно быть не ниже 80%.

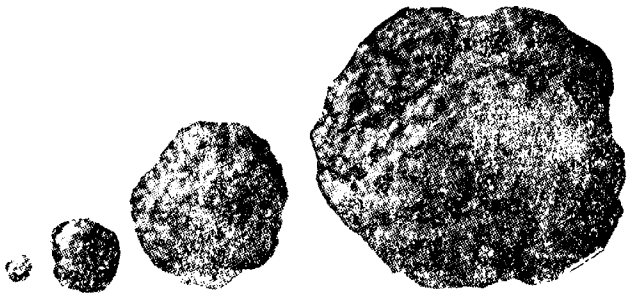


Рис. 170. Конкреции пиролюзита

Месторождения. Постоянно встречается во всех так называемых марганцевых шляпах, т. е. в зонах окисления, а также в ряде осадочных месторождений. Из числа крупнейших в мире осадочных месторождений на нашей территории необходимо отметить Чиатурское (Грузинская ССР), в котором пиролюзит слагает оолитовые стяжения и, кроме того, в виде скрытокристаллических мягких агрегатов образует псевдоморфозы по оолитам манганита (на выходах пластов на поверхность), Никопольское (Украина), где он иногда слагает более крупные шаровидные конкреции (рис. 170) с концентрически-зональным строением.

Из иностранных месторождений следует отметить зоны окисления метаморфизованных месторождений Индии, Золотого Берега (Западная Африка) и др. Хорошо образованные кристаллы были установлены в месторождении Платтен в Богемии (Чехословакия).

8. ГРУППА ПЕРОВСКИТА

Перовскит ($CaTiO_3$) по химической формуле вполне тождествен ранее рассмотренному ильмениту, кристаллизующемуся в решетке, типичной для корунда, но существенно отличается по кристаллической структуре. Это обусловлено тем, что ион Ca^{2+} обладает значительно большим радиусом, чем ионы Mg^{2+}, Fe^{2+} и Mn^{2+}.

Последнее обстоятельство отражается и на ассоциации элементов, входящих в минералы группы перовскита.

Прежде всего, в виде изоморфных примесей к Ca в некоторых минералах встречаются редкие земли: Ce, La, а также Y, что вполне естественно (при условии замены Ti^{4+} на трехвалентные равновеликие ионы).

Затем, точно так же как и в группе рутила, Ti^{4+} частично или в значительной мере может заменяться Nb^{5+} или Ta^{5+}, но при условии, если общий заряд всех катионов не будет нарушен, т. е. вместо Ca^{2+} мы тогда должны иметь одновалентные катионы. Действительно, в этих случаях в виде изоморфной примеси к Ca^{2+} появляется равновеликий ион Na^{1+}. При этом кристаллическая структура соединения сохраняется. Любопытно, что искусственно полученное соединение $NaNbO_3$ обладает той же кристаллической структурой, что и перовскит; места Ca^{2+} занимаются Na^{1+}, а на местах Ti^{4+} располагаются ионы Nb^{5+}.

ПЕРОВСКИТ—$CaTiO_3$. Назван так в честь Л. А. Перовского.

Химический состав. CaO 41,1%, TiO_2 58,9%. В незначительных количествах в виде примеси присутствуют Fe (до 2%), иногда Cr, Al и TR (кнопит).

Сингония по внешним формам кубическая. Однако оптически обычно анизотропен и характеризуется двойниковыми решетками, что свидетельствует о полиморфном его превращении в более низкотемпературную ромбическую модификацию. **Кристаллическая структура** изображена на рис. 171. В центре куба располагается Ca, по вершинам Ti и в серединах ребер O. **Облик кристаллов.** Нередко встречающиеся кристаллы, иногда довольно крупные, имеют кубический облик. На гранях куба наблюдаются штриховки параллельно ребрам куба (рис. 172), являющиеся, повидимому, результатом двойникования при превращении в ромбическую модификацию. Встречается также в почковидных образованиях, в которых различимы мелкие кубики.

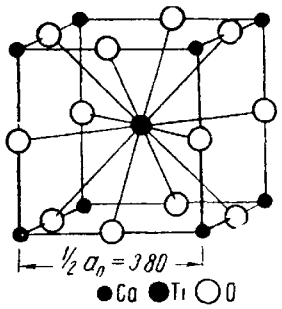


Рис. 171. Кристаллическая решетка перовскита

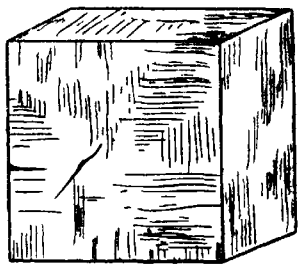


Рис. 172. Кристалл перовскита

Цвет перовскита серовато-черный, красновато-бурый, оранжево-желтый и светложелтый. **Черта** белая или серовато-желтая. **Блеск** алмазный. $N = 2{,}34$.

Твердость 5,5—6. **Спайность** по кубу ясная. **Уд. вес** 3,97—4,04.

Диагностические признаки. Очень характерен кубический облик кристаллов, грани которых покрыты перпендикулярно ориентированными короткими штрихами (параллельно ребрам). От других похожих на него по цвету и твердости минералов отличается по очень слабо окрашенной или белой черте.

П. п. тр. не плавится. Разлагается только кипящей H_2SO_4 или после сплавления с $KHSO_4$.

Происхождение и месторождения. Крупных скоплений перовскит обычно не образует. В виде вкраплений он встречается в некоторых щелочных базальтах (мелилитовых, лейцитовых и других), иногда в титаномагнетитовых и хромитовых месторождениях. Хромсодержащий перовскит встречен в Сарановском хромитовом месторождении (Урал). Лучшие находки кристаллов перовскита были сделаны в оригинальных по происхождению (в связи с основными изверженными породами) контактово-метасоматических месторождениях Назямских и Шишимских гор в Златоустовском районе (Урал)—в известных Ахматовской, Николае-Максимилиановской, Мельниковской и других копях, весьма интересных по парагенетическим группировкам минералов. Особенно крупные кристаллы перовскита встречались в Мельниковской копи в виде метакристаллов в хлоритовых сланцах и известняках. Они образовались также в полых трещинах в ассоциации с кристаллами хлорита, магнетита, сфена, гранатов и других минералов.

Перовскит распространен и в ряде иностранных месторождений, из которых упомянем месторождения долины Церматт (Швейцария).

Практического значения не имеет.

ЛОПАРИТ—$(Na,Ce,Ca)(Nb,Ti)O_3$.

Химический состав непостоянный. Согласно имеющимся анализам, содержит (в %): TiO_2 39,2—40, TR_2O_3 32—34, $(Nb,Ta)_2O_5$ 8—10, CaO 4,2—5,2, Na_2O 7,8—9,0, SrO 2,0—3,4, K_2O 0,2—0,7, SiO_2 0,2—0,7, а в измененных разностях, кроме того, H_2O до 3,5%.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура** подобна структуре перовскита (рис. 173). **Облик кристаллов.** Лопарит встречается преимущественно в виде кубических кристаллов, иногда притупленных гранями {111} (рис. 173), обычно очень мелких (1—2 *мм*, изредка достигающих 1,5 *см* в поперечнике). Эти кристаллы почти всегда сдвойникованы по флюоритовому закону (рис. 174).

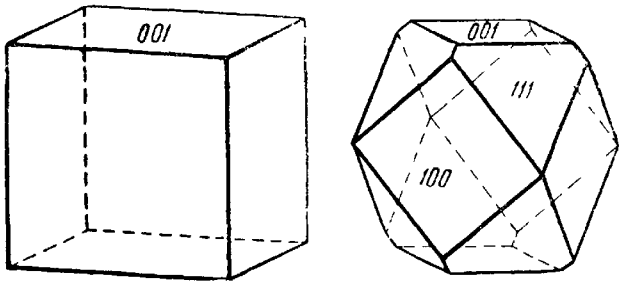


Рис. 173. Кристаллы лопарита

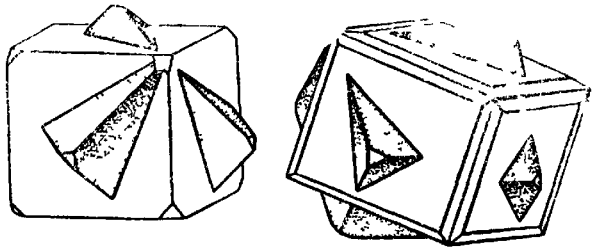


Рис. 174. Двойники лопарита

Цвет лопарита черный или серовато-черный. **Черта** коричнево-бурая. **Блеск** полуметаллический. В тонких шлифах просвечивает буровато-красным цветом. $N=2{,}3—2{,}4$. Наблюдаются оптические аномалии.

Твердость 5,5—6. **Спайность** отсутствует. Излом неровный. **Уд. вес** 4,75—4,89.

Диагностические признаки. Кроме цвета, черты и твердости, весьма характерны двойники прорастания по флюоритовому закону.

П. п. тр. не плавится. Порошок лопарита с содой на угле с трудом сплавляется. Раствор сплава в HCl при кипячении с оловом окрашивается в фиолетовый цвет (реакция восстановления титана); затем появляется голубая окраска (реакция на ниобий). В присутствии олова перл фосфорной соли в восстановительном пламени имеет желтый цвет; по охлаждении окрашивается в фиолетовый цвет (реакция на титан). В кислотах не растворяется. Разлагается вполне HF. Легко сплавляется с $KHSO_4$.

Практическое значение. Лопарит представляет интерес как источник ниобия, редких земель, титана и других элементов. Ниобий в виде феррониобия в последнее время приобрел большое значение в металлургии качественных сталей. Добавка феррониобия к сталям придает им ряд замечательных свойств: 1) предохраняет их от воздушной закалки; 2) повышает упругость и гибкость; 3) значительно улучшает сварочные свойства, придает свойства жароупорности, кислотоупорности и пр. Из ниобиевых (так же как и из танталовых) сплавов важное значение получили сверхтвердые сплавы высокого качества для изготовления буров, сверл, пилок, применяемых при резке твердых сталей, а также в производстве часовых пружин. Кроме того, ниобий и тантал употребляются для изготовления нитей в специальных электрических лампах.

Происхождение. Лопарит известен как породообразующий магматический минерал. В виде более или менее равномерно рассеянных кристалликов он распространен в темных обогащенных эгирином ($NaFeSi_2O_6$) нефелиновых сиенитах.

Лопарит встречается также во многих пегматитовых жилах в виде сконцентрированных вкраплений или включений мелких кристалликов в поле-

вых шпатах и эвдиалите (цирконосиликат сложного состава). В парагенезисе с ним обычно встречаются полевые шпаты (микроклин, альбит), нефелин, эгирин, эвдиалит, сфен и некоторые другие минералы. Кристаллы лопарита, особенно крупные, часто содержат включения окружающих минералов; они развились метасоматическим путем, т. е. являются метакристаллами.

9. ГРУППА ПИРОХЛОРА

Здесь объединены минералы, хотя и близкие по химическому составу к группе перовскита, но отличающиеся по химическим формулам. Из многочисленных представителей этой группы опишем пирохлор и, кроме того, здесь же опишем эшинит и самарскит.

ПИРОХЛОР—$(Na,Ca...)_2(Nb,Ti...)_2O_6[F,OH]$. «Пирос» по-гречески—огонь, «хлорос»—зеленый (некоторые разновидности перед паяльной трубкой становятся желтовато-зелеными).

Разности, обогащенные ураном и торием и находящиеся в метамиктном состоянии, содержат значительные количества H_2O (7—14%), лишены щелочей и обеднены окисью кальция (группа бетафита). Сохранились лишь внешние кубические или октаэдрические формы кристаллов, иногда с кривоплоскостными гранями.

Химический состав очень непостоянный. Содержания отдельных компонентов вообще для изоморфного ряда пирохлор—микролит (танталовый аналог) колеблются (в %) в следующих пределах:

Nb_2O_5	63—0	Na_2O	1— 6	$(Ce,La)_2O_3$	2—13,3
Ta_2O_5	0—77	K_2O	0— 1,4	$(Y,Fr)_2O_3$	0— 5,1
TiO_2	2—13,5	CaO	4—18,1	SnO_2	0— 4,0
ThO_2	0— 5	MnO	0— 7,7	ZrO_2	0— 5,7
UO_2	0—11,4	FeO	0—10	WO_3	0— 0,3
UO_3	0—15,5	Fe_2O_3	0— 9,7	H_2O	0— 6,0

Кроме того, в небольших количествах иногда присутствуют: Sb_2O_5, MgO, PbO (очевидно, как продукт радиоактивного распада), HfO_2, SiO_2, Al_2O_3, SrO, BeO, CuO, Bi_2O_3, GeO_2 и др.

Как видим, главные изменения в химическом составе этих минералов выражаются в колебании содержаний Nb_2O_5 и Ta_2O_5.

Существует очень много названий условно относимых сюда, недостаточно изученных, отдельных минералов, отличающихся теми или иными особенностями химического состава и физических свойств.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L_6^36L^29PC$. **Кристаллическая структура.** Образцы, не подвергшиеся метамиктному распаду (бедные радиоактивными элементами), обладают кубической кристаллической решеткой. **Облик кристаллов** октаэдрический (рис. 175). Кристаллы иногда достигают 2 *см* в поперечнике. Нередко октаэдрические кристаллы притуплены гранями куба. Встречается также в сплошных массах и иногда в колломорфных выделениях. Наблюдались закономерные сростки с цирконом по плоскостям (111), причем грань октаэдра пирохлора совпадает с гранью тетрагональной дипирамиды {111} циркона.

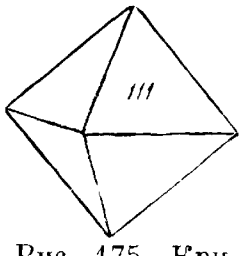


Рис. 175. Кристалл пирохлора

Цвет пирохлора темнобурый, красновато-бурый, желтовато-зеленый, изредка буровато-черный. С поверхности вследствие изменений иногда образуются светложелтые каемки (превращение в оптически анизотропный минерал, ближе не изученный). **Черта** желтовато-белая до светлобурой или красновато-желтой. **Блеск** алмазный, жирный, стеклянный или смолистый (у метамиктных разностей). Полупрозрачен или просвечивает. $N = 2{,}13—2{,}27$ (у метамиктных разностей снижается до 1,96).

Твердость 5—5,5. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4,03—4,36. Танталовые разности обладают большим удельным весом (до 4,9). **Прочие свойства.** Иногда обладает сильной радиоактивностью. Измененные разности при нагревании дают вспышку (при температуре около 500°).

Диагностические признаки. Характерны октаэдрический облик кристаллов, цвет, жирный алмазный блеск. Характерна также связь со щелочными изверженными породами (нефелиновыми сиенитами и сиенитовыми пегматитами). Очень похож на циркон, с которым иногда находится в срастании, и на шеелит, от которого отличается по твердости и отсутствию спайности.

П. п. тр. с большим трудом сплавляется в черновато-бурый шарик. Некоторые разности при нагревании становятся желтовато-зелеными. С бурой дает стекло красновато-желтое в окислительном пламени и темнокрасное в восстановительном. В крепкой H_2SO_4 и HF разлагается.

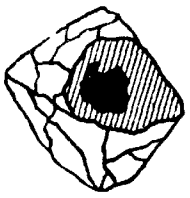


Рис. 176. Октаэдрический кристалл пирохлора, перешедший в мариньякит. По Г. П. Барсанову

Показаны трещины вспучивания. В центре кристалла—остаток первичного пирохлора

Происхождение. Встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов в ассоциации с полевыми шпатами, главным образом альбитом, иногда с цирконом, биотитом, апатитом, ильменитом, сфеном, кальцитом и другими минералами, образующимися в более позднюю пневматолито-гидротермальную стадию пегматитообразования. Нередко наблюдается характерное окрашивание тесно срастающегося с ним альбита в коричневато-желтый цвет.

Установлены позднейшие превращения пирохлора во вторичный продукт в виде псевдоморфоз по октаэдрическим кристаллам пирохлора. Характерно, что эти псевдоморфозы иногда имеют трещины вспучивания и сами кристаллы при этом обладают несколько искаженным октаэдрическим обликом (рис. 176). Этот вновь образующийся минерал оптически изотропен. Цвет светложелтый. N около 2,1.

Как новообразование пирохлор иногда наблюдается в агрегате ильменита, возникающего, очевидно, при эндогенном разложении ильменорутила—$(Ti,Nb,Fe)O_2$.

Практическое значение. В случае значительных по размерам и запасам месторождений представляет промышленный интерес как сырье ниобия и тантала. О применении ниобия см. лопарит.

Месторождения. Найден в различных пунктах, главным образом в связи с пегматитами нефелиновых сиенитов.

ЭШИНИТ—$(Ce,Ca,Th...)\ (Ti,Nb)_2O_6$. «Эсхине» по-гречески—стыд (в свое время химики не находили способов для установления содержащихся в этом минерале компонентов). По составу является титано-ниобатом редких земель. С приоритом (танталовый аналог) образует изоморфные смеси (по редким землям и иттрию). Колебания содержаний главных компонентов (в %):

Ce_2O_3	15,5—19,5	TiO_2	21,2—23,9	SnO_2 . . .	0—0,2
$(Y, Er)_2O_3$.	0,9— 4,5	Nb_2O_5 . . .	23,8—32,5	MnO . . .	0—0,03
CaO	2,3— 2,7	Ta_2O_5	0 — 6,9	MgO . . .	0—0,01
FeO	2,2— 4,3	ThO_2	11,2—17,5		

Сингония ромбическая. Кристаллы призматические, иногда в длину достигают 12 *см*. Цвет черный, коричнево-бурый. Черта темнобурая, почти черная. Блеск алмазный, жирный. Разности, подвергшиеся метамиктному распаду, изотропны. $N=2{,}26$.

Твердость 5—6. Излом раковистый. Уд. вес 5,16—5,23. П. п. тр. не плавится, но вспучивается. В кислотах, кроме HF, не растворяется.

Встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов в ассоциации с нефелином, полевыми шпатами, биотитом, мусковитом, магнетитом, цирконом и другими минералами. Установлен в Гитерё (Норвегия) и в других местах.

САМАРСКИТ—$(Y, Er...)_4[(Nb,Ta)_2O_7]_3$. Сингония ромбическая. Назван по фамилии начальника штаба корпуса горных инженеров Самарского (1842). Химический состав весьма сложен. Содержания главных компонентов колеблются в следующих пределах (в %):

Y_2O_3	6,41—14,49	Nb_2O_5	27,77—46,44	ThO_2	0 — 4,23
Er_2O_3	2,72—13,37	Ta_2O_5	1,81—27,03	UO_2	4,02—16,0
Ce_2O_3	0,25— 3,82	TiO_2	0 — 1,42	PbO	0 — 0,98
La_2O_3	0,37— 1,07	ZrO_2	0 — 2,29	CaO	0,2 — 3,79
$(Pr, Nd)_2O_3$	0,74— 4,17	SnO_2	0 — 0,95	FeO	0 —11,15

Встречается в призматических, иногда пластинчатых кристаллах с тусклыми гранями. Из граней наиболее часты пинакоиды {100}, {010} и призма {101}. Наблюдаются и неправильной формы зерна, иногда сплошные массы. Интересны закономерные срастания с колумбитом (рис. 177). Известны случаи обрастания кристаллов колумбита самарскитом со всех сторон тонким слоем, причем получаются кристаллы с кажущимся внешним обликом колумбита.

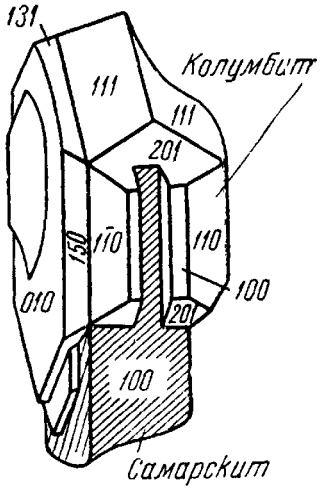


Рис. 177. Ориентированное срастание самарскита с колумбитом. Увеличено. (По Д. П. Григорьеву

Цвет бархатно-черный, буровато-черный. Черта темная красновато-бурая до черной. Характерен сильный смоляновидный блеск. Почти непрозрачен. В тонких шлифах просвечивает коричневым цветом. $N = 2{,}21—2{,}25$ (для разностей в метамиктном состоянии). Иногда наблюдается сильное двупреломление. Твердость 5—6. Излом раковистый. Уд. вес 5,6—5,8. Сильно радиоактивен.

Из диагностических признаков для самарскита характерны бархатно-черный цвет матовых граней кристаллов, раковистый излом с сильным смоляным блеском.

П. п. тр. слегка оплавляется по краям в черное стекло. В закрытой трубке растрескивается и самораскаляется. С фосфорной солью дает изумрудно-зеленое стекло урана как в окислительном, так и в восстановительном пламени. Сплавляется с $KHSO_4$. Солянокислый же раствор при кипячении с оловом или цинком окрашивается в голубой цвет (реакция на ниобий).

Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с полевыми шпатами, окрашенными около него в красновато-бурый цвет (результат воздействия продуктов радиоактивного распада элементов самарскита), а также с колумбитом, эшинитом, монацитом, гранатами, турмалином и другими минералами. Из иностранных можно упомянуть о месторождениях Сев. Каролины (с колумбитом) и Мэриленда (США), на о. Мадагаскаре (Антанамалаза), около Мосса (Норвегия).

10. ГРУППА УРАНИНИТА

Сюда относятся двуокиси четырехвалентных металлов: U, Th и Zr. Здесь опишем лишь уранинит.

УРАНИНИТ—UO_2. Название дано по составу. Является важнейшим источником урана и радия.

Химический состав встречающихся кристаллов не отвечает написанной формуле [1]; он является промежуточным между UO_2 и UO_3. Наличие в составе уранинита U^{+6}, вероятно, обязано процессу окисления. Содержит

[1] Напомним из химии, что уран с кислородом дает следующие соединения: UO_2—закись урана, называемую также двуокисью, черного цвета и UO_3—аморфную трехокись урана, желтого цвета.

Ra, Ac, Po и другие продукты радиоактивных превращений. Как конечный продукт радиоактивного распада U и Th в уранинитах всегда присутствует «радиогенический» Pb (изотопы Pb^{206}, Pb^{207} и Pb^{208}). Содержание его нередко достигает 10—20%. Однако в урановых рудах часто устанавливается и обычный свинец (за счет включений галенита), содержащий, кроме указанных изотопов, также изотоп Pb^{204} в постоянном количестве (около 10%) по отношению к другим изотопам. Некоторые разности уранинита, носящие специальные названия клевеита или нивенита, содержат редкие земли (Ce, La, Er...), а также Y. Их количество достигает нескольких процентов (до 12%). Для крупнокристаллических разностей, встречающихся в пегматитах, характерно содержание Th. Изредка в значительных количествах (до 7,5%) присутствует Zr. Устанавливаются также газы: He, Ar, N, CO_2 и др. Гелий во всех случаях является результатом радиоактивного распада, а аргон и азот могут быть, по крайней мере отчасти, получены из атмосферы. Почти постоянно присутствует H_2O, входящая в состав при изменении вещества.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** типа флюорита (см. рис. 135). **Облик кристаллов** кубический с подчиненным развитием граней октаэдра и ромбического додекаэдра (рис. 178). Встречаются октаэдрические, изредка ромбододекаэдрические кристаллы. Размеры их обычно небольшие (иногда до 1 *см*). Наблюдаются вросшими в породу. Двойники прорастания по флюоритовому закону редки. **Агрегаты.** Чаще наблюдается в виде колломорфных почковидных, натечных форм. Такие разности называют «урановой смоляной рудой», «урановой смолкой», «настураном» (от греческого слова «настос»—плотный). Наконец, наблюдаются матовые сажистые налеты или порошковатые массы, называемые «урановой чернью».

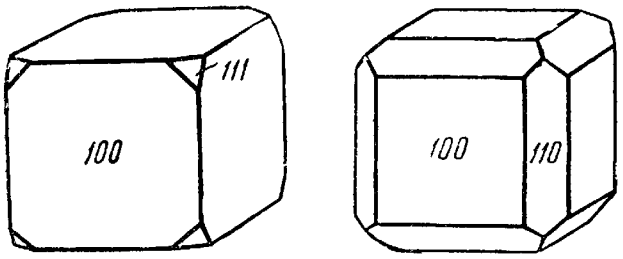


Рис. 178. Кристаллы уранинита

Цвет уранинита черный, иногда со слабым фиолетовым оттенком. В тонких шлифах в проходящем свете непрозрачен или просвечивает темнобурым, а сильно измененные участки—зеленоватым оттенком. **Черта** буровато-черная, слегка блестящая. **Блеск** полуметаллический, чаще типичный смоляной, а у сильно измененных разностей восковой или матовый.

Твердость 5—6, у сильно измененных разностей падает до 3. Хрупок. Излом неровный, приближающийся к раковистому. **Уд. вес** 10,3—10,6, у сильно измененных разностей ниже. Обычно колеблется от 8 до 10, иногда падает до 6,5 и даже до 4,5. **Прочие свойства.** Сильно радиоактивен.

Диагностические признаки. Характерны черный цвет, сильный смолистый блеск в изломе, высокий удельный вес и сильная радиоактивность. В окисленных образцах весьма характерна также ассоциация с ярко окрашенными в оранжевые и желтые цвета продуктами разрушения уранинита или урановой смолки.

П. п. тр. не плавится. Значительно окисленные разности уранинита довольно легко растворяются в HNO_3, H_2SO_4 и HF. Соляная кислота растворяет его очень медленно. Наибольшей растворимостью обладают разности, содержащие редкие земли. Перл буры в восстановительном пламени зеленый, в окислительном желтый. При нейтрализации раствора аммиаком выпадает желтый осадок $(NH_4)_2UO_4$—ураната аммония.

Происхождение. Среди месторождений уранинита различаются следующие главные генетические типы.

1. Скопления минералов урана в гранитовых и сиенитовых пегматитах, где уранинит встречается сравнительно редко и обычно распределен очень неравномерно в парагенезисе с минералами редких земель, ниобия, тантала (колумбитом, стрюверитом, фергюсонитом, монацитом и дру-

гими), а также с турмалином, цирконом, полевыми шпатами, слюдами, иногда в ассоциации с ураноносными органическими соединениями (рис. 179): тухолитом (асфальтоподобным веществом), карбураном и другими минералами. Уранинит, как правило, содержит торий и редкие земли.

2. В значительно бо́льших количествах окислы урана распространены в гидротермальных месторождениях так называемой Co—Ni—Bi—Ag—U-формации. Уранинит в месторождениях этого типа ассоциирует с арсенидами никеля и кобальта (никелином, смальтином, раммельсбергитом, хлоантитом), самородным висмутом, иногда висмутином, самородным мышьяком, самородным серебром, аргентитом, в других случаях—с гематитом, но чаще с карбонатами кальция и железа, черным разложившимся флюоритом и другими минералами. Однако в главной массе он образует самостоятельные выделения в карбонатных жилах и прожилках в ассоциации с редкими сульфидами, иногда черным флюоритом и другими минералами.

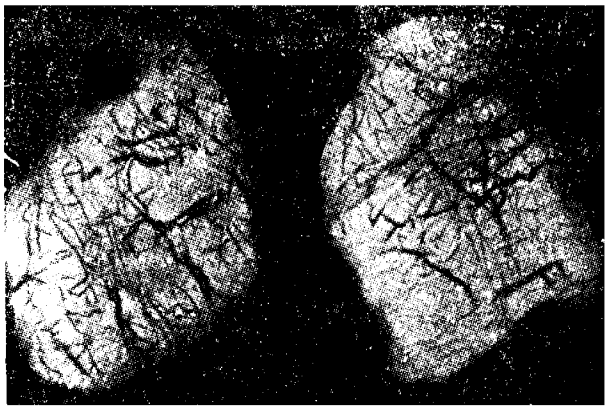


Рис. 179. Радиография двух приполированных образцов уранинита с прожилками тухолита (черное)

Правда, ассоциация пяти указанных выше металлов не является обязательной для всех месторождений этого типа. В ураново-медных месторождениях провинции Катанга (Бельгийское Конго) минералы никеля, как правило, отсутствуют, а в месторождениях района Джилпин в Колорадо (США) полностью отсутствуют кобальто-никелевые минералы и уранинит встречается в кварцево-сидеритовых жилах в виде колломорфных выделений в ассоциации с пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, редким самородным висмутом и с другими минералами. В золоторудном месторождении Гвадалупе, Чихуахуа (Мексика) уранинит наблюдался в кальцитовых жилах с золотом и пиритом.

3. Окислы урана в виде урановой черни образуются также при экзогенных процессах выветривания урановых месторождений в низах зоны окисления или в так называемой зоне цементации (ниже уровня грунтовых вод) в трещинах среди рудного тела или во вмещающих породах и даже в трещинках отдельных минералов. Образование урановой черни объясняют восстановлением в условиях недостатка кислорода растворимых в воде соединений шестивалентного урана, которые с просачивающимися водами достигают зоны цементации. Низшие окислы урана обладают чрезвычайно низкой растворимостью, чем и обусловливается их выпадение из растворов. Урановая чернь наблюдается в виде тончайших пленок, жилок и сажистых скоплений темносерого или бархатно-черного цвета, иногда с чуть буроватым оттенком. В таких же условиях, но в более широких трещинах могут послойно отлагаться более плотные разности окислов урана с колломорфным строением образующихся черных матовых корок.

Уранинит очень легко подвергается позднейшим изменениям и, повидимому, вскоре после своего образования, независимо от генетического типа и возраста месторождения. Постоянное наличие в его составе высших окислов урана говорит о способности относительно легко окисляться.

В зонах окисления уранинит довольно легко разлагается и является источником большого числа различных экзогенных минералов урана (в зависимости от условий выветривания, состава первичных руд и поверхностных вод): гидроокислов, сульфатов, карбонатов, уранованадатов, уранофосфатов

и ураносиликатов[1]. Все они обладают яркими желтыми, зелеными или оранжевыми окрасками. Условия их нахождения говорят о том, что соединения урана в зоне окисления подвергаются некоторой миграции. При этом одни участки ее обедняются, другие—обогащаются ураном, но в общем значительная часть его все же рассеивается.

Практическое значение. Интересно отметить, что уранинитовые руды, получавшиеся попутно с добычей серебра, до момента открытия супругами Кюри радия длительное время использовались лишь для изготовления желтой, оранжевой и черной красок. С девятисотых годов для той же цели шли урановые отбросы после переработки этих руд на препараты радия. И только в самое последнее время, в связи с разрешением проблемы освобождения и использования колоссальной внутриядерной энергии, выявилась исключительная ценность этих руд.

Радий в уранинитовых рудах содержится в количестве нескольких стотысячных долей процента по отношению к массе урана. Получаемые при обработке урановых руд препараты радия имеют разнообразное применение: в медицине при лечении злокачественных опухолей (радоном—продуктом распада радия), для чего применяются специальные приборы, называемые «радиопушками»; затем гамма-излучение радия используется для просвечивания с целью контроля дефектов в металлических отливках, железобетонных сооружениях и т. п.

Месторождения уранинита по сравнению с месторождениями других металлических полезных ископаемых очень немногочисленны.

Наиболее крупное из них располагается за Полярным кругом у Большого Медвежьего озера (Канада). Месторождение было обнаружено поярко окрашенным в желто-оранжевые цвета вторичным урановым минералам, располагавшимся на самой поверхности (возвышенные участки района сглажены ледниками и совершенно не имеют дилювиальных наносов). Многочисленные рудоносные кварцевые жилы, линзы и прожилки, прослеживающиеся на большом протяжении, содержат карбонаты, гематит, урановую смолку, сульфиды и арсениды кобальта и никеля, самородный висмут и более поздние: самородное серебро, аргентит, пирит, халькопирит, галенит, сфалерит и др. Широко развиты метаколлоидные агрегаты рудных минералов. Месторождение расположено в докембрийских породах. Возраст, определенный разными методами, около 1300 млн. лет (самое древнее из урановых месторождений).

Довольно крупное урановое месторождение было открыто в провинции Катанга (Бельгийское Конго). Оно известно под названиями Казоло, Шинколобве и Калонгве. Оруденение установлено в виде линз и жил в доломитовых породах и сланцах (вдали от гранитных массивов). В составе руд и боковых пород, кроме кварца, принимают участие изредка турмалин, монацит, апатит, затем сульфиды: пирит, линнеит, халькопирит и др. Урановая смолка иногда встречается в очень значительных скоплениях. В зоне окисления здесь наблюдались в существенных количествах самые разнообразные вторичные минералы урана: янтинит, беккерелит, шёпит, склодовскит, казолит, соддиит, ураносферит, кюрит и др. Возраст его около 610 млн. лет.

11. ГРУППА КВАРЦА

Минералы, входящие в эту группу, имеют один и тот же очень простой состав—SiO_2. Они представляют собой ряд полиморфных модификаций.

Эти минералы по кристаллическому строению занимают совершенно особое положение среди окислов. Как мы потом увидим, кристаллические

---

[1] Аморфные продукты изменений уранинита в виде налетов или корок яркокрасного, оранжевого и желтого цвета называли гуммитом. Исследования показали, что это вещество представляет собой смесь оранжево-красного кюрита (гидрата урана и свинца) и желтого соддиита (силиката урана).

структуры их имеют прямое отношение к силикатам. На этом основании некоторые авторы эту группу минералов рассматривают в разделе силикатов. Но так как кварц по своей химической природе является типичным окислом, то мы, согласно принятой нами установке, должны его рассматривать в этом разделе.

Из относящихся сюда полиморфных модификаций SiO_2 три главные формы имеют самостоятельные названия: кварц, тридимит и кристобалит. Их модификации принято обозначать с приставками греческих букв α и β[1].

В природе существует также гидратированный кремнезем — опал $SiO_2 \cdot nH_2O$, который мы рассмотрим особо.

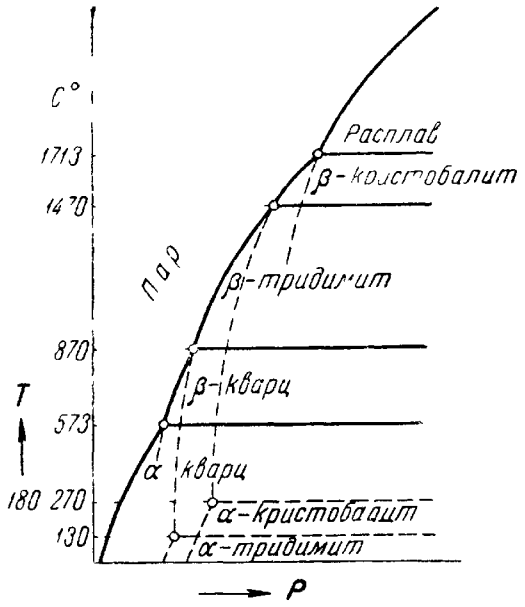


Рис. 180. Однокомпонентная система—SiO_2

Кривые упругости паров различных модификации SiO_2 показаны схематически. Для каждой данной температуры более устойчива та модификация, для которой упругость пара меньше (т. е. кривая ближе к оси ординат)

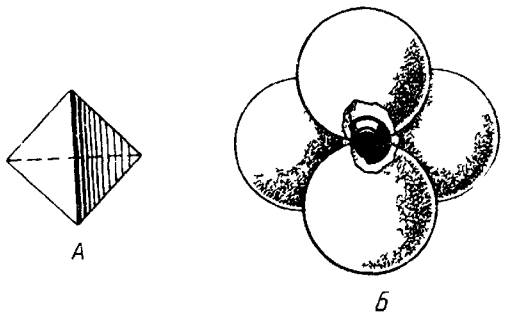


Рис. 181. *А*—тетраэдр, поставленный на ребро; вершины его являются центрами ионов кислорода в тетраэдрической группе SiO_4 (*Б*), внутри которой располагается ион Si^{4+}. Масштаб для *А* и *Б* один и тот же

Общая картина полиморфных превращений SiO_2 изображена на рис. 180 в виде диаграммы состояния *TP*. Установлен следующий ряд энантиотропных превращений:

$$\alpha\text{-кварц} \underset{573^\circ}{\rightleftarrows} \beta\text{-кварц} \underset{870^\circ}{\rightleftarrows} \beta\text{-тридимит} \underset{1470^\circ}{\rightleftarrows} \beta\text{-кристобалит} \underset{1713^\circ}{\rightleftarrows} \text{расплав}.$$

Кроме того, для тридимита и кристобалита в области низких температур в сильно переохлажденном состоянии известны также энантиотропные превращения:

$$\alpha\text{-тридимит} \underset{130^\circ}{\rightleftarrows} \beta\text{-тридимит} \quad \text{и} \quad \alpha\text{-кристобалит} \underset{180-270^\circ}{\rightleftarrows} \beta\text{-кристобалит}.$$

Кристаллическая структура кварца, как и других полиморфных модификаций, характеризуется той особенностью, что ион Si^{4+} всегда находится в четверном окружении ионов O^{2-} (рис. 181), расположенных по вершинам тетраэдра. Каждая вершина такого тетраэдра одновременно служит вершиной другого смежного тетраэдра (рис. 182). Таким образом, кристаллические решетки этих минералов состоят как бы из каркасов сцепленных друг с другом тетраэдров. Способ сцепления во всех модификациях один и тот же (через вершины тетраэдров), но ориентировка и общая симметрия в расположении их различны. В целом упаковка ионов кислорода не плотная: в каркасах имеются «пустотки» между тетраэдрами. В низкотемпературных модификациях они обладают малыми размерами, а в высокотемпера-

[1] Некоторые авторы, в частности П. Ниггли, Ф. Ринне, А. Е. Ферсман и другие, придерживаются обратного обозначения: более низкотемпературную модификацию α-кварц они обозначают как β-кварц, α-кристобалит—β-кристобалит и т. д.

турных, более «рыхло» построенных модификациях они крупнее. В прямой зависимости от этого находятся и удельные веса, а также показатели преломления.

Так как каждый ион кислорода является общим для двух смежных тетраэдров SiO_4, то он всюду располагается между двумя ионами кремния, тогда как каждый ион Si^{4+} находится в четверной координации ионов кислорода. Отсюда и координационные числа 2 и 4. При рассмотрении тетраэдров SiO_4 легко видеть, что каждый положительный ион Si^{4+} погашает лишь половину отрицательной валентности каждого окружающего его иона O^{2-}, но так как каждый ион кислорода одновременно принадлежит другому тетраэдру, одновременно погашается и вторая половина его заряда. Таким образом, легко убедиться, что в целом химическая формула соединения будет SiO_2.

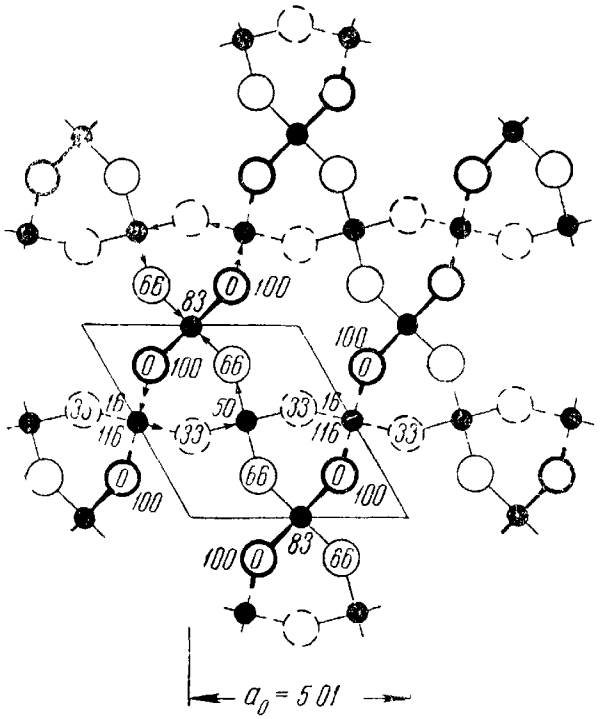


Рис. 182. Кристаллическая решетка более высокотемпературной модификации β-кварца в проекции на плоскость (0001)

Цифры означают относительные высоты ионов над плоскостью чертежа

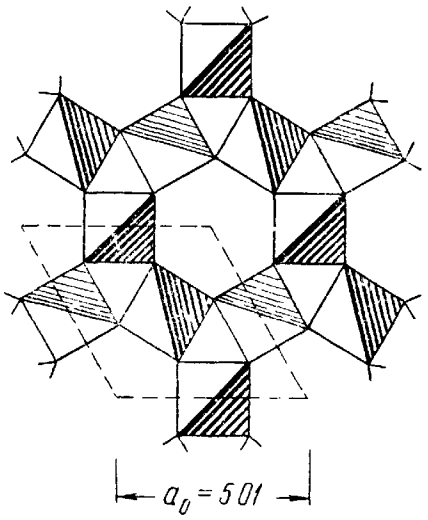


Рис. 183. Та же кристаллическая решетка, что и на рис. 182, но в изображении в виде тетраэдров SiO_4

Линиями различной степени жирности (на затененной стороне тетраэдров) показано относительное положение этих тетраэдров над плоскостью чертежа. Легко видеть, что тетраэдры, примыкающие к внутреннему шестиугольнику, расположены по винтовой оси шестого порядка (по двухходовому винту)

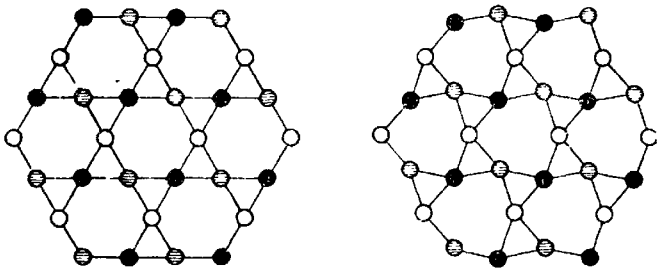
α-КВАРЦ—SiO_2. Эту устойчивую при низких температурах модификацию обычно называют просто кварцем; происхождение названия остается неизвестным. Кварц является одним из наиболее распространенных в земной коре и наилучше изученных минералов.

Химический состав. Теоретическому составу, очевидно, отвечают бесцветные прозрачные разновидности. Разности, окрашенные в молочно-белый цвет, в виде механических примесей в разных количествах могут содержать газообразные, жидкие и твердые вещества: CO_2, H_2O, углеводороды, NaCl, $CaCO_3$, в ряде случаев включения мельчайших кристалликов рутила, актинолита и других минералов.

Сингония. Более высокотемпературная модификация β-кварц кристаллизуется в гексагональной сингонии, гексагонально-трапецоэдрическом в. с. L^66L^2. Более устойчивая при температурах ниже 573° (при атмосферном давлении) модификация α-кварц кристаллизуется в тригональной сингонии, тригонально-трапецоэдрическом в. с. L^33L^2. **Кристаллические структуры** довольно просты в структурной схеме. На рис. 182 и 183 в одинаковом масштабе изображена кристаллическая структура β-кварца в проекции вдоль оси *c* на плоскость (0001). В каждом тетраэдре SiO_4 два кислородных иона располагаются несколько выше, а другие два—несколько ниже, чем ион

кремния. Группы тетраэдров лежат в трех слоях на различных высотах; их относительное положение над плоскостью чертежа показано линиями разной жирности и цифрами при кружках (рис. 182). Как можно заметить на рис. 183, тетраэдры образуют спирали, каждая из которых закручивается в одну и ту же сторону. Так называемые правые и левые кварцы тем и отличаются, что заворот этих спиралей происходит в правую или в левую сторону. Поворот вокруг шестерной оси на 60° и перенос на одну треть высоты элементарной ячейки вдоль оси c приводит к совпадению с прежней позицией тетраэдров (рис. 183).

Низкотемпературная модификация α-кварц по своей кристаллической структуре лишь несколько отличается от β-кварца. На рис. 184 изображены



А *Б*

Рис. 184. Соотношения в кристаллических структурах β-кварца (*А*) и α-кварца (*Б*)
Показаны только ионы кремния, высотное положение которых отмечено различной степенью затененности кружков

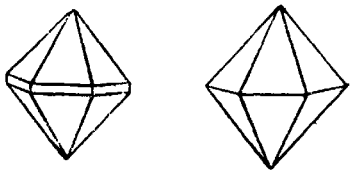


Рис. 185. Кристаллы β-кварца. Гексагональная пирамида (справа) в комбинации с гексагональной призмой (слева)

их соотношения в проекции на плоскость (0001), причем показаны лишь ионы кремния. Как видим, при полиморфном превращении высокотемпературной модификации в низкотемпературную происходят небольшие смещения центров кремнекислородных тетраэдров, в результате чего имеет место уплотнение решетки и понижение ее симметрии: шестерные оси превращаются в тройные. При этом тип связи между тетраэдрическими группами не меняется. В процессе превращения не происходит изменений в направлениях заворота спиралей (в правую или левую сторону).

Облик кристаллов. Кристаллы β-кварца, вернее параморфозы α-кварца по нему, встречающиеся в богатых кремнеземом эффузивных породах (липаритах, кварцевых порфирах и др.) как ранние выделения из жидкой магмы, имеют облик гексагональной дипирамиды, причем грани призмы сильно укорочены или отсутствуют вовсе (рис. 185). Они обычно очень мелки, но в некоторых породах достигают 1—2 *см* в поперечнике. Низкотемпературный α-кварц в хорошо образованных кристаллах встречается только в пустотах или рыхлых средах. Известны отдельные кристаллы очень крупных размеров, до 1 и даже 40 *т* весом. Формы кристаллов хотя и весьма разнообразны, но чрезвычайно характерны по присутствию граней призмы $m\{10\bar{1}0\}$, часто с горизонтальной штриховкой, граней ромбоэдров $r\{10\bar{1}1\}$ и $z\{01\bar{1}1\}$, тригональной дипирамиды $s\{11\bar{2}1\}$, тригонального трапецоэдра $x\{5161\}$ и др. (рис. 186). Встречаются индивиды, в которых грани главных ромбоэдров одинаково развиты, и кристаллы в таких случаях принимают облик «гексагональной дипирамиды». Однако ромбоэдры всегда отличаются друг от друга по физическим признакам: грани одного блестящи, другого—матовы, фигуры травления также не одинаковы. По положению граней тригонального трапецоэдра $\{51\bar{6}1\}$ и дипирамиды $\{11\bar{2}1\}$ различают правый и левый кварц (рис. 186). Эти грани приурочены к ребрам призмы (через 120°), располагаясь вверху и внизу, но по разные стороны ребра.

Кроме явнокристаллических модификаций α- и β-кварца известны скрытокристаллические разности, обладающие волокнистым строением: халцедон

и кварцин, отличимые друг от друга только по оптическим свойствам (в частности, по оптическому знаку).

Двойники наблюдаются весьма часто и по разным законам. 1) Д о ф и н е й с к и е двойники (рис. 187) столь совершенно прорастают друг друга, что похожи на простые кристаллы, от которых они отличаются тем, что

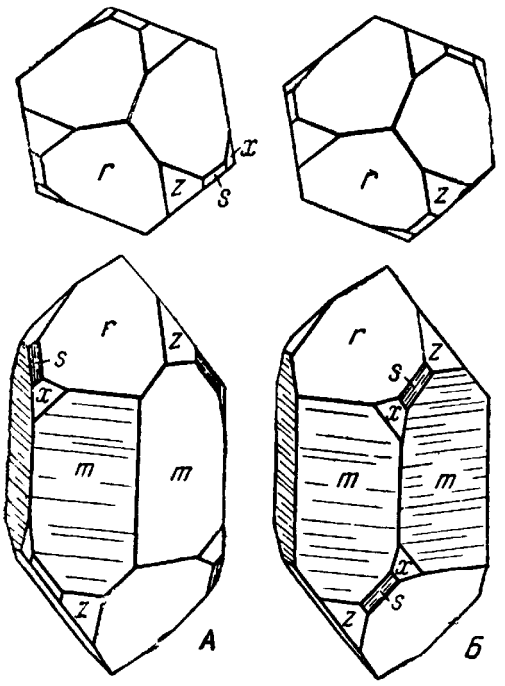


Рис. 186. Левый (*А*) и правый (*Б*) кварц
$m\{10\bar{1}0\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $z\{01\bar{1}1\}$, $s\{11\bar{2}1\}$, $x\{51\bar{6}1\}$

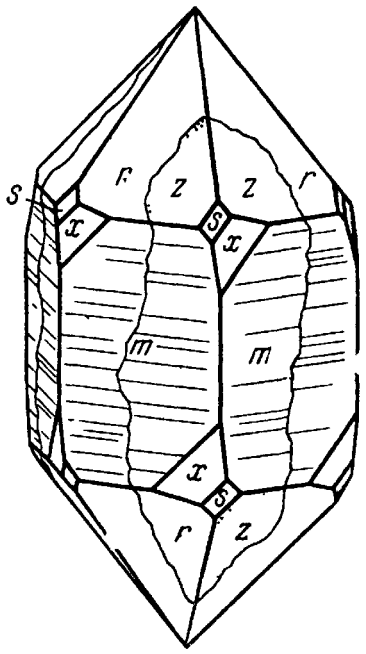


Рис. 187. Дофинейский двойник (схема) Границы между двумя индивидами заметны по сутурной линии

грани трапецоэдра *x* наблюдаются в удвоенном количестве (рис. 188) и выводятся друг из друга поворотом вокруг вертикальной оси не на 120°, а на 60°. Грани призмы обоих индивидов сливаются, а грани ромбоэдра *r* совпадают с гранями ромбоэдра *z* (рис. 187). Оптические оси обоих индивидов параллельны, и потому двойниковое строение можно установить только путем травления (рис. 189—*А*). Двойниковые швы извилистые 2) Б р а з и л ь-

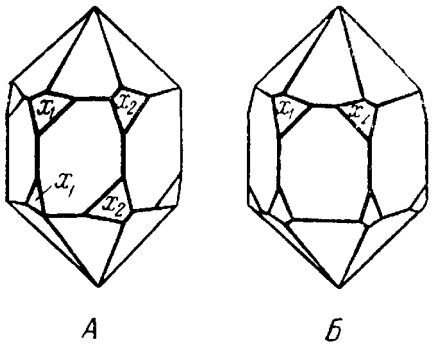


Рис. 188. Дофинейский (*А*) и бразильский (*Б*) двойники (схема)

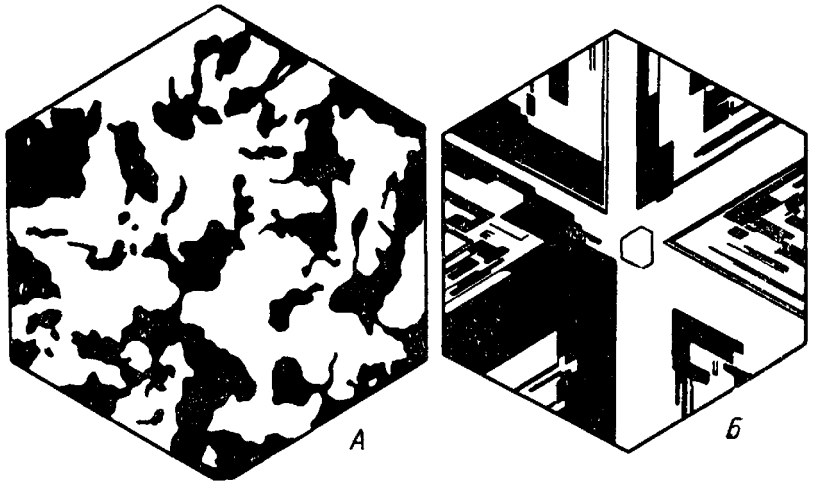


Рис. 189. Протравленные сечения кристаллов кварца (перпендикулярно оптической оси)
А—дофинейский двойник, границы индивидов очень неправильные *Б*—бразильский двойник с прямыми границами двойниковых индивидов

с к и е двойники (рис. 188) отличаются от дофинейских тем, что в них грани трапецоэдров, наблюдающиеся в двойном количестве, выводятся иначе: отражением в вертикальной плоскости. Двойниковое строение легко обнаруживается в поляризованном свете и путем травления (см. рис. 189—*Б*). В отличие от строения дофинейских двойников, здесь мы наблюдаем прямо-

линейные двойниковые швы. 3) Японские двойники по тригональной дипирамиде {11$\bar{2}$2}; индивиды наклонены друг к другу под углом 84°34′.

Агрегаты. В пустотах широко распространены друзы кристаллов кварца (рис. 40), иногда в срастании с кристаллами других минералов. Сплошные же массы кварца представляют зернистые агрегаты. Строение плотных агрегатов легко устанавливается в тонких шлифах под микроскопом при скрещенных николях. Халцедон, обладающий скрытоволокнистым строением, часто наблюдается в виде корок, натечных почковидных форм или сферолитов, но чаще в виде желваков, носящих название кремней. Агаты (кремнистые жеоды) имеют концентрически-зональное строение, обусловленное перемежаемостью различно окрашенных слоев халцедона, иногда кварца. Центральные части жеод нередко сложены кристаллически-зернистым кварцем (рис. 41), иногда в виде щеток кристаллов.

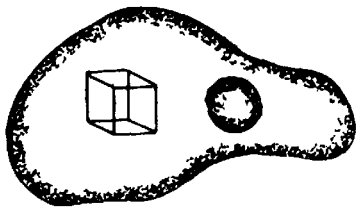


Рис. 190. Газовый пузырек и кристаллик галита в капельке жидкости, включенной в кварц

Цвет кварца может быть самый различный, но обычно распространены бесцветные, молочно-белые и серые окраски. Прозрачные или полупрозрачные красиво окрашенные разности носят особые названия: 1) горный хрусталь—бесцветные водянопрозрачные кристаллы; 2) аметист—фиолетовые разности; 3) раухтопаз—дымчатые прозрачные разности, окрашенные в сероватые или буроватые тона; 4) морион—кристаллы кварца, окрашенные в черный цвет; 5) цитрин—золотисто-желтые или лимонно-желтые кристаллы. Кроме перечисленных прозрачных разностей кварца, наблюдаются явно аллохроматически окрашенные кристаллы кварца благодаря включениям посторонних минералов, также имеющие свои названия: празем—зеленоватый кварц с включениями иголочек зеленого актинолита; авантюрин—желтоватый или буровато-красный кварц с мерцающим отливом, обусловленным мельчайшими включениями слюды, железной слюдки (Fe_2O_3) и др.

Широко распространенный в гидротермальных месторождениях молочно-белый цвет кварцевых масс в одних случаях обязан содержанию в них большого количества микроскопических жидкостей и газов. Почти всегда в жидких включениях наблюдается подвижной пузырек газа, по которому легко узнается жидкость, а иногда даже кристаллики NaCl (рис. 190). При нагревании при определенной температуре эти кристаллики растворяются, затем исчезают пузырьки газа и образуется однородная жидкая фаза. При охлаждении она вновь становится неоднородной. Таким путем можно примерно установить, при какой температуре мог произойти захват этих жидких фаз в процессе кристаллизации кварца. В других случаях молочно-белый цвет кристаллов кварца обусловлен сильной трещиноватостью, возникшей при динамических воздействиях (подобно тому, как совершенно прозрачный лед при ударе молотком в поврежденном месте становится молочно-белым).

Халцедон чаще, чем кристаллический кварц, бывает окрашен в самые различные цвета и оттенки: молочно-серый, синевато-черный (сапфирин), желтый, красный, оранжевый (сердолик), коричневый, бурый (сардер), зеленый (плазма), яблочно-зеленый от соединений никеля (хризопраз), зеленый с красными пятнышками (гелиотроп) и др. Агаты или ониксы сложены часто тончайшими различно окрашенными концентрически-зональными или плоскопараллельными слоями халцедона (рис. 191), могут иметь самые различные сочетания оттенков: черного с белым (арабский оникс), бурого с белым (сардоникс), красного с белым (карнеолоникс) и др.

Блеск кварца стеклянный, халцедона—восковой до матового. **Оптические константы.** Кварц оптически одноосный, положительный. $Ng = 1{,}553$ и $Nm = 1{,}544$. Он обладает способностью вращать плоскость поляризации в ту

или другую сторону в зависимости от того, имеем ли мы дело с правым или с левым кварцем.

Твердость 7. **Спайность** отсутствует или весьма несовершенная по ромбоэдру. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,5—2,8, для чистых разностей 2,65; β-кварц, обладающий менее плотной решеткой, имеет несколько меньший удельный вес. **Прочие свойства.** Кварц способен пропускать ультрафиолетовые лучи. Обладает свойством пьезоэлектризации: под влиянием механических напряжений в нем возникают электрические заряды. Электрическими осями являются двойные, причем тот конец каждой двойной оси, который упирается в ребро, срезанное гранями трапецоэдра, электризуется отрицательно, а противоположный конец—положительно. Температура плавления кварца 1713°. При застывании расплава легко образуется кварцевое стекло (аморфный кварц), обладающее рядом особых свойств (кислотоупорностью, низким коэфициентом расширения, способностью пропускать ультрафиолетовые лучи и др.).

Диагностические признаки. Кристаллы кварца легко узнаются по характерным для них формам. Кварц в плотных агрегатах устанавливается по высокой твердости, раковистому излому и отсутствию спайности.



Рис. 191. Агат частью с горизонтальными, частью с концентрическими различно окрашенными слоями

Халцедон от похожих на него минералов (опала, смитсонита—$ZnCO_3$, скрытокристаллического флюорита и других) отличается главным образом по твердости. Легко отличим также по оптическим свойствам.

П. п. тр. не плавится. С кислотами не реагирует, за исключением HF, с которой легко образует летучее соединение—SiF_4. Поддается влиянию щелочей. На халцедон сильно действует KOH.

Происхождение. Кварц, будучи широко распространен в природе, входит в состав самых различных по генезису горных пород и рудных месторождений.

1. Во многих интрузивных и эффузивных кислых изверженных породах он, так же как полевые шпаты и слюды, является существенной составной частью (в гранитах, гнейсах, кварцевых порфирах и др.). Порфировые кристаллы кварца в кислых эффузивных породах обладают кристаллически-зональным строением, часто содержат включения вулканического стекла.

2. В крупных кристаллах (раухтопаз, морион, аметист и др.) он встречается в пустотах среди пегматитов также в ассоциации с полевыми шпатами, мусковитом, иногда топазом, бериллом, турмалином и другими минералами. Часто наблюдаются закономерные срастания его с крупными индивидами калиевых полевых шпатов—ортоклаза или микроклина, напоминающие в приполированных штуфах еврейские письмена. Характерно, что все эти включения кварца в каждом данном кристалле полевого шпата оптически ориентированы одинаково.

3. Как постоянный жильный минерал, и притом в значительных массах, кварц распространен в чрезвычайно многочисленных на земном шаре гидротермальных месторождениях в ассоциации с самыми различными минералами: касситеритом, вольфрамитом, золотом, молибденитом, пиритом, халькопиритом, турмалином, кальцитом, хлоритами и др. Почти всегда кварц содержит микроскопические включения газов, жидкостей и твердых минеральных веществ.

Агаты и ониксы в виде миндалин (секреций) самых различных форм и размеров широко распространены во многих эффузивных горных породах — мелафирах, базальтах, андезитах и др. (измененных пузыристых лавах). Образование их связано с циркуляцией концентрированных коллоидных растворов кремнезема в последний, заключительный этап гидротермальной деятельности.

4. При экзогенных процессах кварц и халцедон в виде тонкозернистых агрегатов образуются при дегидратации и раскристаллизации гелей кремнезема. При этом известны случаи образования в пустотах кристаллов кварца, например в трещинах среди окремненных при поверхностных процессах тех или иных пород (известняков, серпентинитов и др.).

Зато гораздо шире в этих условиях образуется халцедон не только при процессе дегидратации гелей кремнезема, но и самостоятельным путем. Наблюдались случаи его отложения после опала в пустотах между колломорфными выделениями последнего. Наиболее широко халцедон распространен в виде кремней в известняках, а также желваков в коре выветривания, напоминающих по внешнему виду миндалины и жеоды однородного халцедона гидротермального происхождения в изверженных эффузивных породах.

5. При метаморфических процессах кварц в значительных массах образуется при обезвоживании опалсодержащих осадочных пород с образованием так называемых яшм и слоистых роговиков (чрезвычайно тонкозернистых кварцевых и кварцево-халцедоновых пород).

Однако наибольший интерес как с минералогической, так и с практической точек зрения представляют жилы «альпийского типа», образующиеся в линзовидных трещинах, возникающих при метаморфизме и рассланцевании горных пород (см. стр. 102). В больших пустотах и трещинах («хрустальных погребах»), лишь частично выполненных минеральным веществом, стенки бывают усеяны наросшими прекрасно образованными, нередко крупными кристаллами кварца в сопровождении хлоритов, полевого шпата, рутила, брукита и др. Эти жилы и сами кристаллы обладают многими характерными особенностями. Кристаллы горного хрусталя имеют самую различную ориентировку по отношению к стенкам пустот. Установлено, что эта ориентировка находится в зависимости от ориентировки породообразующих зерен кварца, обнаженных в стенках боковой породы и явившихся затравками для крупных кристаллов, выросших в пустоте. Недеформированные кристаллы горного хрусталя обладают пьезоэлектрическими свойствами.

При процессах выветривания кварц является химически стойким минералом и потому накапливается в виде обломочных зерен в россыпях и осадочных породах (песчаниках, кварцитах).

Псевдоморфозы кварца были установлены по самым различным минералам: кальциту, бариту, гипсу, полевым шпатам, оливину и т. д., а также по животным и растительным остаткам.

Практическое значение. Применение кварца и халцедона разнообразно.

1. Прозрачные красиво окрашенные разности этих минералов применяются в качестве поделочных камней для украшений.

2. Бесцветные горные хрустали употребляются для изготовления оптических приборов.

3. В точной механике некоторые разности этих минералов (особенно технический агат) широко используются для изготовления подпятников в механизмах, опорных призм, часовых камней и т. д.

4. В радиотехнике для изготовления пьезокварцевых пластинок как стабилизаторов радиоволн, резонаторов и т. д. употребляются совершенно однородные, недвойникованные кристаллы, обладающие пьезоэлектрическими свойствами (горный хрусталь, дымчатый кварц, морион); для этих

целей пригодны кристаллы размерами не менее 3,5 *см* между противоположными гранями призмы.

5. Из плавленого кварца изготовляется химическая посуда, отличающаяся огнеупорностью и кислотоупорностью, а также кварцевые лампы, применяющиеся в медицине для лечения ультрафиолетовым светом, для которого кварц (один из немногих минералов) прозрачен.

6. В стекольно-керамической промышленности для варки стекла и выделки фарфора и фаянса применяются чистые маложелезистые (до 0,002%) кварцевые пески.

7. Применяется для производства карбида кремния—карборунда (SiC), обладающего высокой твердостью (выше, чем у корунда) и применяемого в качестве первоклассного абразивного материала.

8. Тонкие кварцевые пески применяются в пескоструйных аппаратах для полировки поверхностей металлических и каменных изделий, а также для распиловки горных пород и для ряда других целей.

9. Песчаники, состоящие из сцементированных окатанных зерен кварца, и их метаморфизованные разности—кварциты (горные породы) служат строительным материалом.

Месторождения. Из чрезвычайно многочисленных месторождений укажем лишь в качестве примеров на некоторые.

Из месторождений в СССР, представляющих большой минералогический интерес, следует отметить издавна известные Мурзинские, Липовские, Шайтанские и другие пегматитовые копи (к северо-востоку от г. Свердловска), содержащие друзы великолепных кристаллов горного хрусталя, дымчатого кварца и аметиста в ассоциации с полевыми шпатами, турмалином, лепидолитом и др. Пегматитовые жилы с морионом и аметистом распространены в хребте Адун-Чилон (Забайкалье), на Волыни (Украина) и в других местах. Месторождения кварцевых жил с горным хрусталем известны также на Алдане и Памире.

Сургучно-красные слоистые яшмы как поделочные камни распространены в Примагнитогорском районе (Урал). Широкой известностью пользуются равномерно окрашенная в зеленовато-серый цвет калганская яшма и разнообразные по рисункам яшмы Орского района (Ю. Урал).

Сколько-нибудь значительных месторождений поделочных агатов в нашем Союзе пока не известно. Месторождения так называемого технического агата встречаются в Закавказье в Ахалцихском и других районах. Генетически они связаны с покровами эффузивных пород.

Из иностранных месторождений благородных разновидностей кварца следует упомянуть о месторождениях Бразилии в Минас-Жерайж и Уругвая (главным образом аметист), Мадагаскара (горный хрусталь), Швейцарских Альп и т. д. Все эти месторождения большей частью представлены пегматитовыми или кварцевыми жилами альпийского типа. Лучшие агаты известны в месторождениях Индии, Бразилии, Уругвая, Германии (Оберштейн, Рейнланд и др.).

ТРИДИМИТ—SiO_2. «Тридимос» по-гречески—тройной (назван вследствие часто наблюдаемых тройников). Более высокотемпературная модификация—β-тридимит гексагональной сингонии в области неустойчивых состояний легко переходит в более низкотемпературную, близкую к ней по кристаллической структуре модификацию α-тридимит ромбической сингонии. При атмосферном давлении α-тридимит с течением времени способен переходить в устойчивую форму α-кварца. Превращение β-тридимита в β-кварц, т. е. модификацию хотя и гексагональной сингонии, но весьма существенно отличающуюся по кристаллической структуре, происходит гораздо медленнее и сопровождается значительным изменением объема и удельного веса (уд. вес β-кварца 2,51, β-тридимита—2,26).

Кристаллы α-тридимита, более устойчивого при низких температурах, наблюдаются в виде псевдогексагональных пластинок (рис. 192) или чаще

тройников (рис. 193) с углом между пластинками 35°18′. Встречаются также розетковидные или черепитчатые агрегаты. Цвет α-тридимита белый, серовато-белый; иногда он бесцветный. Блеск стеклянный. $Ng = 1{,}473$, $Nm = 1{,}470$ и $Np = 1{,}469$. Твердость 6—7. Спайность несовершенная. Уд. вес 2,30.

Встречается преимущественно в пустотах кислых эффузивных пород: в трахитах в Зигенгебюрге (Германия), андезитах в Сан-Кристобале (Мексика), продуктах извержений Везувия и т. д.

КРИСТОБАЛИТ—SiO_2. Название дано по местности Сан-Кристобал (Мексика). Полиморфные модификации: более высокотемпературная—β-кристобалит кубической сингонии и низкотемпературная—α-кристобалит. Этот последний относится к тетрагональной сингонии, являясь в то же время псевдокубическим.

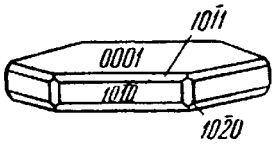


Рис. 192. Кристалл тридимита

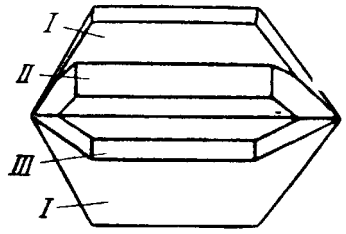


Рис. 193. Тройник тридимита

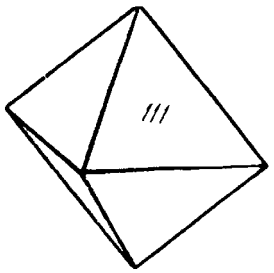


Рис. 194. Кристалл кристобалита

Кристаллы β-кристобалита обладают октаэдрическим обликом (рис. 194), реже они имеют кубическую или скелетную форму. Встречаются двойники по (111). Цвет молочно-белый. Блеск стеклянный. $Nm = 1{,}49$. Твердость 7. Уд. вес 2,27.

Легко получается при образовании кварцевого стекла, а также кристаллизуется при обжиге динасовых кирпичей. Встречается в быстро остывших эффузивных породах, часто совместно с α-тридимитом: в андезитах Сан-Кристобала (Мексика), лавах Майна в Рейнланде (Германия), Иеллоустонском парке (США)—в виде шариков (сферолитов) до 1 *мм* в обсидиане (вулканическом стекле), а также в пустотах, иногда с наросшими пластинками тридимита на кристалликах кристобалита.

Известны и другие способы образования β-кристобалита, а именно при воздействии базальтовой магмы на кварцсодержащие осадочные породы (песчаники). Кристобалит в этих случаях образуется за счет кварца при высокой температуре. Подобные образования описаны, например, в глинистых песчаниках верхнетретичного возраста в Западной Грузии.

ОПАЛ—$SiO_2 \cdot aq$. Типичный твердый гидрогель. Происхождение названия неизвестно. Разновидности по физическим признакам: 1) благородный опал, обладающий опалесценцией; 2) гидрофан—легкая разновидность, сильно пористая, мутная в сухом состоянии и прозрачная в воде; 3) гиалит—сталактитовые образования или шарики сферолитового строения.

Химический состав очень непостоянный. Содержание воды колеблется от 1 до 5, крайне редко достигая 34%. Часть воды все опалы способны терять при высушивании в эксикаторе. Особенно быстро потеря ее происходит в первые дни (рис. 195). При нагревании одни опалы отдают главную часть воды до 100°, другие—выше этой температуры (100—250°). Причины этой различной прочности связи воды полностью не выяснены.

Морфологические особенности. Обычно наблюдается в плотных стеклоподобных массах с натечной внешней формой. Является главной составной частью некоторых организмов, слагая панцыри диатомей, спикули губок, скелеты радиолярий, отчасти некоторых фораминифер и мшанок, для которых коллоидные растворы (золи) кремнезема служат пищей. Благодаря

наличию кремнезема скелеты этих организмов в большинстве случаев прекрасно сохраняются в ископаемом состоянии даже в древнейших отложениях. Гидроокислы кремнезема входят также в состав соломы злаков, твердых узловатостей в хвощах и особенно узлов бамбука и других растений, поглощающих золи кремнезема из почвы своими корнями. Золи кремнезема способны пропитывать отмершие стволы деревьев и, отлагая опал, полностью их замещать с сохранением всех деталей строения («деревянистый опал»).

Цвет. Сам по себе опал бесцветен. Благодаря различным примесям, особенно содержащим железо и другие хромофоры, он бывает окрашен в различные оттенки желтого, бурого, красного, зеленого и черного цвета. **Блеск** стеклянный (у пористых масс восковой или матовый). Для полупрозрачных разностей характерна опалесценция (происхождение названия этого явления связано именно с этим минералом). $N = 1{,}40—1{,}46$.

Твердость 5—5,5 (у разностей, очень бедных водой, поднимается до 6). Хрупок. **Уд. вес** 1,9—2,5 (зависит от содержания воды и от количества адсорбированных тяжелых веществ).

Диагностические признаки. Для плотных опалов характерны стеклообразный вид и натечные формы масс. По внешним признакам опал имеет много общего с халцедоном. Он отличается меньшей твердостью и содержанием воды.

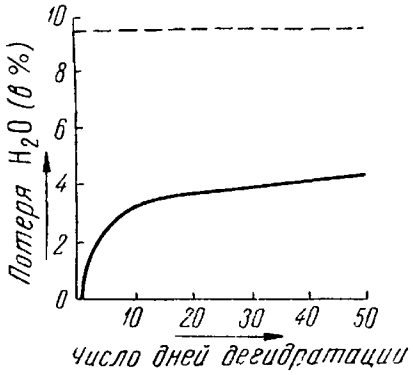


Рис. 195. Кривая обезвоживания опала над H_2SO_4

П. п. тр. не плавится, но часто сильно растрескивается. В закрытой трубке выделяет воду. В кислотах не разлагается. Довольно легко растворяется в KOH и HF. Обезвоженный опал растворяется в соде с шипением (вследствие выделения CO_2).

Происхождение. Опал нередко отлагается из гидротермальных источников и гейзеров в вулканических областях в виде накипи (кремнистый туф, гейзерит), иногда в виде белых просвечивающих натеков с перламутровым отливом. Распространен также в пустотах и трещинах среди эффузивных горных пород, иногда в виде жеод и миндалин.

Однако в главной своей массе он образуется в экзогенных условиях при разложении силикатов в процессе выветривания самых различных по составу горных пород, но чаще ультраосновных. Кремнезем, освобождающийся при распаде кристаллических решеток силикатов, переходит первоначально в золь, при коагуляции которого выпадает в зоне элювия в виде желваков натечной формы или отлагается метасоматическим путем, часто совместно с гидроокислами железа, алюминия и других элементов, на различных коренных горных породах.

Огромные массы опала образуются осадочным путем в виде пластов в процессе коагуляции приносимых речными водами золей кремнезема в прибрежных зонах морских бассейнов. К ним принадлежат так называемые опоки, трепелы, диатомиты, кизельгур (кремневая мука) и т. д., представляющие собой рыхлые или тонкопористые, иногда более или менее крепкие породы, на поверхности часто превращенные в мелоподобные массы вследствие механического действия замерзающей воды, пропитывающей их.

Следует упомянуть, наконец, об окаменяющей роли коллоидов кремнезема при метасоматозе растительных остатков и, в частности, стволов деревьев. Каким бы путем ни образовался опал, он в конце концов постепенно переходит в халцедон или кварц.

Практическое значение. Благородные опалы употребляются как поделочные камни. Трепел применяется для полировки металлов, камней и для других целей. Кизельгур идет для изготовления фильтров, керамики, выделки легких кирпичей и для других целей.

Месторождения. Осадочные опалсодержащие породы (опоки, трепелы и диатомиты) особенно широким распространением пользуются в третичных

мелководных отложениях в Ульяновской, Саратовской и других областях Европейской части СССР, а также вдоль восточного склона Уральского хребта, в Закаспии, Закавказье и в других местах. Из иностранных месторождений следует упомянуть о месторождениях Богемии, Италии, Триполи (откуда происходит название трепел) и др. Месторождения благородных опалов известны на южном склоне Карпат, близ Кошице (в пустотах изверженной породы—андезита), в Австралии—Новый Южный Уэлс и Квинсленд (в песчаниках, занимающих огромную площадь) и в других местах.

Обобщение. Таким образом, все природные модификации, за исключением опала и лешательерита (аморфного кварцевого стекла), характеризуются кристаллическими решетками, представляющими собой каркасы кремнекислородных тетраэдров, соединенных друг с другом вершинами, т. е. каждый ион кремния окружен четырьмя ионами кислорода, а каждый ион кислорода связывает два иона кремния. Отличие в структурах заключается в пространственной ориентировке этих тетраэдров. Особенности кристаллических структур обусловливают и физические свойства самих минералов (табл. 7).

Таблица 7

Важнейшие свойства различных модификаций SiO_2

Модификация	Сингония	Уд. вес	Коэфициент преломления		
			N_g	N_m	N_p
Стекло (кварцевое)	—	2,204	—	1,460	—
β-кристобалит	Кубическая	2,21	—	—	—
α-кристобалит	Тетрагональная	2,27	—	1,487	1,48'
β-тридимит	Гексагональная	2,26	—	—	—
α-тридимит	Ромбическая	2,30	1,473	1,470	1,469
β-кварц	Гексагональная	2,51	—	—	—
α-кварц	Тригональная	2,655	1,553	1,544	—
Опал	—	1,9—2,5	—	1,44	—

II класс. ***ГИДРООКИСЛЫ ИЛИ ОКИСЛЫ, СОДЕРЖАЩИЕ ГИДРОКСИЛ***

Наибольшее значение среди относящихся сюда минералов имеют так называемые гидраты или гидроокислы, т. е. соединения металлов с гидроксильной группой OH, полностью или частично заменяющей ионы кислорода в окислах. Например, окислу магния—MgO отвечает $Mg[OH_2]$, окислу алюминия—Al_2O_3 соответствует $2AlO(OH)$, или $2Al(OH)_3$, и т. д.

Большинство подобных соединений кристаллизуется в слоистых решетках, характеризующихся гексагональной или близкой к ней плотнейшей упаковкой ионов $[OH]^{1-}$. Этим объясняются многие общие физические свойства этих минералов. Оптимальными катионами для соединений со слоистой структурой являются: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+} и Cr^{3+}.

1. ГРУППА БРУСИТА

Данная группа представлена гидратами двухвалентных металлов Mg, Fe, Mn, кристаллизующихся в тригональной или гексагональной сингонии. Здесь мы рассмотрим лишь один брусит.

БРУСИТ—$Mg[OH_2]$. **Химический состав.** MgO 69%, H_2O 31%. В виде изоморфных примесей иногда присутствуют Fe (ферробрусит) и Mn (манганобрусит).

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура** типичная слоистая. В ней в качестве аниона участвует дипольная гидроксильная группа $[OH]^{1-}$ с радиусом иона 1,40 Å. В кристаллической структуре эти группы уложены по принципу плотнейшей гексагональной упаковки (рис. 196). Каждый слой состоит из двух плоских листов, сложенных ионами гидроксила параллельно плоскости (0001). Между этими листами лежит лист из катионов Mg^{2+}. Последние занимают все октаэдрические пустоты между двумя листами OH, т. е. каждый ион Mg располагается между шестью гидроксильными анионами, будучи связан с тремя ионами $[OH]^{1-}$ одного листа и тремя ионами $[OH]^{1-}$ другого листа. Совершенная спайность проходит между такими тройными слоями, сцепленными друг с другом слабыми остаточными силами связи. **Облик**

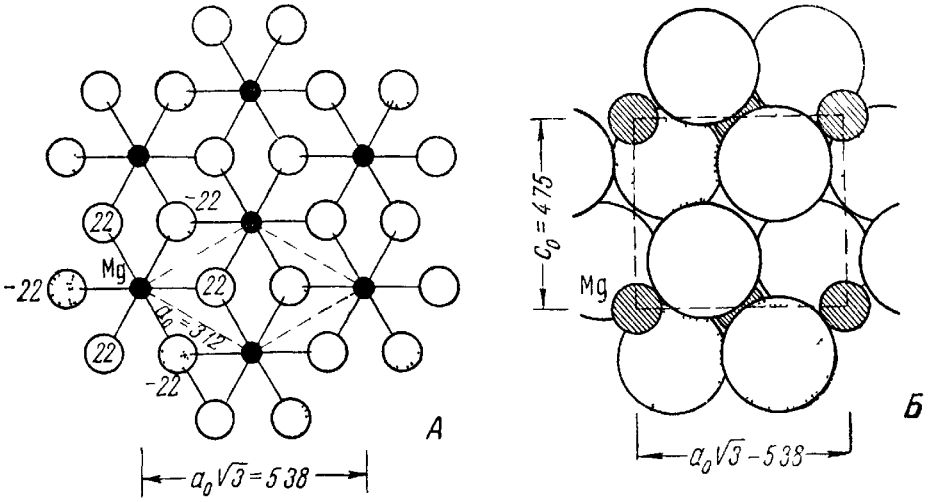


Рис. 196. Кристаллическая структура брусита

А—проекция решетки на плоскость (0001). Полые кружки (OH) располагаются выше, а покрытые точками—ниже листа катионов Mg^{2+} *Б*—вид двух насыщенных валентностями слоев, каждый из которых состоит из двух листов гидроксильных ионов и заключенного между ними листа ионов магния

кристаллов. Наблюдающиеся кристаллы обладают толстотаблитчатым обликом. Обычны листоватые талькоподобные агрегаты. Встречаются также метаколлоидные образования натечной формы.

Цвет брусита белый, изредка зеленоватый или бесцветный. **Блеск** его в изломе стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Ng=1,580 и Nm=1,559.

Твердость 2,5. **Спайность** весьма совершенная по {0001}. Тонкие отщепляемые листочки гибки. **Уд. вес** 2,3—2,4.

Диагностические признаки. Похож на тальк—$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, пирофиллит—$Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$ и гидраргиллит—$Al[OH]_3$. Легче всего отличается от них по легкой растворимости в HCl.

П. п. тр. не плавится. Накаленный, светится ярким светом. В кислотах легко растворяется без вскипания. В запаянной трубке выделяет воду.

Происхождение. Образуется при гидролизе растворенных соединений магния в резко щелочной среде. Часто встречается в виде тонких жилок и примазок по трещинам в серпентинитах—продуктах гидротермального изменения богатых магнезией ультраосновных изверженных пород (дунитов, перидотитов). Ассоциирует с серпентином, гидрокарбонатами магния, арагонитом и др. Наблюдается иногда в доломитизированных известняках с кальцитом, гидромагнезитом и периклазом, нередко в псевдоморфозах по нему, имеющих, вероятно, гидротермальное происхождение. Имеются указания также на находки его в сильно щелочных почвах.

В поверхностных условиях в более кислых средах брусит легко карбонатизируется.

Практическое значение. В случае наличия больших масс может представлять интерес как сырье для получения магния.

Месторождения. Встречается во всех массивах невыветрелых серпентинитов Урала, Кавказа и Сибири. Волокнистая асбестовидная разность—немалит—известна в Баженовском месторождении асбеста (г. Асбест, к востоку от г. Свердловска).

2. ГРУППА ГИДРАРГИЛЛИТА

Сюда относятся так называемые тригидраты некоторых трехвалентных металлов. Наиболее распространен в природе $Al[OH]_3$. Гидрат окисного железа $Fe[OH]_3$, образующийся в первые моменты при гидролизе солей этого металла, не устойчив и быстро подвергается обезвоживанию. Ион Fe^{3+} в небольших количествах иногда входит лишь изоморфно в состав $Al[OH]_3$. В гидратах алюминия также в виде изоморфной примеси присутствует Ga^{3+} в значительно повышенных против кларка количествах.

ГИДРАРГИЛЛИТ—$Al[OH]_3$. Название происходит от греческих слов «гидор»—вода и «аргиллос»—белая глина. Впервые был установлен еще в прошлом столетии на Урале. Синоним. гиббсит.

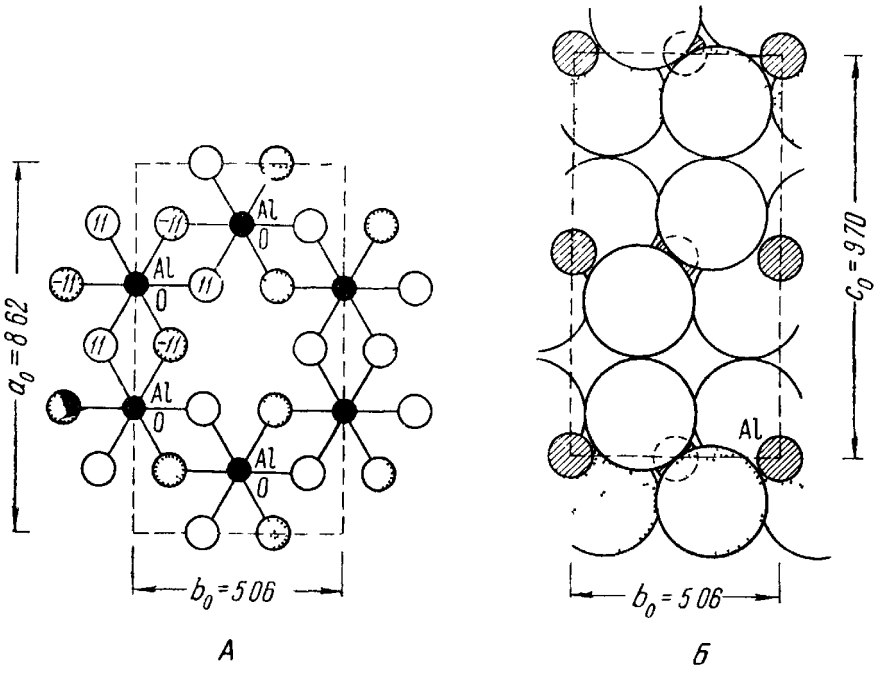


Рис. 197. Кристаллическая структура гидраргиллита

Химический состав. Al_2O_3 65,4%, H_2O 34,6%. В виде изоморфной примеси устанавливаются Fe_2O_3 (до 2%), а также Ga_2O_3 (до 0,006%). Химические анализы часто обнаруживают почти полное совпадение состава с теоретической формулой.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Кристаллическая структура** слоистая, близкая к слегка искаженной структуре брусита. Некоторые особенности ее обусловлены тем, что ион алюминия по сравнению с ионом магния обладает бо́льшим зарядом и меньшей величиной ионного радиуса. В гидраргиллите, так же как и в брусите, каждый слой состоит из двух листов плотно упакованных гидроксильных ионов, между которыми располагается лист катионов Al^{3+} (рис. 197). Так как заряд иона алюминия больше, чем заряд иона магния, то для нейтрализации отрицательного заряда гидроксильных ионов требуется меньшее число катионов Al^3 . Поэтому катионы Al^{3+} занимают не все октаэдрические пустоты между листами OH, как это имеет место в брусите, а только две трети их. В связи с этим ионы Al^{3+} располагаются не в виде центрированных гексагонов, как в решетке брусита, а в виде простых шестиугольников (ср. расположение черных точек на рис. 196 и 197). Если оконтурить такой шестиугольник, то легко видеть, что на него в слое решетки брусита приходится шесть гидроксильных ионов и три полных

иона Mg^2 (один центральный ион плюс шесть периферических, каждый по $^2/_6$ валентности), т. е. формула гексагона будет $Mg_3[OH]_6$. Для решетки же гидраргиллита, при том же числе гидроксильных ионов, в формуле гексагона будет только два иона Al^{3+}, т. е. она будет иметь вид $Al_2[OH]_6$. Различие заключается также в способе сочленения тройных слоев друг с другом: в то время как в структуре брусита каждый ион $[OH]^{1-}$ приурочивается к центру между тремя ионами $[OH]^{1-}$ следующего слоя, в структуре гидраргиллита каждый ион $[OH]^{1-}$ одного слоя противостоит каждому иону $[OH]^{1-}$ следующего слоя (см. правые части рис. 196 и 197).

Облик кристаллов шестиугольнотаблитчатый (рис. 198). Распространены сложные двойниковые сростки по нескольким законам, обычно по (100) и (110). Чаще наблюдается в лучисто-листоватых агрегатах, иногда в натечных формах или в виде бобовидных или шаровидных конкреций. В главной же своей массе на земной поверхности распространен в тонкочешуйчатых или скрытокристаллических массах.

Цвет гидраргиллита белый, или он слабо окрашен в сероватый, зеленоватый и красноватый оттенки. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1{,}587$, $Nm=1{,}566$ и $Np=1{,}566$.

Твердость 2,5—3,5. **Спайность** весьма совершенная по базопинакоиду {001}. **Уд. вес** 2,35. **Прочие свойства.** При нагревании сначала превращается в бёмит—AlOOH, затем в γ-Al_2O_3 (кубической структуры типа шпинели).

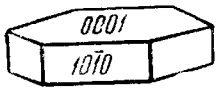


Рис. 198. Кристалл гидраргиллита

Диагностические признаки. Для гидраргиллита характерными признаками являются следующие: весьма совершенная спайность, стеклянный блеск и малый удельный вес. От похожего на него диаспора отличается по твердости (у диаспора 6—7). От слюды отличается по удельному весу и оптическим свойствам (слюды оптически отрицательны).

П. п. тр. не плавится; выделяя OH, белеет и становится непрозрачным. Гидроксил при этом теряется в два этапа: 1) при температуре 202—196° (превращение в диаспор) и 2) при температуре 510° (дальнейшая дегидратация). Прокаленный, будучи смочен раствором Co, окрашивается в яркосиний цвет. Как и гидраты других металлов, переходит в раствор в солянокислой вытяжке.

Происхождение. Образуется при разложении и гидролизе алюминийсодержащих силикатов отчасти при гидротермальных процессах (при сравнительно низких температурах), но главным образом при экзогенных процессах выветривания, и притом преимущественно в условиях теплого климата в тропических и субтропических странах.

Гидраргиллит гидротермального происхождения встречается сравнительно редко и в очень небольших количествах. Он наблюдался в некоторых эндогенных месторождениях как один из последних минералов, образовавшихся из низкотемпературных гидротермальных растворов.

При процессах выветривания в жарких странах гидраты глинозема, в том числе и гидраргиллит, образуются обычно совместно с гидратами железа. Гидраргиллит в значительно больших количествах присутствует в так называемых латеритах[1], т. е. продуктах выветривания, широко распространенных в пределах современных тропических стран в виде покрова на коренных горных породах и состоящих в основном из гидроокислов, содержащих Fe_2O_3 и в меньшей степени Al_2O_3 и SiO_2. Он наблюдается и в бокситах, состоящих преимущественно из гидратов Al и образующихся также в коре выветривания горных пород.

Образование бокситов для ряда месторождений приписывают также процессам разложения известняков и доломитов в экзогенных условиях, допуская, что глинистые остатки от выщелачивания могли в щелочной среде

[1] «Латер» — кирпич (продукты выветривания по своему цвету напоминают хорошо обожженный кирпич).

подвергаться дальнейшему разложению с выносом освободившегося кремнезема.

При процессах регионального метаморфизма гидраргиллит, обезвоживаясь, переходит в диаспор, а в более глубинных условиях—в корунд (наждак) или, в присутствии SiO_2,—в силикаты алюминия или алюмосиликаты.

Практическое значение. Гидраргиллит, так же как и диаспор и бёмит, входящие в состав бокситов, является источником глинозема, из которого, как известно, выплавляется один из наиболее легких металлов—алюминий. Для этих целей используются бокситы с содержанием кремнезема не выше 10—15%.

В химической промышленности применяются маложелезистые (светлой окраски) бокситы с целью получения солей алюминия, главным образом сульфатов. Более низкие сорта бокситов используются для производства абразивов (алунда и алоксита). Из них изготовляются также огнеупоры для высокотемпературных печей (температура плавления выше 2000°). Возрастает применение специальных сортов бокситов в качестве адсорбента при очистке нефтяных и растительных масел, для изготовления красок, в качестве катализаторов и пр.

Месторождения. Как спутник диаспора гидраргиллит установлен в месторождениях боксита в Тихвинском районе Ленинградской области и в других местах. Кристаллы гидраргиллита до 5 *см* в поперечнике, имеющие минералогическое значение, были встречены среди гидротермальных образований в Шишимских и Назямских горах в Златоустовском районе (Ю. Урал) среди метаморфических сланцев, а также в виде продуктов изменения нефелина в пегматитах Вишневых гор (Средний Урал).

САССОЛИН—$B[OH]_3$. Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. Наблюдается в тонкочешуйчатых, шестигранноталитчатых бесцветных или слабоокрашенных кристалликах. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Оптически отрицательный. Ng=1,459, Nm=1,456 и Np=1,340.

Твердость 1. Спайность весьма совершенная по {001}. Уд. вес 1,48. Легко плавится. Пламя окрашивает в зеленый цвет. В холодной воде растворяется слабо.

Выделяется в виде белых выцветов, как продукт деятельности фумарол в вулканических районах: в больших количествах на о. Вулкано (Липарские острова, у северо-восточного конца о. Сицилия), в трещинах вулкана Авача на Камчатке и других местах. Впервые был найден в Сассо в Тоскане (Италия). В растворенном состоянии гидрат бора часто устанавливается в нефтяных водах и в выбросах грязевых вулканов (на Керченском полуострове и на Кавказском побережье Каспийского моря).

3. ГРУППА ЛЕПИДОКРОКИТА—ГЁТИТА

Сюда относятся так называемые моногидраты трехвалентных металлов: Al, Fe, Mn и Co. Эти соединения диморфны; кристаллизуются в ромбической сингонии.

К подгруппе лепидокрокита (FeOOH) относится алюминиевый его аналог—бёмит (AlOOH), а к подгруппе гётита ($HFeO_2$)—диаспор ($HAlO_2$). Здесь же опишем манганит, эмпирическая формула которого аналогична указанным соединениям, но по остальным признакам он имеет мало общего с ними.

БЁМИТ—AlOOH. Назван по фамилии Бёма, установившего путем рентгенометрических исследований в боксите присутствие этого минерала, сходного по кристаллической структуре с лепидокрокитом (FeOOH).

Химический состав такой же, как диаспора. Al_2O_3 84,97% (по формуле). Содержит также SiO_2, Fe_2O_3, повидимому, в виде механической примеси опала и гидроокислов железа, а также Ga_2O_3.

Сингония ромбическая. **Кристаллическая структура** аналогична структуре лепидокрокита и описана ниже. **Облик кристаллов.** В трещинах и порах среди боксита, а также продуктов разложения нефелина устанавливается в виде очень мелких пластинчатых или чечевицеобразных кристалликов (рис. 199), представленных обычно комбинациями {010}, {111}, {113}, {110} и др. Характерно, что грани {010} являются блестящими, а грани остальных форм матовыми. Обычно же распространен в виде скрытокристаллической массы (в бокситах).

Цвет. Бесцветный или белый с желтоватым оттенком. Средний показатель преломления для скрытокристаллических разностей равен 1,640—1,645.

Твердость 3,5. **Спайность** совершенная по {010}. **Уд. вес** 3,01—3,06. При прокаливании превращается в γ-Al_2O_3 (кубическую модификацию, кристаллизующуюся в структуре шпинели).

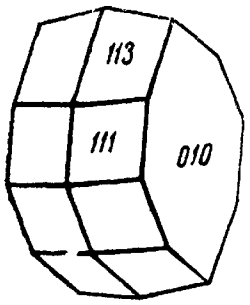


Рис. 199. Кристалл бёмита из Вишневых гор. По Э. М. Бонштедт-Куплетской

Диагностические признаки. Ввиду ничтожности размеров кристалликов наиболее надежно устанавливается по дебаеграммам. От диаспора отличается меньшим показателем преломления и более низкой твердостью.

П. п. тр. не плавится, белеет и расщепляется по спайности. В стеклянной трубке выделяет воду. В кислотах не растворим.

Происхождение и месторождения. До последнего времени бёмит был известен лишь в экзогенных месторождениях боксита (см. гидраргиллит). Недавно он был установлен как низкотемпературный гидротермальный минерал в виде мелких кристаллов (рис. 199) в пустотах среди пегматитов щелочных пород в Вишневых горах (Средний Урал) в ассоциации с водяно-прозрачным гидраргиллитом на игольчатых кристаллах цеолита (натролита). Он образовался, повидимому, в результате гидротермального изменения нефелина.

ЛЕПИДОКРОКИТ—FeOOH. «Лепидос» по-гречески—пластинка, «крокос»—шафран. Синоним: рубиновая слюдка.

Химический состав тождествен составу гётита. Согласно имеющимся анализам, примесей гораздо меньше, чем в гётите. Так же, как и для гётита, существуют разности, содержащие адсорбированную воду (в тонкокристаллических колломорфных массах), носящие название гидролепидокрокита—$FeOOH \cdot aq$.

Сингония ромбическая. **Кристаллическая структура.** Как можно видеть на рис. 200, катионы Fe^{3+} находятся в шестерном окружении ионов кислорода (не показаны лишь передний и задний анионы). Последние располагаются по вершинам искаженных октаэдров, связанных между собой в цепи, вытянутые параллельно оси *a*. Эти цепи боковыми связями (через ребра октаэдров) друг с другом соединены в непрерывные двойные листы параллельно (010), т. е. перпендикулярно плоскости чертежа (в вертикальном направлении). Как изображено на рис. 200, такие двойные листы соединены друг с другом слабыми водородными связями в виде непрерывных зигзагообразных шнурков: —O—H—O—H—O—. Каждый примыкающий к H-ионам анион O^{2-}, с одной стороны, связан с двумя катионами Fe^{3+}, получая от них по $^1/_2$ валентности, с другой—с двумя H-катионами, в результате чего имеет место полное насыщение его валентности. Что касается анионов O^{2-}, расположенных внутри двойных листов (см. рис. 200), то их валентность также полностью удовлетворяется долями валентностей, отдаваемых катионами Fe^{3+} (каждый анион O окружен четырьмя катионами Fe). Таким образом, в строении решетки лепидокрокита принимают участие два типа ионов кислорода, и формулу этого минерала поэтому приходится писать в виде FeOOH. Гидроксильные

ионы как таковые отсутствуют в структуре. В структуре же гётита—$HFeO_2$ все кислородные ионы химически эквивалентны. Упаковка ионов в решетке лепидокрокита менее плотная, что сказывается в меньшем его удельном весе.

Облик кристаллов. Лепидокрокит встречается в виде пластинчатых по (010) кристалликов в пустотах (рис. 201), но чаще в виде тонкочешуйчатых или волокнистых агрегатов. Наблюдались и почковидные агрегаты на стенках жеод.

Цвет лепидокрокита темнокрасный до красновато-черного; иногда с золотистым оттенком (в чешуйчатых массах). **Черта** оранжевая или кирпично-красная. **Блеск** алмазный. В тонких шлифах прозрачен. $Ng=2{,}51$, $Nm=2{,}20$ и $Np=1{,}94$.

Твердость 4. **Спайность** весьма совершенная по {010} и совершенная по {001}. **Уд. вес** 4,09—4,10.

Диагностические признаки. Часто ошибочно принимают за гематит, особенно в плотных агрегатах. Отдельные пластинки лепидокрокита легко

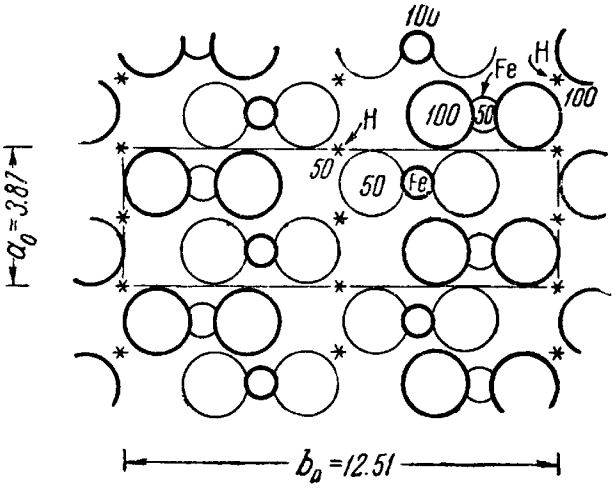


Рис. 200. Кристаллическая структура лепидокрокита—FeOOH

Крупные кружки—ионы кислорода, малые кружки—ионы Fe^{3+}. Звездочками показаны вероятные положения ионов H^{1+}

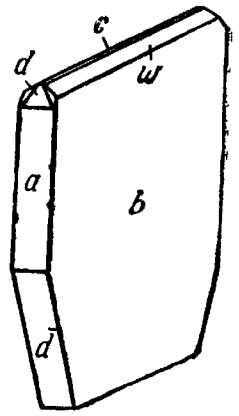


Рис. 201. Кристалл лепидокрокита
a {100}, *b* {010}, *c* {001}, *d* {201}, *w* {031} и *t* {131}

узнаются по форме кристалликов, просвечиваемости их красным цветом, оранжево-красной или красной черте и малому удельному весу (отличие от гематита).

П. п. тр. не плавится; при высоких температурах становится черным, магнитным. В стеклянной трубке выделяет воду. В HCl растворяется.

Происхождение и месторождения. Лепидокрокит в виде пластинчатых кристалликов (рубиновой слюдки) иногда наблюдается как один из наиболее поздних минералов гидротермальных месторождений, например в Зигене в Вестфалии (Германия), в жильных железорудных месторождениях Ангаро-Илимского района (в пустотах тонких кварцевых прожилков) и в других случаях. Гораздо чаще он наблюдается в виде концентрических слоев чешуйчатых агрегатов в натечных бурых железняках или на стенках жеод поверхностного происхождения: в Полетаевских месторождениях (к юго-западу от г. Челябинска), в окрестностях г. Липецка и в других местах.

Как по данным микроскопических исследований, так и по данным рентгенометрического изучения продуктов, образующихся при систематическом нагревании, оказывается, что лепидокрокит способен переходить в гётит. Условия, при которых происходят эти превращения, а также условия образования в природе различных модификаций моногидрата окиси железа еще не изучены. Вероятно, здесь играет роль степень кислотности среды (pH), при которой происходит образование гидратов окиси железа.

ДИАСПОР—$HAlO_2$. «Диаспор» по-гречески — рассеяние (некоторые образцы при нагревании, растрескиваясь, распадаются на мелкие частички). Впервые установлен еще в прошлом столетии на Урале.

Химический состав. Al_2O_3 85%, H_2O 15%. Известны разности, содержащие в виде изоморфной примеси Fe_2O_3 (до 7%), Mn_2O_3 (мангандиаспор), Cr_2O_3 (до 5%) и SiO_2 (до 4%). Устанавливается также повышенное содержание Ga_2O_3 (до нескольких сотых процента).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** изображена на рис. 202. Она характеризуется плотной гексагональной упаковкой ионов O^{2-}, причем ионы Al^{3+} размещаются в октаэдрических пустотах, т. е. между шестью ионами O. Каждый ион кислорода связан с тремя ионами Al, т. е. координационные числа для Al и O те же, что и в кристаллической решетке рутила (6 и 3). Протоны H^{1+} располагаются, вероятно, между парами ионов кислорода (рис. 202) и в силу совершенной ничтожности своих размеров не требуют какого-либо особого пространства в кристаллической структуре. Таким образом, практически структура диаспора сложена ионами Al и O в отношении

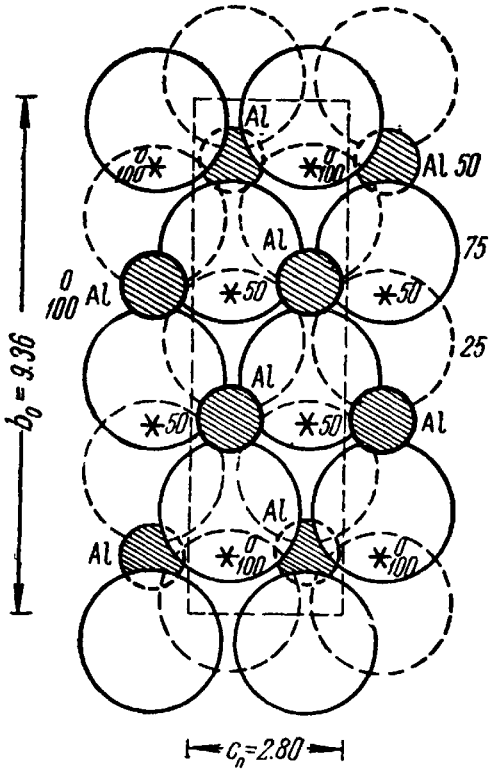


Рис. 202. Кристаллическая структура диаспора
Звездочками показаны вероятные места положения протонов

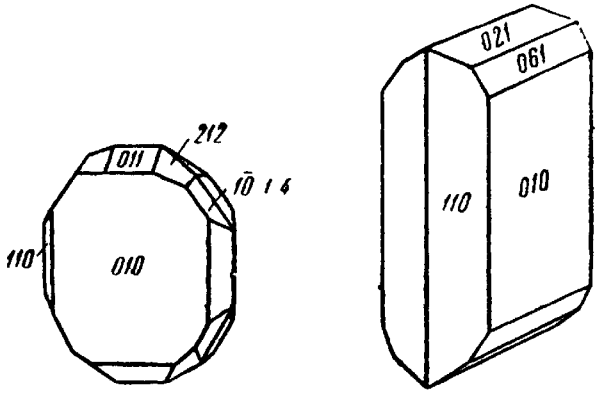


Рис. 203. Кристаллы диаспора

1 : 2 (как в рутиле). Сходство с рутилом, как показал Н. В. Белов, заключается и в самих структурах этих минералов, с той разницей, что в диаспоре (гётите), вместо одинарных колонок в рутиле, вдоль оси *c* тянутся сдвоенные колонки плотнейшей упаковки. Этим объясняются столбчатый облик кристаллов, спайность и коленчатые двойники с углом около 122°.

Облик кристаллов. Встречающиеся кристаллы имеют тонкопластинчатые, иногда таблитчатые по (010) формы (рис. 203), нередко столбчатые по оси *c*. Наблюдается вертикальная штриховатость граней. Обычно распространен в листоватых или тонкочешуйчатых агрегатах.

Цвет диаспора желтовато-бурый, белый, светлофиолетовый, зеленовато-серый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. **Черта** белая. $Ng=1{,}750$, $Nm=1{,}722$ и $Np=1{,}702$.

Твердость 6—7. Очень хрупкий. **Спайность** по {010} средняя. **Уд. вес** 3,3—3,5. При прокаливании переходит в α-Al_2O_3 (корунд).

Диагностические признаки. Для диаспора характерны листоватые агрегаты, высокая твердость (отличие от гидраргиллита, слюд и др.). Смешать можно только с некоторыми почти не различимыми по внешним признакам разностями хлоритоида (алюмосиликата Fe и Al), встречающегося иногда совместно с ним и корундом в метаморфических породах. В отличие от него, диаспор не разлагается в H_2SO_4 и, кроме того, отличается по некоторым оптическим свойствам.

П. п. тр. не плавится. В кислотах и КОН не растворяется. В H_2SO_4 разлагается лишь после сильного прокаливания. В пробирке при накаливании распадается на мелкие белые чешуйки.

Происхождение. Изредка встречается в некоторых контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях среди мраморизованных известняков в ассоциации с корундом, мусковитом, гематитом, рутилом и др.

В больших массах в виде тонкочешуйчатых агрегатов распространен в экзогенных месторождениях бокситов в парагенезисе с гидраргиллитом, бёмитом и др.

Часто встречается в метаморфических породах, совместно с корундом, хлоритоидом и другими минералами (в месторождениях наждака, вероятно, как продукт метаморфизма бокситов), иногда в кристаллических сланцах как породообразующий минерал в сопровождении дистена.

Месторождения. О практическом значении бокситов см. выше (гидраргиллит). В ассоциации с корундом и алюмосиликатами встречается в месторождениях наждака на Урале: Косой Брод (Свердловский район) в мраморизованных известняках, по р. Борзовке (Кыштымский район), в месторождении Акташ (Узбекская ССР) в ассоциации с дюмортьеритом, пирофиллитом, алунитом и корундом, а также в других местах.

В крупных пластинках и кристаллах распространен в наждачных копях Честер в Массачузетсе (США), на о. Наксос (Греция).

ГЁТИТ—$HFeO_2$ и **ЛИМОНИТ** (гидрогётит)—$HFeO_2 \cdot aq$. Гётит назван в честь поэта В. Гёте (1749—1832). Первоначально этот минерал был назван онегитом (по месту нахождения на острове в Онежском озере), но так как его свойства не были описаны, это название не привилось в минералогической литературе. Синоним: «игольчатая железная руда» (в немецкой литературе).

Название лимонит происходит от греческого слова «лемон»—луг (имелись в виду луговые и болотные руды гидроокислов железа).

Химический состав. Fe_2O_3 89,9%, H_2O 10,1%. Содержание воды часто бывает выше, чем полагается по формуле: до 12—14% (лимонит). В связи с этим раньше выделяли несколько минеральных видов, отличающихся друг от друга по содержанию воды и некоторым физическим свойствам. Рентгенометрически установлено, что в действительности существует одно соединение с отношением $Fe_2O_3 : H_2O = 1 : 1$, обладающее определенной кристаллической решеткой. Все более богатые водой разности гидроокислов железа по существу являются гидрогелями и содержат адсорбированную воду в разных количествах (в зависимости от степени дегидратации).

Так называемый турьит по рентгенометрическим и термическим исследованиям оказался смесью гётита с гидрогематитом и не принадлежит к числу самостоятельных минералов.

Скопления природных гидроокислов железа в своей массе, как правило, представляют собой смеси гётита с лимонитом, а также гидроокислами кремнезема, глинистым веществом и др. Такие смеси обычно называются бурыми железняками.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре диаспора. **Облик кристаллов и агрегаты.** Редко встречающиеся кристаллы имеют игольчатый или столбчатый облик (рис. 204). Обычно наблюдается в натечных, почковидных или сталактитовых формах (рис. 44) с тонким радиально- или параллельноволокнистым строением в изломе («игольчатая железная руда») или в сплошных плотных, пористых ноздреватых, шлаковидных, порошковатых массах. Распространены псевдоморфозы по кристаллам пирита и другим сульфидам железа. Встречается также в виде оолитов, бобовин, конкреций и жеод.

Цвет лимонита и гётита темнобурый до черного. Порошковатый или охристый лимонит, нередко образующийся при физическом выветривании

за счет плотного черного лимонита и силикатов железа, обладает довольно светлым желто-бурым цветом. Как показали сравнительные химические и рентгенометрические исследования, эта охристая разность ничем особенным не отличается от плотного лимонита. **Черта** гётита бурая с красноватым оттенком. Лимонит большей частью имеет светлобурую или желто-бурую черту. **Блеск** гётита алмазный до полуметаллического. На поверхности почковидных или сталактитовых масс лимонита часто обнаруживается гётит в виде блестящих смоляно-черных тонких корочек. $Nm = 2{,}35—2{,}39$.

Твердость гётита 4,5—5,5, лимонита 4—1 (в зависимости от физического состояния). **Спайность** гётита по {010} совершенная. **Уд. вес** гётита 4,0—4,4, у лимонита колеблется от 3,3 до 4,0.

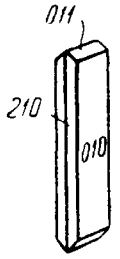


Рис. 204. Кристалл гётита

Диагностические признаки. Гётит и лимонит сравнительно легко узнаются по колломорфным образованиям, бурой черте и желто-бурым охристым примазкам.

П. п. тр. плавятся; при продолжительном нагревании становятся сильно магнитными. В стеклянной трубке выделяют воду, краснеют, превращаясь в безводную Fe_2O_3. В HCl медленно растворяются.

Происхождение. Гётит в виде игольчатых или столбчатых кристалликов крайне редко наблюдается как эндогенный минерал: в пустотах мелафиров, в аметистовых жеодах на Волк-Острове (Онежское озеро); иногда в гидротермальных месторождениях как один из наиболее низкотемпературных минералов в пустотах, например в Пршибраме (Чехословакия), в ассоциации с более ранними, не затронутыми выветриванием сфалеритом и пиритом.

В главной же массе гётит и лимонит распространены как экзогенные минералы, и притом почти исключительно в виде колломорфных или метаколлоидных масс. Они образуются преимущественно в результате гидролиза солей, возникающих при окислении и разложении железосодержащих минералов: сульфидов, карбонатов, силикатов и других, в которых железо присутствует в двухвалентной форме. Образование гидроокислов железа на поверхности мы наблюдаем буквально всюду и притом в самых различных видах.

В значительных массах бурые железняки образуются в зонах окисления сульфидных месторождений. Это так называемые железные шляпы, представленные рыхлыми, комковатыми и плотными массами, состоящими главным образом из лимонита, гётита, иногда лепидокрокита и др.

Большие массы гидроокислов железа заключены в осадочных месторождениях бурых железняков молодого (третичного) возраста, образовавшихся в морских и озерных бассейнах. Накопление осадков гидроокислов железа, так же как и других гидроокислов, в прибрежных зонах этих бассейнов, очевидно, происходит путем коагуляции приносимых поверхностными водами коллоидных растворов в морских водах под действием электролитов, а в пресных озерах—в результате, вероятно, жизнедеятельности ферробактерий. Правда, в ряде осадочных месторождений гидроокислы железа, кроме того, дополнительно образуются в результате современного окисления попавших в зону окисления фаций карбонатных и силикатных руд железа.

Таким образом, лимонит и гётит почти исключительно образуются на самой поверхности, в условиях полного доступа кислорода и влаги.

При региональном метаморфизме гидраты железа обезвоживаются и превращаются в безводные окислы (гематит и магнетит).

Практическое значение. Бурые железняки, так же как и гематитовые и магнетитовые руды, являются важнейшим сырьем для выплавки чугунов и сталей в доменных печах. В процессе нагревания этих руд в печах происходят полное их обезвоживание и образование чрезвычайно тонкопористых масс. Так как скорость восстановления руд сильно зависит от удельной поверхности массы, то эти руды являются более экономичными по сравнению с маг-

нетитовыми и гематитовыми рудами. Поэтому требования к минимальному содержанию железа в них снижаются до 35—40% (вместо 50—60% для плотных магнетитовых и гематитовых руд).

Месторождения. Из весьма многочисленных и разнообразных в генетическом отношении месторождений бурых железняков мы укажем лишь некоторые наиболее главные.

В пределах СССР крупное месторождение преимущественно крупнооолитовых бурых железняков находится на Керченском полуострове. Мощный рудный пласт залегает в мульдах среди осадков третичного возраста. Эти руды содержат 34—42% Fe и обогащены фосфором. Известное Бакальское месторождение бурых железняков (Ю. Урал, к юго-западу от г. Златоуста) образовалось в виде крупных железных шляп в результате окисления кристаллических сидеритовых руд, повидимому гидротермального происхождения. Наряду с мягкими рыхлыми рудами широко распространены жеоды бурых железняков, часто очень крупные. Стенки полостей покрыты натеками лимонита и гётита. Эти руды малофосфористые, высокого качества. Халиловское месторождение бурых железняков (у ж.-д. ст. Халилово, Чкаловской области, Ю. Урал) образовалось в юрское время за счет выветривания и размыва массивов ультраосновных (серпентинитовых) пород. Поэтому бурые железняки несколько обогащены такими элементами, как никель и хром, являющимися ценными легирующими компонентами сталей. Никеленосные бурые железняки как остаточные продукты выветривания серпентинитов широко распространены на Урале; назовем Елизаветинское месторождение около г. Свердловска.

МАНГАНИТ—$Mn^{\cdot\cdot}Mn^{\cdot\cdot\cdot\cdot}O_2[OH]_2$, или $MnO_2 \cdot Mn[OH]_2$. Наличие двух- и четырехвалентного (а не трехвалентного) марганца установлено путем изучения магнитной анизотропии ионов.

Химический состав. MnO 40,4%, MnO_2 49,4%, H_2O 10,2%. Примеси: SiO_2 (до нескольких процентов), Fe_2O_3 (до 1%), в незначительных количествах Al_2O_3, CaO и др. Содержание H_2O в скрытокристаллических и оолитовых манганитовых массах, так же как и в гётите, бывает больше, чем это полагается по формуле (гидроманганит). Избыточная часть воды является адсорбированной, как это устанавливается по кривым обезвоживания.

Сингония моноклинная. **Кристаллическая структура** существенно отличается от структуры гётита и пока еще не расшифрована. **Облик кристаллов** призматический (рис. 205), столбчатый по оси *c*. Грани {110} сильно исштрихованы в вертикальном направлении. **Агрегаты.** В пустотах гидротермальных месторождений нередко встречается в виде друз столбчатых кристаллов. В осадочных месторождениях широко распространены тонкокристаллические агрегаты. Наблюдается также в виде оолитов, изредка в натечных формах.

Цвет манганита черный. **Черта** бурая. **Блеск** полуметаллический. $Ng=2{,}53$, $Nm=2{,}24$ и $Np=2{,}24$.

Твердость 3—4. Хрупок. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 4,2—4,33.

Диагностические признаки. Кристаллы легко узнаются по столбчатому облику, характерной штриховке граней призмы и по бурой черте. Для колломорфных богатых водой разностей характерен бурый цвет самого минерала и черты. Для точной диагностики необходимы рентгенограммы.

П. п. тр. не плавится. В закрытой стеклянной трубке обильно выделяет воду. Перл буры и фосфорной соли в окислительном пламени фиолетовый (присутствие марганца). В концентрированной HCl растворяется с выделением хлора.

Происхождение. Вообще образуется при недостатке кислорода. Встречается в виде друз кристаллов в некоторых гидротермальных месторождениях марганца как один из последних по времени выделения минералов в парагенезисе с баритом и кальцитом.

В больших массах встречается в осадочных месторождениях в виде оолитов и сплошных масс, занимая промежуточное положение между фациями псиломелано-пиролюзитовых руд (соединений четырехвалентного марганца) и карбонатных руд, содержащих двухвалентный марганец.

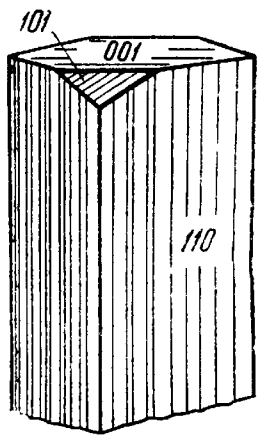


Рис. 205. Кристалл манганита

В глинах обнаруживается иногда в виде желваков с радиальнолучистым строением.

В зоне окисления не устойчив. Легко превращается в скрытокристаллический, почти безводный MnO_2, т. е. весь марганец окисляется до четырехвалентного состояния. Поэтому в марганцевых шляпах манганит почти не встречается.

Практическое значение. Наряду с пиролюзито-псиломелановыми рудами представляет собой важное сырье для ферромарганца и других сплавов с железом (шпигеля, силикошпигеля), употребляемых при выплавке сталей.

Месторождения. В значительных массах манганит известен в Чиатурском месторождении в виде оолитовых руд бурого цвета. В шарообразных конкрециях черного цвета широко распространен также в Никопольском месторождении (Украина).

Манганит в виде кристаллов, нередко крупных, известен в гидротермальном месторождении Ильфельд в Гарце, Ильменау в Тюрингии (Германия) и в других местах.

4. ГРУППА ПСИЛОМЕЛАНА

В эту группу входят разнообразные гидроокислы марганца сложного и непостоянного состава, наблюдающиеся в виде скрытокристаллических и колломорфных образований. Раньше их относили целиком к аморфным веществам. Однако рентгенометрическими исследованиями устанавливается, что многие из них кристалличны и по структуре не только не походят ни на один из ранее рассмотренных окислов и гидроокислов марганца, но сами отличаются друг от друга.

Химическая конституция для многих из этих гидроокислов пока еще не выяснена. Рентгенометрическое изучение их началось в самое последнее время. Они представляют собой сложные гидраты. Наиболее простым по составу является «моногидрат» двуокиси марганца—$MnO_2 \cdot H_2O$, который, по мнению В. И. Вернадского, относится к природной метамарганцовистой кислоте (H_2MnO_3), легко получаемой в лабораторных условиях в виде шоколадно-бурого геля. В состав более сложных соединений, кроме окислов марганца (MnO_2 и MnO), входят следующие окислы: K_2O, BaO, CaO, иногда PbO, ZnO, CoO, NiO, CuO, изредка Li_2O, WO_3, P_2O_5, As_2O_5 и др. Устанавливаются также коллоидальные смеси гидроокислов марганца с гидроокислами SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 и органическими веществами. Этим соединениям, в зависимости от того, какие из окислов металлов входят в их состав, дано много различных названий.

Все эти минеральные виды в полевых условиях называются просто собирательным именем «псиломелан». Точное установление минерального вида может быть сделано на основании дебаеграмм и данных химических анализов. Термограммы, к сожалению, почти ничего не дают для диагностики этих минералов.

Мягкие порошковатые разности псиломеланов бурой или черной окраски раньше называли «вадом». В настоящее время этот термин утратил свое значение, так как детальное изучение этих разностей с помощью химических анализов и дебаеграмм показало, что в этом виде могут существовать самые различные по составу минералы: минеральные виды группы псиломелана, а также манганит, вернадит и др.

ПСИЛОМЕЛАН—mMnO.$MnO_2 \cdot n H_2O$. Формула точно пока не установлена. «Псилос» по-гречески—лысый, «мелас»—черный («черная стеклянная голова»). В американской литературе под этим термином предлагается подразумевать существенно бариевую разность, другими авторами называемую романешитом. Основанием этому послужило то, что первые образцы, названные псиломеланом, как было установлено впоследствии, оказались богатыми барием. Однако наиболее широко распространенной из всех разностей группы псиломелана является бедная барием.

Химический состав не постоянен. Соотношение MnO и MnO_2 колеблется в относительно широких пределах в зависимости от степени окисления низшего окисла марганца. Содержание MnO_2 обычно составляет 60—80%, MnO 8—25%, H_2O 4—6% (бóльшая ее часть удаляется при температуре свыше 110°). В небольших количествах часто присутствуют BaO (до нескольких процентов), иногда щелочи, CaO, CoO, MgO, ZnO, а также SiO_2, Fe_2O_3, Al_2O_3 в виде посторонних примесей. Изредка устанавливается WO_3 (до 1, а иногда до 5—8%)—т у н г о м е л а н.

Сингония ромбическая? Обычно наблюдается в натечных формах с концентрически-зональным строением или в тонкокристаллических агрегатах. Нередки дендритовидные налеты (рис. 50).

Цвет псиломелана черный, иногда буровато-черный. **Черта** обычно черная. **Блеск** полуметаллический, у рыхлых разностей матовый.

Твердость 4—6 (для плотных разностей), колеблется в зависимости от содержания воды и физического состояния. Хрупок. **Уд. вес** 4,4—4,7.

Диагностические признаки. Принадлежность к группе псиломелана устанавливается по натечным формам агрегатов, черной черте и реакции на марганец. Точная диагностика пока возможна лишь с помощью химического анализа.

П. п. тр. не плавится. При растворении в соляной кислоте выделяется хлор. В закрытой трубке выделяет воду и кислород. С бурой и фосфорной солью в окислительном пламени дает фиолетовый перл.

Происхождение. Как и другие минеральные виды группы псиломелана, образуется главным образом в экзогенных условиях: в з о н а х о к и с л е н и я месторождений марганцевых руд и в месторождениях о с а д о ч н о г о происхождения. Как второстепенный минерал встречается также в рудах марганца г и д р о т е р м а л ь н о г о генезиса.

В зонах окисления он образуется в основном за счет таких минералов, как браунит, гаусманит, иногда силикатов и карбонатов марганца (совместно с вернадитом), а также самостоятельным путем при коагуляции гидроокислов марганца в виде натечных форм в пустотах и в виде плотных масс.

В осадочных месторождениях марганца псиломелан встречается в виде прослоев плотных руд или оолитов и шарообразных конкреций с концентрически-скорлуповатым строением.

При выветривании псиломелан подвергается окислению и дегидратации. При этом за счет его образуется пиролюзит, главным образом на поверхности пустот и пор, часто в виде черной сажистой массы.

Практическое значение. Вместе с пиролюзитом и другими окисными минералами марганца является главной рудой, используемой в черной металлургии для выплавки ферромарганца. Более бедные марганцем руды используются для подшихтовки при выплавке из железных руд обыкновенных чугунов.

Месторождения. К крупнейшим осадочным месторождениям марганца, в которых встречается псиломелан, принадлежат Ч и а т у р с к о е (Закавказье) и Н и к о п о л ь с к о е (Украина).

Раздел V

КИСЛОРОДНЫЕ СОЛИ (ОКСИСОЛИ)

Общие замечания. В этом, последнем разделе неорганических минералов мы рассмотрим сложные соединения, с химической точки зрения представляющие собой соли различных кислородных кислот. По числу относящихся сюда минералов этот раздел является наибольшим. К нему относится почти две трети всех известных минералов. Этим определяется значение указанных соединений в минералогии.

Господствующее положение среди них занимают силикаты. Весьма многочисленны также сульфаты и фосфаты. Все они в земной коре распространены, естественно, только в твердом состоянии и являются продуктами химических реакций, протекающих в самых различных геологических условиях.

Мы не будем подробно останавливаться на характеристике химических особенностей кислородных солей вообще. Они детально разбираются в курсах химии. Природные соли ничем принципиально от них не отличаются.

Напомним лишь, что среди солей прежде всего различают соли безводные и водные (т. е. содержащие в своем составе молекулы H_2O). Среди тех и других важно также различать:

1. Кислые соли (например, $NaHCO_3$—нахколит, кислый карбонат натрия), т. е. соли, содержащие вместо одного металлического катиона протон H^{1+}. В природных условиях кислые соли встречаются сравнительно редко.

2. Нормальные, или средние, соли, пользующиеся наибольшим распространением в природе. Примеры: $CaCO_3$—кальцит (известковый шпат), $CaSO_4 \cdot 2H_2O$—гипс.

3. Основные соли, т. е. соли, содержащие в своем составе ионы гидроксила $[OH]^{1-}$, нейтрализующие избыточный положительный заряд катионов. Эти соли широко распространены в природе. Примерами могут служить: $Cu_2[CO_3][OH]_2$—малахит и $Al_2[SO_4][OH]_4 \cdot 7H_2O$—алюминит.

В основных солях анион $[OH]^{1-}$, как это устанавливается на целом ряде примеров, может быть частично или полностью заменен другими анионами, чаще всего равновеликим анионом F^{1-}, иногда O^{2-} и Cl^{1-} (без изменения общей структуры соединения). Все такие соли, включая сюда и соли с OH, мы будем называть солями с добавочными анионами.

Двойные и более сложные соли, как определенные соединения, от простых солей отличаются тем, что катионы или анионы, или те и другие вместе, представлены разными ионами, изоморфно не замещающими или ограниченно замещающими друг друга. Примеры: $CaMg[CO_3]_2$—доломит, $Na_6Mg_2[CO_3]_4[SO_4]$—тихит и др.

В солях переменного состава имеет место как изовалентный, так и гетеровалентный изоморфизм. В последнем случае всегда устанавливается уравновешивание положительных и отрицательных зарядов в соеди-

нениях. Примеры: $(Mn,Fe)CO_3$—феррородохрозит, $Pb[MoO_4,WO_4]$—чиллагит, $Ca_5[PO_4,SiO_4,SO_4]_3$ [F,OH]—вилкеит и др.

Кристаллохимические особенности соединений. Характерной особенностью кристаллохимии кислородных солей является наличие в их кристаллических структурах комплексных анионов: $[NO_3]^{1-}$,$[CO_3]^{2-}$,$[SO_4]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$ и т. д. Катионы, располагающиеся в центрах этих групп, обладают малыми размерами ионных радиусов и высокими зарядами (см. рис. 206 на стр. 268).

Очень важно обратить внимание в этих группах на прочность связи ионов кислорода с центральным катионом, определяемую так называемой электростатической валентностью, т. е. величиной заряда, приходящегося от катиона на каждый окружающий его ион кислорода. Так, в комплексном анионе $[NO_3]^{1-}$, состоящем из N^{5+} и трех окружающих ионов O^{2-}, каждый кислород получает пай заряда 5 : 3, в анионе $[CO_3]^{2-}$ эта величина составляет 4 : 3, анионе $[SO_4]^{2-}$—6 : 4, анионе $[PO_4]^{3-}$—5 : 4 и т. д.

Как видим, это отношение всюду превышает 1 (т. е. больше половины валентности кислорода уходит на связь с центральным катионом), и только для $[BO_3]^{3-}$ и $[SiO_4]^{4-}$ оно равно 1. Это означает, что ионы кислорода прочнее связаны с малыми катионами внутри комплексов, чем с катионами, расположенными в решетках вне комплексных анионов. В этом отношении кислородные соли весьма существенно отличаются от сложных окислов, для которых величины электростатической валентности связи между катионами и окружающими их ионами кислорода всегда меньше 1.

Таким образом, комплексные анионы представляют собой прочно связанные в одно целое компактные группы, участвующие в кристаллических структурах как самостоятельные структурные единицы. Самостоятельность их подчеркивается тем, что эти группы не распадаются и при растворении солей. От простых анионов они существенно отличаются по форме и, естественно, по размерам. Анионы типа XO_4 имеют тетраэдрическую конфигурацию и по форме близки к изометрическим телам. Анионы типа XO_3 обладают формой плоских треугольников (CO_3,BO_3), реже тупых пирамид (AsO_3 и др.), в которых ионы кислорода сидят по углам треугольника, а связывающий их катион—над центром этого треугольника.

Кроме простых по конфигурации комплексных анионов, как мы потом увидим, существуют и более сложные радикалы. Характерно, что они свойственны боратам и силикатам, т. е. солям наиболее слабых кислот.

Соли других, более сильных кислот характеризуются кристаллическими структурами с типичной ионной связью, подобно тому как это имеет место в галогенидах, с той только разницей, что роль простых анионов здесь играют комплексные анионы. Поэтому не удивительно, что они по ряду физических свойств очень близко напоминают минералы, относящиеся к хлоридам и фторидам.

Таблица 8

Комплексные анионы важнейших природных кислородных солей

Анионы	«R_i»	ВЭК	Ионный потенциал	Форма аниона
$[NO_3]^{1-}$	2,57	0,19	0,39	Треугольник
$[CrO_4]^{2-}$	3,00	0,34	0,67	Тетраэдр
$[SO_4]^{2-}$	2,95	0,34	0,68	»
$[CO_3]^{2-}$	2,57	0,39	0,78	Треугольник
$[PO_4]^{3-}$	3,00	0,50	1,00	Тетраэдр
$[AsO_4]^{3-}$	2,95	0,51	1,02	»
$[BO_3]^{3-}$	2,68	0,56	1,12	Треугольник
$[SiO_4]^{4-}$	2,90	0,69	1,38	Тетраэдр

Список главнейших простых по строению комплексных анионов, распространенных в природных кислородных солях, приведен в табл. 8, в порядке увеличения значений вэков или ионных потенциалов. Там же приведены и размеры анионов в виде ионных «радиусов» (по А. Е. Ферсману). Необходимо заметить, что в буквальном смысле о каких-либо радиусах комплексных анионов не может быть и речи. Приведенные в таблице значения А. Е. Ферсманом получены путем расчета и сугубо приблизительны.

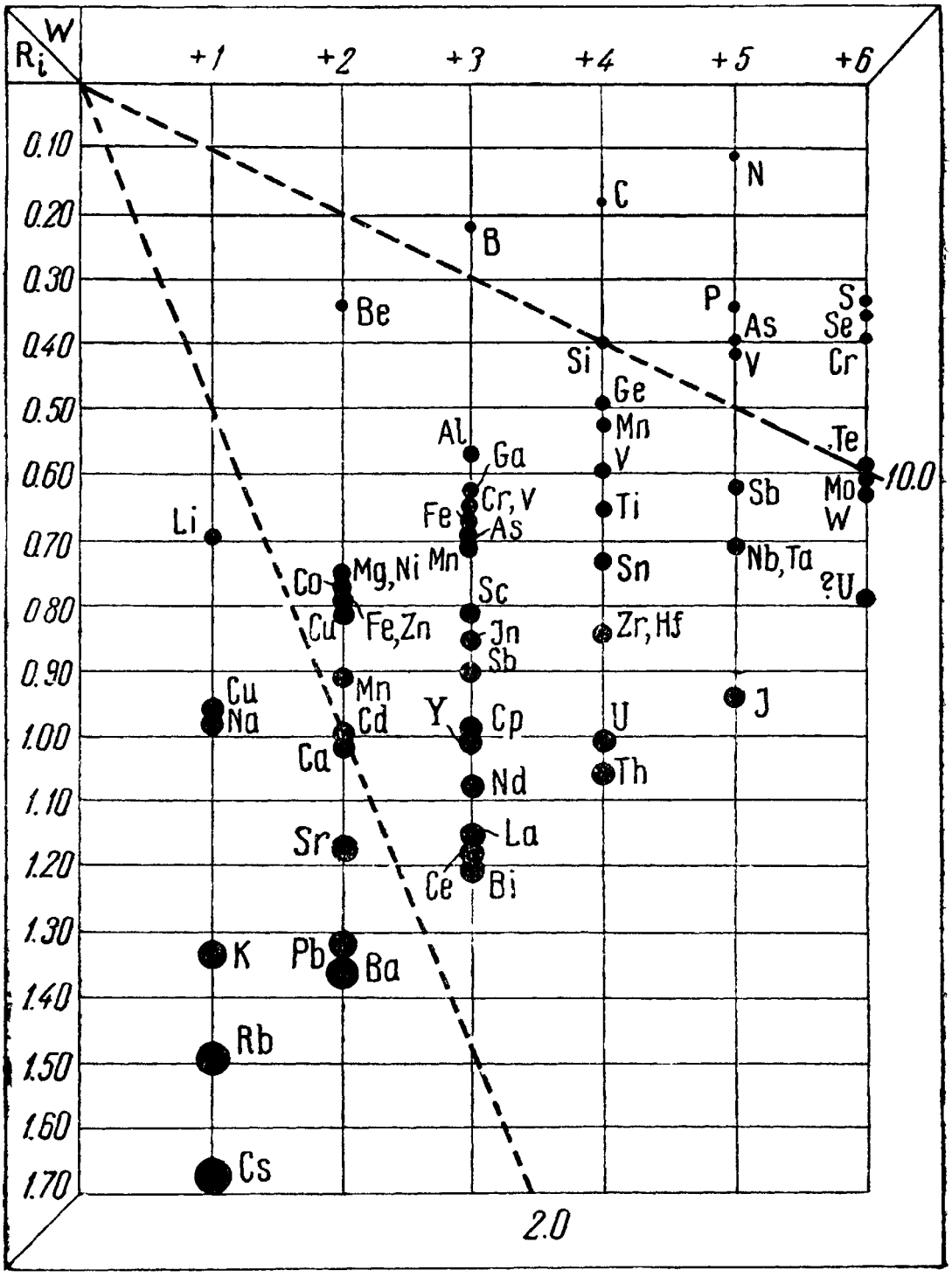


Рис. 206. Диаграмма главнейших катионов, распространенных в природных соединениях

Однако для общих соображений о свойствах минералов эти ориентировочные величины являются полезными, особенно если учесть, что такие свойства, связанные с энергией кристаллической решетки, как твердость, плавкость, летучесть, относительная растворимость и др., мы практически расцениваем по очень грубым шкалам.

В более наглядной форме приведенные в таблице значения показаны на диаграмме (рис. 207). Для сравнения нанесены в виде полых кружков также

одновалентные простые анионы ранее рассмотренных галогенидов и двухвалентные простые анионы, входящие в состав окислов, сульфидов, селенидов и теллуридов.

Так как подавляющая масса кислородных солей представляет собой типичные ионные соединения, то естественно, что устойчивость кристаллических структур в значительной мере должна зависеть от соотношений размеров катионов и анионов как структурных единиц. Для кислородных солей эти соотношения невозможно выразить в каких-либо цифровых значениях, так как размеры комплексных анионов мы не можем выразить в радиусах в силу того, что они по своей конфигурации существенно отличаются от шаровой формы, которую мы условно приписываем простым ионам.

Однако не может быть никакого сомнения в том, что такие изометрические комплексные анионы, как $[SO_4]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$, $[SiO_4]^{4-}$ и др., по своим размерам должны быть существенно больше, чем простые анионы (например, O^{2-}).

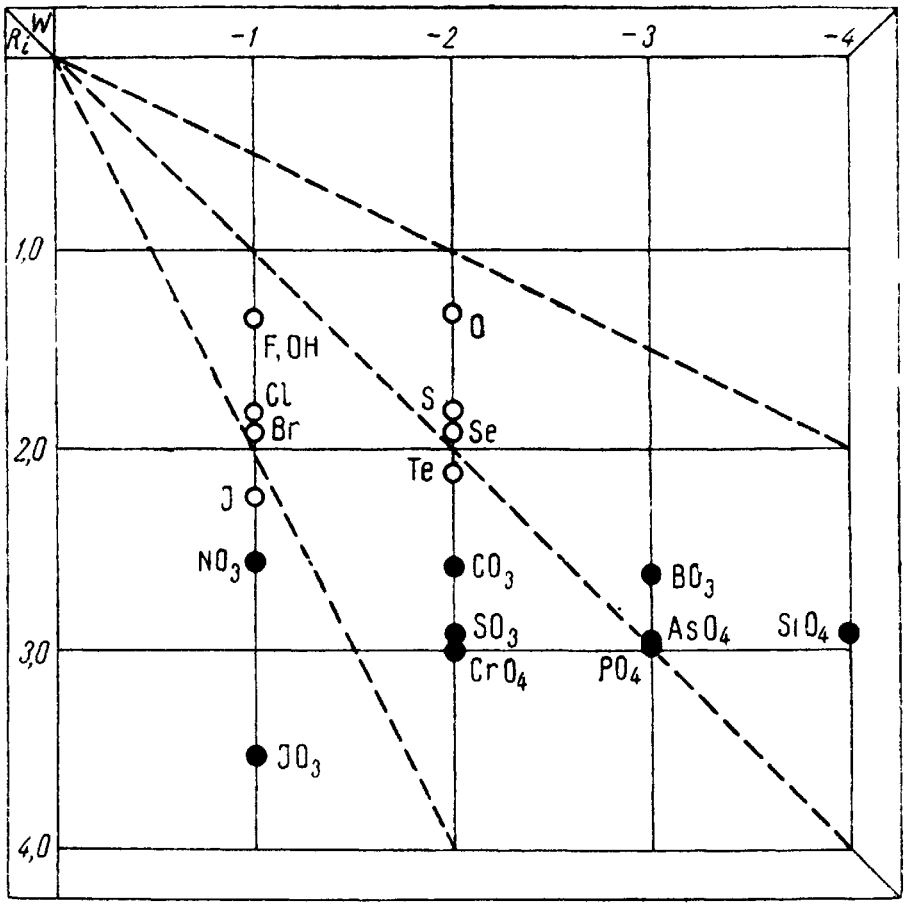


Рис. 207. Приблизительные размеры комплексных анионов (черные кружки) по сравнению с простыми анионами, распространенными в природных соединениях

Поэтому не случайно, что эти анионы в простых соединениях типа AX (где X представлен комплексным анионом) наиболее устойчивые кристаллические структуры дают только в сочетании с крупными катионами. Эти соединения действительно являются труднорастворимыми, трудноплавкими и труднолетучими. Обратимся к примерам.

Двухвалентный анион $[SO_4]^{2-}$ в соединениях типа AX (т. е. с соотношением катион : анион, равным 1 : 1) образует следующие наиболее устойчивые соединения (сульфаты): $BaSO_4$—барит и $PbSO_4$—англезит, т. е. в сочетании с самыми крупными двухвалентными катионами (см. колонку двухвалентных катионов на рис. 206). С этой точки зрения понятной становится также изоморфная примесь Ra^{2+} к Ba^{2+}, устанавливаемая иногда в баритах (ионный радиус Ra^{2+} несколько больше, чем Ba^{2+}). Не удивительно, что в зонах окисления урановых месторождений, содержащих сульфиды в условиях действия сульфатных вод, концентрация радия по отношению к урану выше, чем это имеет место в зоне первичных руд (соединения шести-

валентного урана в этих условиях значительно более растворимы по сравнению с сульфатом радия).

Что касается двухвалентных катионов с м а л ы м и ионными радиусами, то они в природных условиях могут образовывать только в о д н ы е с у л ь ф а т ы, кристаллизующиеся при низких температурах и притом в последние стадии кристаллизации растворов. В большинстве случаев водные соли содержат 2, 4, 6 и 7 молекул H_2O. Рентгенометрические исследования соединения $NiSO_4 \cdot 6H_2O$ показали, что катион Ni^{2+} в кристаллической структуре непосредственно окружен шестью электрически нейтральными (т. е. не погашающими заряд катиона) молекулами воды. Вследствие этого объем таких гидратированных катионов как бы искусственно увеличивается, благодаря чему и становится возможной постройка кристаллической решетки с участием таких крупных анионов, как $[SO_4]^{2-}$. С кристаллохимической точки зрения, формулу этого соединения было бы правильнее писать так: $[Ni(H_2O)_6]SO_4$. Такие водные соли обладают явно повышенной или высокой растворимостью и легко подвергаются обезвоживанию, причем кристаллические структуры их претерпевают перестройки или вовсе разрушаются.

Интересно отметить, что средний по размерам катион Ca^{2+} (см. рис. 206) хотя и способен в известных условиях образовать безводный сульфат—$CaSO_4$ (ангидрит), однако в присутствии воды он переходит в более устойчивое водное соединение—$CaSO_4 \cdot 2H_2O$ (гипс)[1]. Последний, по рентгенометрическим данным, обладает слоистой структурой, в которой молекулы H_2O располагаются между листами, сложенными ионами Ca^{2+} и $[SO_4]^{2-}$. Отсюда обусловлена весьма совершенная спайность кристаллов гипса в данном направлении.

Если мы перейдем к трехвалентному аниону $[PO_4]^{3-}$, то увидим аналогичную сульфатам картину. Среди трехвалентных катионов (см. рис. 206) наиболее крупными, могущими образовывать с этим ионом устойчивые кристаллические решетки, являются редкие земли (Ce...) и La. В природе, действительно, распространен очень стойкий фосфат редких земель—(Ce, La...)PO_4 (монацит). При разрушении горных пород он, как весьма устойчивый химически минерал, переходит в россыпи. Не случайно, что главные концентрации редкоземельных элементов связаны именно с этим минералом. Реже встречается другой, менее стойкий фосфат—YPO_4 (ксенотим). Фосфаты малых трехвалентных катионов (Al, Fe^{3+}, Mn^{3+}) в природе представлены водными солями.

Замечательно, что для аниона $[SiO_4]^{4-}$ наиболее стойкими являются соединения с крупными четырехвалентными катионами (Zr^{4+},Th^{4+} нередко с изоморфной примесью урана U^{4+}): циркон—$ZrSiO_4$ и торит—$(Th,U)SiO_4$.

Кристаллические структуры торита и его разновидностей разрушаются лишь вследствие радиоактивного распада. Циркон, не содержащий радиоактивных элементов,—весьма стойкий минерал, свидетельством чему является широкая распространенность его в виде окатанных зерен в россыпях и осадочных образованиях самых различных возрастов. В виде этого минерала выделяется главная масса циркония в земной коре. Лишь в магмах, бедных кремнеземом и богатых щелочами, он способен образовывать другие минералы.

Классификация кислородных солей. Систематику солей принято давать по кислотным радикалам или, что то же, по комплексным анионам. Порядок расположения можно принять тот, который намечается по величинам вэков или ионных потенциалов (табл. 8). Рассмотрение кислородных солей вслед за окислами, в частности минералами группы кварца, следовало бы начать с более близких к ним в кристаллохимическом отношении силикатов и боратов и кончить иодатами, т. е. в порядке понижения ионных потенциалов анионов. Однако в целях лучшего усвоения материала мы примем обратный порядок изучения относящихся сюда минералов, исходя из принципа «от простого к сложному», и карбонаты рассмотрим до сульфатов.

---

[1] С меньшим количеством молекул H_2O, нежели в предыдущем случае.

Таким образом, среди минералов, представляющих кислородные соли, выделим следующие классы:

I. Нитраты.
II. Карбонаты.
III. Сульфаты.
IV. Хроматы.
V. Молибдаты и вольфраматы.
VI. Фосфаты, арсенаты и ванадаты.
VII. Бораты.
VIII. Силикаты.

I класс. ***НИТРАТЫ***

Общие замечания. Азот в земной коре известен исключительно в виде комплексных ионов: $[NO_3]^{1-}$, $[NH_4]^{1+}$ и газа в атмосфере.

Нитраты, как легко растворимые в воде соли сильной азотной кислоты—HNO_3, распространены почти исключительно в современных образованиях в жарких пустынных странах. Источником азота в них является азот воздуха. Реакции окисления этого элемента имеют по преимуществу биогенный характер, т. е. связаны с бактериальными процессами в почвах, или же, возможно, с разрядами атмосферного электричества (на высоких плоскогорьях).

Наиболее важное значение имеют нитраты щелочей—K и Na. Подчиненную роль играют нитраты щелочных земель—Mg, Ca и Ba. В зонах окисления медных месторождений в условиях пустынного выветривания встречаются редкие нитраты Cu сложного состава. Известны также соединения нитратов с гидратами и солями других кислот.

НАТРИЕВАЯ СЕЛИТРА—$NaNO_3$. Синоним: чилийская селитра.

Химический состав. Na_2O 36,5%, N_2O_5 63,5%.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. Кристаллизуется в ромбоэдрах, очень близких по полярному углу к ромбоэдрам кальцита. Характерно, что и ряд других свойств сходен с кальцитом. Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах в виде корок или выцветов.

Цвет белый, серый, красновато-бурый, лимонно-желтый. **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}585$.

Твердость 1,5—2. Хрупка. **Спайность** по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$ совершенная. **Уд. вес** 2,24—2,29.

Диагностические признаки. П. п. тр. на угле дает вспышку; легко плавится, окрашивая пламя в желтый цвет (Na). Легко растворяется в воде. Вкус слегка солоноватый, охлаждающий.

Происхождение. Образуется в сухих жарких областях, лишенных растительности, при биохимическом разложении (окислении) азотсодержащих органических веществ (гуано и прочие отбросы птиц и животных), а также микроводорослей, нитробактерий и пр. Редко выпадающие атмосферные осадки смывают образовавшуюся селитру в ложбины, где с течением времени образуются селитряные солончаки или даже сплошные скопления селитры.

В парагенезисе с селитрой встречаются: гипс, мирабилит (водный сульфат натрия), галит, изредка иодаты и другие минералы.

Практическое значение. 1) Селитра является лучшим из минеральных удобрений; 2) как сильный окислитель, используется в металлургии при переработке никелевых руд; 3) в стекольной промышленности употребляется для очистки стекла; 4) в пищевой промышленности—при консервировании рыбы, мяса и пр.; 5) применяется для изготовления черного пороха и различных взрывчатых веществ.

За последнее время изобретен промышленный способ получения синтетическим путем азотистых соединений (аммиака и азотной кислоты) из азота воздуха в присутствии катализаторов. В связи с этим добыча селитры в разных странах резко пала. Однако для удовлетворения нужд местной промышленности месторождения селитры не потеряли своего значения.

Месторождения. Исключительно крупные залежи натриевой селитры находятся на высокогорном плато в Чили у подножия горной цепи Кордильер. Эта область в течение многих миллионов лет, начиная с верхнемелового периода, представляет собой пустыню с чрезвычайно жарким сухим климатом (дожди выпадают один раз в течение 4—5 лет).

В СССР небольшие селитряные месторождения, главным образом калиевой селитры, в виде пухлых селитряных солончаков на холмах и в ложбинах довольно широко распространены в Казахстане (Закаспий) и в Средней Азии. Корки и выцветы селитры появляются периодически в засушливые месяцы. Ее образования являются результатом процессов разложения и нитрификации отбросов древних городов и крепостей, а также тех микроводорослей и нитробактерий, которые развиваются на глинобитных стенах древних построек. В горных частях Алтая, Крыма и в других местах скопления селитры явно животного происхождения связаны с пастбищами и стойбищами скота.

КАЛИЕВАЯ СЕЛИТРА—KNO_3. Синоним: индийская селитра.

Сингония ромбическая. Встречается в виде рыхлых белых корочек и выцветов аналогично натриевой селитре. $Nm = 1{,}505$. Твердость 2. Спайность по {011} совершенная. Уд. вес 1,99. П. н. тр. ведет себя аналогично натриевой селитре.

Калиевая селитра имеет более широкое распространение, нежели натриевая селитра. Раньше в значительных количествах она добывалась в Индии (месторождения выработаны). В виде выцветов и корок широко распространена большей частью в тех же районах, что и натриевая селитра.

II класс. ***КАРБОНАТЫ***

Общие замечания. В этом классе мы встречаем уже весьма значительное число минеральных видов, многие из которых пользуются сравнительно широким распространением в природе. Особенно это относится к $CaCO_3$, который нередко слагает огромные толщи осадочно-морского происхождения. Часто карбонаты являются также спутниками рудных минералов в месторождениях, а в ряде случаев сами представляют промышленный интерес как источники ряда важных металлов.

Анион $[CO_3]^{2-}$ способен давать более или менее устойчивые соединения с катионами двухвалентных металлов, обладающими средними и большими ионными радиусами. Число таких металлов невелико. Главнейшие из них: Mg, Fe, Zn, Mn, Ca, Sr, Pb, Ba, а также Cu, Zn, Pb и др. с дополнительными анионами $[OH]^{1-}$ и Cl^{1-}.

Близкие к ним по размерам одновалентные катионы (Na, K, NH_4) могут образовывать безводные карбонаты лишь при условии, если вместе с ними в решетку входит катион H^{1+}, т. е. в виде кислых солей. Водные карбонаты характерны и для катиона Mg^{2+}, вообще склонного к гидратации в водных средах.

Карбонаты трехвалентных металлов известны для редких земель с дополнительным анионом F^{1-}. Из числа малых трехвалентных катионов в карбонатах изредка встречается лишь Al^{3+}, и то в виде двойных и притом водных солей в сочетании с двухвалентными металлами (Cu, Pb).

Карбонатов четырех- и пятивалентных металлов не существует. Шестивалентный уран дает редкий безводный карбонат с добавочным анионом O^{2-}—$U(CO_3)O_2$ (рётзерфордит). Остальные известные карбонаты урана являются водными.

Из особенностей физических свойств карбонатов отметим следующие. Твердость безводных карбонатов никогда не бывает высокой. Обычно она колеблется от 3 до 5. Растворимость карбонатов в воде повышенная. Особенно это свойственно карбонатам щелочей и бикарбонатам тех элементов, катионы которых обладают либо относительно малыми ионными радиусами

(например, Mg^{2+}, Co^{2+}), либо, наоборот, очень большими размерами (например, Ba^{2+}). Карбонат Cu^{2+} встречается только в виде основных солей, что связано, очевидно, с особенностями строения самого катиона. Этим же, вероятно, объясняются и интенсивные окраски карбонатов меди в зеленый и синий цвета. Все остальные карбонаты либо бесцветны, либо окрашены в бледные тона. Из оптических свойств для карбонатов очень характерным является весьма высокое двупреломление ($Ng—Np$).

Среди минералов этого класса мы прежде всего должны различать б е з в о д н ы е и в о д н ы е карбонаты. Среди тех и других выделим соответствующие группы по типам изоструктурных химических соединений. Остальные карбонаты, представленные единичными минеральными видами, сгруппируем по катионам.

БЕЗВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

1. ГРУППА КАЛЬЦИТА

Эта группа включает большое число минеральных видов, представляющих карбонаты следующих двухвалентных металлов (в порядке возрастания ионных радиусов): Mg, Zn, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ca, Sr, Pb и Ba. Характерно, что ионы с меньшим радиусом, чем Ca, образуют широкие изоморфные ряды минералов,

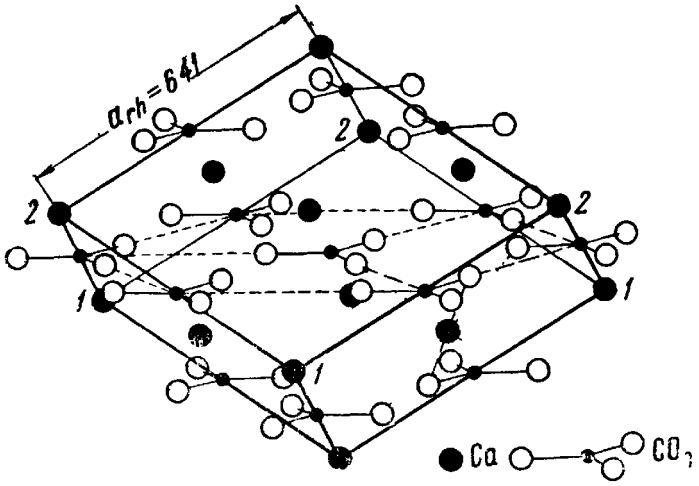


Рис. 208. Расположение ионов в ячейке спайного ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$. Оба сорта ионов располагаются как в гранецентрированных решетках

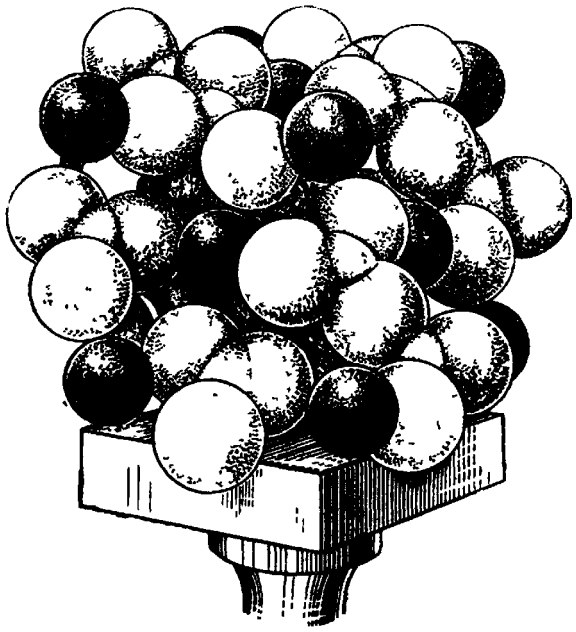


Рис. 209. Модель кристаллической структуры кальцита

кристаллизующихся в тригональной сингонии, а ионы с большим радиусом, чем у Ca, образуют карбонаты ромбической сингонии. Карбонат самого кальция является диморфным, т. е. может кристаллизоваться в той и другой сингониях.

Карбонаты	Mg	Zn	Fe^{2+}	Mn^{2+}	Ca			
тригональной с.	0,75	0,79	0,79	0,91	1,01			
					Ca	Sr	Pb	Ba
ромбической » . . .					1,01	1,27	1,32	1,36

Кристаллическая структура тригональной модификации $CaCO_3$ изображена на рис. 208 и 209.

Если кубическую решетку NaCl сдавить вдоль тройной оси настолько, что углы между гранями станут равными 101°55′, то получится ромбоэдрическая гранецентрированная решетка кальцита (рис. 209), причем ионы Ca займут места Na, а группы $[CO_3]$—места Cl. Таким образом, упаковка

ионов в кальците отвечает несколько искаженной упаковке, произведенной по способу плотнейшей к у б и ч е с к о й кладки структурных единиц.

Кристаллическая структура арагонита—ромбической модификации $CaCO_3$ от структуры кальцита отличается лишь тем, что ионы Ca^{2+} и $[CO_3]^{2-}$ упакованы по способу плотнейшей г е к с а г о н а л ь н о й кладки (рис. 210). Этим обстоятельством обусловливается наблюдающаяся псевдогексагональная симметрия тройников кристаллов (углы между гранями призмы в единичных кристаллах лишь немного отличаются от 60 и 120°). Как в решетке кальцита, так и в решетке арагонита каждый ион $[CO_3]^{2-}$ окружен шестью ионами кальция. Насколько можно судить по разнице удельных весов, кристаллическая структура арагонита более плотна, чем структура кальцита.

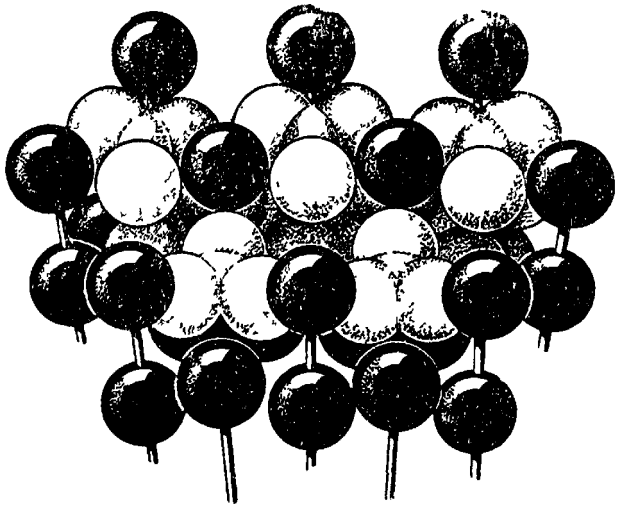


Рис. 210. Модель кристаллической структуры арагонита

Другой характерной особенностью минералов группы кальцита является склонность к образованию изоморфных смесей и двойных солей. В кальцитовом ряде, как и следовало ожидать согласно соотношениям размеров ионных радиусов катионов, широко замещают друг друга Mg, Zn и Fe^{2+}.

Точно так же, карбонаты Fe^{2+} и Mn^{2+} образуют непрерывный ряд изоморфных смесей. Что касается Ca, то этот элемент в силу существенного отличия величины его ионного радиуса от предыдущих катионов (за исключением Mn^{2+}) может образовывать лишь двойные соли с ними. Ионы кальция и магния (или другие малые катионы) в кристаллических решетках располагаются попеременно вдоль тройной оси. Благодаря этому симметрия двойных солей кальцитового ряда несколько снижается: вместо дитригонально-скаленоэдрического вида симметрии ($L_6^3 3L^2 3PC$) имеем ромбоэдрический ($L_6^3 C$), т. е. исчезают двойные оси, проходящие через центральный ион углерода и кислородные ионы, с ним связанные.

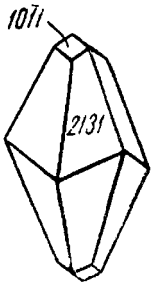


Рис 211. Скаленоэдрический кристалл кальцита

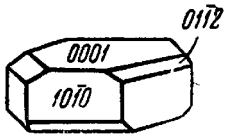
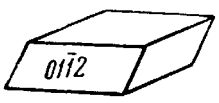


Рис. 212 Таблитчатый кристалл кальцита



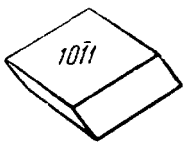






Рис 213. Ромбоэдрические кристаллы кальцита

КАЛЬЦИТ—$CaCO_3$. Синоним: известковый шпат. Разновидности по изоморфным примесям представлены очень широко. Из разновидностей по физическим признакам следует упомянуть об и с л а н д с к о м ш п а т е—бесцветной прозрачной разности кальцита (рис. 19).

Химический состав. CaO 56%, CO_2 44%. Примеси Mg, Fe, Mn (до 8%), гораздо реже Zn (до 2%), Sr (стронциокальцит) и др.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^2 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура,** как типическая, описана выше. **Облик кристаллов,** встречающихся исключительно в пустотах, может быть самым разнообразным. Наиболее часто встречаются скаленоэдрические кристаллы (рис. 211), реже таблитчатые (рис. 212) или пластинчатые, призматические

или столбчатые, ромбоэдрические—чаще в виде острых, чем тупых ромбоэдров (рис. 213). Число установленных на кристаллах простых форм достигает нескольких сотен. Чаще всего встречаются грани призмы $\{10\bar{1}0\}$, ромбоэдров $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$, $\{40\bar{4}1\}$, скаленоэдра $\{21\bar{3}1\}$, пинакоида $\{0001\}$ и другие. Обычно двойниковой плоскостью является плоскость пинакоида (0001) (рис. 214) или грань тупого ромбоэдра $(01\bar{1}2)$, по которой нередко образуются полисинтетические двойники в мраморах и смятых известняках (такое двойникование может быть получено искусственно при давлении острия ножа на ребро выбитого по спайности осколка кальцита). Реже такой плоскостью является грань спайного ромбоэдра $(10\bar{1}1)$ (рис. 215) и др.

Агрегаты. Друзы кристаллов кальцита вместе с другими минералами наблюдаются, как уже указано, в пустотах. Довольно часто встречаются крупнозернистые агрегаты прозрачного или полупрозрачного кальцита с совершенной спайностью отдельных зерен, бросающейся в глаза. Редко наблюдается жилковатый с шелковистым блеском асбестовидный кальцит (атласный шпат), волокна которого располагаются перпендикулярно к стенкам трещин в породах. Широко известны натечные образования кальцита в виде сталактитов и сталагмитов в пещерах среди известняков. Зернистые сплошные агрегаты в больших плотных массах называются м р а м о р а м и. Плотные скрытокристаллические разности кальцитовых горных пород, нередко слоистых и богатых фауной, носят название и з в е с т н я к о в. Рыхлые известняки, содержащие мельчайшие раковинки фораминифер, известны под названием мела. Встречаются также оолитовые известняки—«икряной камень» (см. рис. 43). «Известковым туфом», или травертином, называют ноздреватые образования углекислого кальция, возникающие в местах выхода как холодных, так и горячих насыщенных известью минеральных источников (кальцит в этих случаях образуется при перекристаллизации выпавших коллоидов $CaCO_3$ или арагонита). Иногда в связи с отложением углекислой извести из горячих источников образуются замечательные по рисунку тонкополосчатые полупрозрачные плотные разности, известные под названием «мраморного оникса».

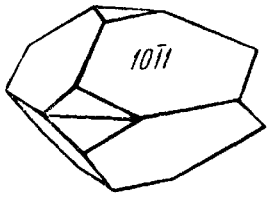


Рис. 214. Двойник кальцита по (0001)

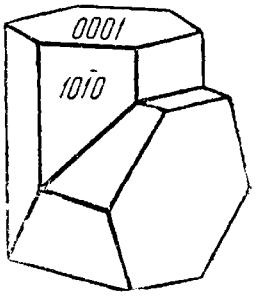


Рис. 215. Двойник кальцита по $(10\bar{1}1)$

Цвет. Большей частью бесцветный или молочно-белый, но иногда окрашен примесями в различные (обычно светлые) оттенки серого, желтого, розового, красного, бурого и черного цветов. **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}658$ и $Np = 1{,}486$.

Твердость 3. Хрупок. **Спайность** совершенная по $\{10\bar{1}1\}$. **Уд. вес** 2,6—2,8, для химически чистых кристаллов 2,72 при 23°. **Прочие свойства.** При сжатии, сопровождающемся двойникованием, электризуется. Образцы некоторых месторождений обнаруживают явление люминесценции, причины которой точно не изучены.

Диагностические признаки. В крупнокристаллических разностях легко узнается по ромбоэдру спайности, сравнительно низкой твердости (легко царапается острием ножа или иглы) и бурному выделению CO_2 от капли HCl, положенной на минерал или на его порошок на предметном стекле.

П. п. тр. растрескивается с выделением CO_2, т. е. диссоциирует на CaO и CO_2. Образующаяся при этом CaO ярко светится и окрашивает пламя в оранжевый цвет. В разбавленной соляной кислоте легко растворяется даже на холоду с шипением (выделение CO_2).

Происхождение. Кальцит принадлежит к числу самых распространенных в земной коре минералов, слагая иногда целые массивы (известняковые горы). Этот минерал образуется при самых различных геологических процессах.

1. Широко распространены кристаллические образования кальцита г и д р о т е р м а л ь н о г о происхождения. В значительных количествах он образуется в контактово-метасоматических месторождениях путем переотложения или перекристаллизации известняков. В пегматитах он является одним из самых последних минералов, характеризующих гидротермальную стадию процесса. Характерно, что и в многочисленных рудоносных, главным образом, сульфидных жильных месторождениях кальцит, как правило, кристаллизуется одним из последних минералов.

К этой же категории образований принадлежат выделения кристаллического кальцита в миндалинах и жеодах среди эффузивных изверженных пород и отложения арагонита и кальцита из некоторых минеральных источников в виде «известковистого туфа» (вследствие бурного выделения из них CO_2 под влиянием резкого понижения внешнего давления).

2. При процессах в ы в е т р и в а н и я кальцит хотя и не встречается в больших скоплениях, однако в виде новообразований наблюдается довольно часто в трещинах и пустотах зон окисления рудных месторождений и горных пород. Источником для него в этих случаях служат разлагающиеся в коре выветривания эндогенные известьсодержащие минералы и углекислота воздуха. Нужно заметить, что вообще-то в процессе выветривания горных пород весьма значительные массы извести переходят в растворы в виде бикарбоната, которым текучими водами может относиться очень далеко, вплоть до моря, если по пути следования не будут встречены условия, заставляющие его выпадать в виде кристаллического или коллоидного карбоната—$CaCO_3$.

Сталактитовые образования в известняковых гротах являются результатом выпадения углекислой извести из насыщенных медленно просачивающихся к полым пространствам растворов. Эти растворы при нависании в виде капель с потолка путем испарения теряют воду, сильно пересыщаются и выделяют коллоидные или тонкодисперсные осадки в виде натечных масс, постепенно твердеющих и раскристаллизовывающихся при дальнейшей дегидратации.

3. О с а д о ч н ы м путем, особенно в морских бассейнах, образуются огромные массы $CaCO_3$, первоначально в виде известковистых илов, отмерших морских растений и беспозвоночных животных с известковым скелетом. Позднее все эти вещества превращаются в известняк. Оолитовые известняки, по всей вероятности, образуются путем коагуляции коллоидных растворов углекислой извести вокруг взвешенных в движущейся воде песчинок и газовых пузырьков. Современное образование оолитов в морских бассейнах приурочено к прибрежным мелководным зонам тропических и субтропических морей. Первоначально эти оолиты бывают сложены арагонитом, позднее превращающимся в кальцит.

Каким бы путем ни образовался кальцит, в коре выветривания он является сравнительно слабоустойчивым минералом. Благодаря легкой растворимости в кислотах он в зоне элювия, особенно в зонах окисления рудных сульфидных месторождений, переходит в растворы. При реакциях обменного разложения часто наблюдается замещение кальцита другими минералами (гипсом, доломитом, смитсонитом, малахитом и др.):

$$H_2SO_4 + CaCO_3 + H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O + CO_2,$$

$$ZnSO_4 + CaCO_3 + 2H_2O = ZnCO_3 + CaSO_4 \cdot 2H_2O \text{ и т д.}$$

На поверхности известняков в зоне насыщенных известью грунтовых вод не только часто наблюдается отложение коагулятов гидроокислов железа, коллоидного кремнезема и др., но и сами известняки замещаются ими.

Практическое значение кальцита, особенно в виде горных пород, весьма разнообразно.

1. Исландский шпат благодаря своему высокому двупреломлению употребляется для изготовления различных оптических поляризационных приборов, главным образом николей для микроскопов, поляриметров, колориметров и др.; для этой цели пригодны бесцветные идеально прозрачные недвойникованные кристаллы или их обломки, лишенные трещин, размерами не меньше 1,5—2 *см*.

2. Асбестовидный атласный шпат и мрамор-оникс используются для ювелирных изделий и предметов искусства.

3. Известняки, в зависимости от их состава или физико-механических свойств, потребляются: а) химической промышленностью (чистые известняки) для получения необходимой в сельском хозяйстве извести, производства сахара, соды, едкого натра, хлорной извести и пр. с одновременным получением при обжиге жидкой или твердой углекислоты; б) металлургической промышленностью (бедные фосфором и серой известняки) как флюс при плавке руд в доменных печах; в) для приготовления различных сортов цемента—гашеной извести, портланд-цемента, роман-цемента и др.; г) в полиграфической промышленности, в которой применяются так называемые литографские камни, т. е. особые плотные скрытозернистые известняки с раковистым изломом, способные раскалываться на тонкие плиты.

4. Мраморы в полированном виде используются как строительный материал для облицовки стен внутренних помещений в зданиях, как материал для скульптурных работ, а также в электротехнике (распределительные щиты и др.).

5. Мел употребляется как пишущий, красочный, полировальный материал, для производства цемента, в лакокрасочной, парфюмерной (зубной порошок), резиновой (наполнитель) и других отраслях промышленности.

Месторождения. Исландский шпат у нас в Союзе известен в месторождениях по р. Нижней Тунгуске, приуроченных к эффузивным породам—траппам и мандельштейнам; здесь он залегает в виде жил и гнезд с гигантскими размерами монокристальных индивидов. Многочисленные небольшие месторождения исландского шпата широко представлены в Средней Азии в Зеравшано-Гиссарском, Пскем-Угамском и других районах.

Из иностранных месторождений большой известностью пользуются крупнейшие месторождения Исландии среди эффузивных изверженных пород и др.

Мел в виде горных пород широко распространен в толщах карбонатных пород мелового возраста на территории Русской платформы и в других местах Союза. В больших масштабах он добывается, главным образом для химической и цементной промышленности, в районе Белгорода (Курская область), близ Славянска, Краматорска (Донбасс) и в других местах.

Мраморы, отличающиеся красивыми расцветками, добываются в качестве облицовочных камней на Урале в Уфалейском, Златоустовском и других районах, в Карело-Финской ССР, Забайкалье, Крыму и т. д. Месторождения оникс-мрамора желтоватых и зеленоватых расцветок известны в Закавказье на территории Грузинской и Армянской ССР.

Из иностранных месторождений высококачественными мраморами славятся месторождения Каррары на восточном берегу Генуэзского залива (Италия) и Греции, служившие в свое время источником для замечательных античных скульптур.

АРАГОНИТ—$CaCO_3$. Назван по местности Арагония (Испания), где был впервые установлен.

Химический состав такой же, как кальцита: CaO 56,0%, CO_2 44,0%. Часто содержит примеси: Sr (до 5,6%), Mg, Fe и Zn.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** разобрана выше. **Облик кристаллов** призматический

(часто псевдогексагональный), игольчатый. Форма головки кристаллов бывает долотчатой (рис. 216). Главные формы: призма {110}, пинакоиды {010} и {001}. Последний бывает покрыт штрихами параллельно оси *a*. Нередко встречаются следующие формы: призма {011}, заостряющая кристаллы наподобие долота, дипирамида {111}, в некоторых случаях очень острые дипирамиды в комбинации с призмами, вследствие чего кристаллы принимают копьевидную форму (рис. 216). Двойники часто наблюдаются по (110). Распространены также тройники псевдогексагонального облика (рис. 217 и 218), четверники и сложные полисинтетические двойники. При этом обычно образуются между гранями призм входящие углы в виде желобков. **Агрегаты** часто представлены

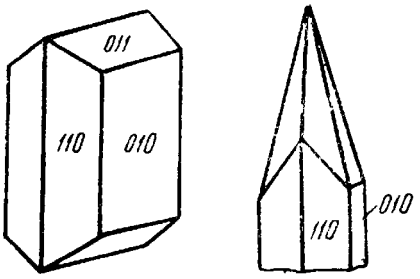


Рис. 216. Призматический и игольчатый кристаллы арагонита

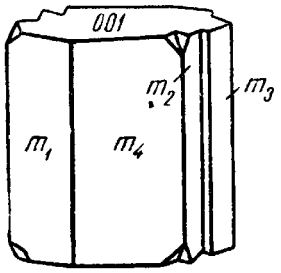


Рис. 217. Арагонит. Тройник прорастания по (110)

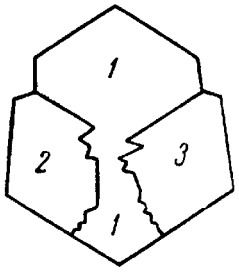


Рис. 218. Границы срастаний индивидов в поперечном разрезе

шестоватыми (рис. 219), радиальнолучистыми и звездчатыми срастаниями индивидов. Наблюдается также в виде кристаллических корок, натечных, шаровидных форм и в массах оолитового строения («гороховые» и «икряные камни»). Очень оригинальны встречающиеся иногда «железные цветы» в виде переплетенных и ветвящихся «стеблей» снежно-белого цвета. Наконец, внутренние перламутровые части большинства раковин моллюсков построены из тончайших пластинок арагонита, параллельных поверхности раковины. Как известно, попадающие внутрь раковины песчинки или другие посторонние тела облекаются слоями аналогичной углекислой извести с примесью органического вещества, в результате чего образуются желвачки жемчуга.

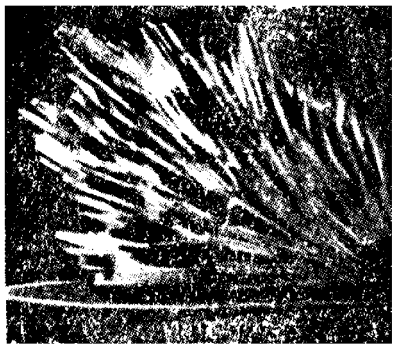


Рис. 219. Агрегат шестоватых кристаллов арагонита

Цвет арагонита белый, желтовато-белый, иногда светлозеленый, фиолетовый и серый. Отдельные кристаллы часто прозрачны и бесцветны. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. В катодных лучах светится слабым бледнофиолетовым, иногда оранжевым цветом. $Ng = 1{,}686$, $Nm = 1{,}681$ и $Np = 1{,}530$.

Твердость 3,5—4. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует; иногда удается установить несовершенную спайность по {010} и {110}. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 2,9—3,0 (больше, чем кальцита, что свидетельствует о более плотной упаковке атомов). **Прочие свойства.** При обычной температуре неустойчив; в присутствии растворителя медленно переходит в кальцит, почему и не встречается в более древних осадках. При повышении температуры до 400° этот переход совершается быстро. Любопытно, что разности арагонита, не претерпевшие полиморфного превращения в кальцит, содержат более крупные ионы стронция (до нескольких процентов), что, по мнению Н. В. Белова, оказывает, очевидно, стабилизирующее влияние на устойчивость этой модификации. В воде более растворим, чем кальцит.

Диагностические признаки. По цвету и поведению в HCl очень похож на кальцит, но отличается от него отсутствием спайности и обликом кристаллов с характерными, иногда тонкими желобками на гранях призмы и повышенной твердостью. Похожие на него цеолиты (водные силикаты Na, Ca и др.) не выде-

ляют в соляной кислоте CO_2. Витерит и стронцианит имеют больший удельный вес и плавятся перед паяльной трубкой.

П. п. тр. ведет себя так же, как кальцит. В кислотах разлагается с бурным выделением углекислоты. Порошок арагонита (так же, как стронцианита и витерита) в растворе азотнокислого кобальта при кипячении становится лиловым (реакция Мейгена), тогда как порошок кальцита почти не изменяется или окрашивается в синеватый или зеленоватый цвет, и то лишь при долгом кипячении.

Происхождение. Арагонит в природе распространен гораздо реже, чем кальцит. Как один из самых низкотемпературных минералов он довольно часто образуется при затухающих гидротермальных процессах. Таковы, например, его находки в трещинах среди серпентинизированных ультраосновных пород вне всякой связи с поверхностными процессами. К таким же образованиям относятся находки мелких игольчатых кристалликов арагонита в пустотах, среди не затронутых разложением базальтов, изредка в мраморах, лавах вулканов, отложениях из горячих, пересыщенных $CaCO_3$ минеральных источников в виде известкового туфа или оолитов («гороховый камень» карлововарских источников в Чехословакии) и др.

Однако в главной массе арагонит образуется при различных экзогенных процессах, часто при участии в них растворенных магнезиальных солей. В виде радиальнолучистых образований и натечных форм, нередко крупных размеров, он широко распространен в коре выветривания ультраосновных магнезиальных изверженных пород в ассоциации с доломитом, гипсом, глинистым веществом и другими минералами экзогенного происхождения. Наблюдается в пустотах среди бурых железняков в виде наросших мелких кристалликов и в виде «железных цветов», например в Бакальском месторождении (Ю. Урал), в гипсоносных толщах, месторождениях самородной серы и др.

МАГНЕЗИТ—$MgCO_3$. Магнезия—область в Фессалии (Греция). Минерал известен с глубокой древности. Синоним: магнезиальный шпат.

Химический состав. MgO 47,6%, CO_2 52,4%. Из изоморфных примесей наиболее часто устанавливается Fe, иногда Mn, Ca.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура** та же, что у кальцита. Облик кристаллов обычно ромбоэдрический. Чаще распространен в виде крупнозернистых агрегатов (рис. 220). Для месторождений выветривания чрезвычайно характерны фарфоровидные метаколлоидные массы, нередко напоминающие по своей форме цветную капусту.

Цвет магнезита белый с желтоватым или сероватым оттенком, иногда снежно-белый. **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}700$ и $Np = 1{,}509$.

Твердость 4—4,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. Для плотных метаколлоидных фарфоровидных разностей характерен раковистый излом. **Уд. вес** 2,9—3,1.

Диагностические признаки. В кристаллических разностях, как и все карбонаты кальцитового ряда, отличим от других минералов по ромбоэдрической спайности. Внутри ряда его труднее всего отличить от доломита, анкерита и других карбонатов; приходится прибегать к оптическим и химическим исследованиям.

П. п. тр. растрескивается, но плавится. Пламя не окрашивает. В кислотах растворяется лишь при нагревании. Капля HCl на холоду не вскипает. В горячих кислотах растворяется.

Происхождение. Магнезит по сравнению с кальцитом в природе распространен значительно реже, но встречается иногда в больших сплошных массах, представляющих промышленный интерес.

Часть таких скоплений образуется гидротермальным путем. Сюда прежде всего следует отнести весьма крупные месторождения кристаллически-зернистых масс магнезита, пространственно связанных с доломита-

ми и доломитизированными известняками. Как показывает геологическое изучение, эти залежи образуются метасоматическим путем (среди залежей иногда удавалось установить реликты известняковой фауны). Предполагают, что магнезия могла выщелачиваться и отлагаться в виде магнезита горячими щелочными растворами доломитизированных толщ осадочного происхождения. В парагенезисе с магнезитом изредка встречаются типичные гидротермальные минералы.

Скопления скрытокристаллического («аморфного») магнезита возникают также при процессах выветривания массивов ультраосновных пород, особенно в тех случаях, когда при интенсивном выветривании образуется мощная кора продуктов разрушения. В процессе окисления и гидролиза магнезиальные силикаты под влиянием поверхностных вод и углекислоты воздуха претерпевают полное разрушение. Возникающие при этом труднорастворимые гидроокислы железа скопляются у поверхности. Магний в виде бикарбоната, а также освободившийся кремнезем (в виде золей) опускаются в нижние горизонты коры выветривания. Магнезит, часто обогащенный опалом и доломитом, в виде прожилков и скоплений натечных форм отлагается в сильно выщелоченных трещиноватых пористых серпентинитах в зоне застоя грунтовых вод.



Рис. 220. Полосчатые крупнозернистые агрегаты магнезита из Саткинского месторождения (Урал). По М. П. Гарань

Наконец, находки магнезита с гидромагнезитом ($5MgO \cdot 4CO_2 \cdot 5H_2O$), большей частью минералогического значения, наблюдаются среди осадочных соленосных отложений. Образование карбонатов магния связывают с реакцией обменного разложения сульфата магния с Na_2CO_3.

Практическое значение. В металлургии «намертво» обожженный кристаллический магнезит употребляется для изготовления огнеупорных кирпичей, выдерживающих температуру до 3000°. Они идут в кладку нижних частей пода мартеновских печей, конверторов, цементных печей и др. Второй областью применения обожженного магнезита является изготовление так называемого цемента Сореля, используемого в абразивной промышленности (точильные круги) и в строительстве (стойкая штукатурка в смеси с песком, гравием, древесными опилками, диатомитом, тальком и другими наполнителями). Употребляется также для производства электроизоляторов, в бумажном, сахарном, резиновом и других производствах.

Месторождения. Известное Саткинское месторождение кристаллического магнезита гидротермального происхождения находится на западном склоне Южного Урала (в 50 *км* к юго-западу от г. Златоуста). Крупные магнезитовые залежи образовались здесь метасоматическим путем среди доломитовой осадочной толщи докембрийского возраста. Аналогичные месторождения известны на Дальнем Востоке, в Южной Маньчжурии, Корее, Чехословакии, Австрии (Вейтш, в Альпах, южнее г. Вены) и в других местах.

К месторождениям, образовавшимся в древней коре выветривания ультраосновных пород, относится Халиловское (Ю. Урал).

ДОЛОМИТ—$CaMg[CO_3]_2$. **Химический состав.** CaO 30,4%, MgO 21,7%, CO_2 47,9%. Содержания CaO и MgO часто колеблются в небольших пределах.

Изоморфные примеси: Fe, иногда Mn (до нескольких процентов), изредка Zn, Ni и Co (в красном доломите из Пршибрама в Чехословакии содержание $CoCO_3$ достигало 7,5%). Известны случаи включений в кристаллах доломита битумов и других посторонних веществ.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. L^6C. **Кристаллическая структура** отличается тем, что ионы Ca и Mg попеременно чередуются вдоль тройной оси. **Облик кристаллов.** Часто встречающиеся кристаллы имеют ромбоэдрический облик. В противоположность кальциту, широким распространением пользуются ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$, причем нередки седлообразно изогнутые грани (рис. 221). Встречаются двойники прорастания и полисинтетические двойники по $(02\bar{2}1)$. **Агрегаты** обычно кристаллически-зернистые, часто пористые, реже почковидные, ячеистые, шаровидные и пр.

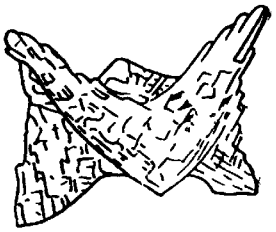


Рис. 221. Кристалл доломита с седлообразно изогнутыми гранями

Цвет доломита серовато-белый, иногда с оттенками желтоватым, буроватым, зеленоватым. **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}681—1{,}695$ и $Np = 1{,}500—1{,}513$. В катодных лучах светится ярким оранжево-красным цветом.

Твердость 3,5—4. Хрупок. **Спайность** совершенная по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. Плоскости спайности большей частью искривлены. **Уд. вес** 1,8—2,9.

Диагностические признаки. Как и другие карбонаты кальцитового ряда, доломит характеризуется спайностью по ромбоэдру. Кристаллы доломита в большинстве случаев также имеют ромбоэдрический облик. В отдельных зернах без данных химического анализа и измерения оптических констант невозможно отличить от анкерита, иногда сидерита. Весьма характерно, что доломит, в отличие от кальцита, обнаруживает полисинтетическое двойникование не по $(01\bar{1}2)$, а по $(02\bar{2}1)$. В прозрачных шлифах это направление двойникования устанавливается по короткой диагонали ромбов, образуемых трещинами спайности.

П. п. тр. не плавится, растрескивается. Образующаяся CaO окрашивает пламя в оранжевый цвет. Соляная кислота на холоду разлагает доломит очень медленно, без «шипения».

Происхождение. Доломит наряду с кальцитом является широкораспространенным породообразующим минералом.

В типичных жильных гидротермальных месторождениях он встречается гораздо реже кальцита. При переработке гидротермальными растворами доломитизированных известняков нередко образуются крупнокристаллические массы доломита в ассоциации с магнезитом, кальцитом, сульфидами, кварцем и другими минералами.

Главные же массы доломита связаны с осадочными карбонатными толщами всех геологических периодов, но более всего докембрийского и палеозойского возраста. Доломиты в этих толщах нередко слагают целые массивы или переслаиваются с известняками, иногда наблюдаются в виде не совсем правильных залежей, гнезд и т. д.

Вопрос о деталях их происхождения вызывает большие дискуссии. В ряде случаев доломиты образовались как первичные осадки в водных соленосных бассейнах, на что указывает ассоциация их с осадками гипса, ангидрита и более растворимыми солями щелочей. В других случаях бесспорно имела место доломитизация ранее отложенных осадков углекислого кальция: наблюдаются факты замещения доломитом раковин, кораллов и других известковистых органических остатков.

В зоне выветривания доломиты, медленно растворяясь, разрушаются и превращаются в рыхлую тонкозернистую массу.

Практическое значение. Доломиты широко используются для различных целей: 1) в качестве строительного камня; 2) для изготовления вяжущих веществ, термоизоляционного материала в смеси с асбестом и др.; 3) в каче-

стве огнеупорного материала и флюса в металлургии; 4) в химической и в ряде других отраслей промышленности.

Месторождения доломита широко распространены вдоль западного и восточного склонов Урала, в Донбассе, на берегах Волги и в других местах. Главная масса доломитов приурочена к карбонатным толщам докембрийского и пермского возраста. Большой интерес представляют современные процессы доломитообразования в оз. Балхаш (Казахстан), детально изучаемые в последнее время Н. М. Страховым.

АНКЕРИТ—$Ca(Mg,Fe)[CO_3]_2$. Соотношение между Fe и Mg колеблется в широких пределах. Содержит также Mn до нескольких процентов. Бедная железом разность называлась бурым шпатом.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. Встречается в виде чечевицеобразных кристаллов ромбоэдрического облика, а также в сплошных зернистых массах, обычно среди кварца в гидротермальных месторождениях сульфидных и сидеритовых руд и в гидротермально измененных магнезиально-железистых горных породах.

Цвет анкерита белый, серый, иногда с различными оттенками. **Блеск** стеклянный. Для разности с соотношением Fe:Mg = 3:1 (FeO, включая и MnO, 25% и MgO 4,8%): $Nm = 1{,}741$ и $Np = 1{,}536$.

Твердость 3,5. **Уд. вес** 2,9—3,1. **Спайность** по ромбоэдру.

Диагностические признаки. П. п. тр. растрескивается и буреет вследствие окисления железа. В кислотах ведет себя так же, как и доломит. Смоченный на холоду 1%-ным раствором $K_3Fe(CN)_6$, подкисленным несколькими каплями HCl, дает светлосинюю пленку турнбулевой сини (отличие от сидерита).

Месторождения. В больших массах встречается редко. В качестве спутника он наблюдается, например, в сидеритовых рудах Бакальского месторождения, в ряде полиметаллических месторождений Алтая, в свинцово-цинковых месторождениях Нагольного кряжа и др. Выделяется обычно обособленно от сульфидов.

СИДЕРИТ—$FeCO_3$. «Сидерос» по-гречески—железо. Синоним: железный шпат.

Химический состав. FeO 62,1% (Fe 48,3%), CO_2 37,9%. Из изоморфных примесей чаще всего присутствуют Mg и Mn.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре кальцита. Встречающиеся кристаллы чаще имеют ромбоэдрический облик, причем грани ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$ нередко искривлены, иногда имеют чешуеобразную поверхность, как у доломита, а также седловидные изгибы. **Агрегаты** обычно кристаллически-зернистые; наблюдается также в шаровидных конкрециях (сферосидерит) со скрытокристаллическим или радиальнолучистым строением. Описаны находки сидерита в землистых массах, натечных, оолитовых и других формах.

Цвет сидерита в свежем состоянии желтовато-белый, сероватый, иногда с буроватым оттенком. При выветривании интенсивно буреет. **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}975$ и $Np = 1{,}633$. В катодных лучах светится ярким оранжево-красным цветом.

Твердость 3,5—4,5. Хрупок. **Спайность** по $\{10\bar{1}1\}$ совершенная. **Уд. вес** 3,9.

Диагностические признаки. Как и всем карбонатам группы кальцита, кристаллическому сидериту свойственна совершенная спайность по ромбоэдру. Похож на анкерит, от которого уверенно можно отличить по данным химических анализов и кривым нагревания.

П. п. тр. не плавится, растрескивается, буреет, затем чернеет (вследствие окисления железа) и становится магнитным. С бурой и фосфорной солью реагирует на железо, а с содой—на марганец (если он содержится). Холодная HCl действует слабо, но при нагревании очень энергично. Капля ее на куске сидерита постепенно окрашивается в зеленовато-желтый цвет вследствие

образования $FeCl_3$. Смоченный 1%-ным раствором красной кровяной соли ($K_3Fe(CN)_6$), подкисленным несколькими каплями HCl, дает на поверхности зерна или куска темносинюю пленку турнбулевой сини (на анкерите при этой реакции образуется светлосиняя пленка).

Происхождение. Сидерит, как карбонат закиси железа, вообще может образоваться лишь в восстановительных условиях. Встречается он в различных генетических типах месторождений.

1. В гидротермальных месторождениях он образуется при сравнительно невысоких температурах. Как спутник он наблюдается нередко в жильных месторождениях свинцово-цинковых и медных сульфидных руд в ассоциации с пирротином, халькопиритом, железистыми хлоритами, анкеритом и другими минералами. Встречаются также самостоятельные сидеритовые жилы, а в известняках—метасоматические залежи неправильных форм. Кроме редких сульфидов, в них иногда наблюдаются магнетит и гематит.

2. Известны типичные осадочные месторождения сидерита, возникшие в лагунах или заливах морских бассейнов. Образование их, очевидно, связано с восстановительными условиями, господствующими в более глубоководных участках прибрежных зон морей, в обстановке недостатка кислорода и, вероятно, разложения органических остатков с образованием углекислоты и сероводорода за счет белковых веществ. Осадочные сидеритовые руды иногда обладают типичным оолитовым сложением.

В условиях зоны окисления месторождений сидерит неустойчив. На месте сидеритовых залежей легко образуются железные шляпы, состоящие из лимонита, гётита, иногда гидрогематита, как в виде рыхлых, нередко землистых масс, так и в форме твердых жеодовых, часто пустотелых образований.

Практическое значение. В тех случаях, когда скопления сидерита обнаруживаются в крупных массах и содержат мало вредных примесей (фосфора, серы и др.), они представляют собой промышленные месторождения железных руд. Перед плавкой сидеритовые руды подвергаются обжигу.

Месторождения сидерита довольно многочисленны. Укажем на главнейшие из них. В СССР большой известностью пользуется Бакальское (Ю. Урал), в котором кристаллически-зернистые сидериты образовались, по всей вероятности, гидротермальным путем в доломитизированных известняках. Часть руд крупнейшего Керченского осадочного месторождения сложена сидеритами. Возможно, что бурые железняки частично произошли за счет окисления этих руд.

Из иностранных месторождений отметим довольно крупные залежи плотного глинистого сферосидерита, окрашенного углистыми веществами в темный цвет, среди обширных каменноугольных осадков в Шотландии и Южном Уэлсе (Англия). Аналогичные бакальским сидеритам руды гидротермального происхождения распространены в Штирии (Альпы), на побережье Бискайского залива (Испания). В жильных месторождениях близ Зигена (Германия) сидерит ассоциирует с более поздним листоватым гематитом, местами полностью замещающим сидерит.

РОДОХРОЗИТ—$MnCO_3$ «Родон» по-гречески—роза, «хрос»—цвет. Название указывает на цвет минерала. Синоним: марганцевый шпат.

Химический состав. MnO 61,7% (Mn 47,8%), CO_2 38,3%. Из изоморфных примесей чаще всего устанавливаются Fe, Mg, Ca, изредка Zn и Co.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_6^3 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре кальцита. В виде хорошо образованных кристаллов наблюдается редко, и лишь в пустотах. Обычные формы: $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}2\}$, иногда $\{0001\}$ и $\{11\bar{2}0\}$. Грани часто седлообразно или чечевицеобразно изогнуты. **Агрегаты** обычно кристаллически-зернистые, почковидные и шарообразные с радиальнолучистым или сферолитовым строением. Встречается в шестоватых агрегатах (рис. 222) и в землистых массах.

Цвет кристаллов розовый или малиновый. С увеличением содержания кальция окраска бледнеет. На воздухе с течением времени буреет (окисляется). Тонкозернистые и землистые массы обладают белым цветом с едва заметным розовым оттенком. **Черта** белая. **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}817$ и $Np = 1{,}597$.

Твердость 3,5—4,5. Хрупок. **Спайность** по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. **Уд. вес** 3,6—3,7.

Диагностические признаки. В кристаллических массах легко узнается по ромбоэдрической спайности, розовому цвету и твердости (царапается острием ножа). Скрытокристаллические и землистые агрегаты белого цвета для уверенного определения требуют данных химического или спектрального анализов.

П. п. тр. не плавится, растрескивается, принимает вначале зеленовато-серый, а затем черный цвет (вследствие окисления). С бурой и фосфорной солью дает реакцию на марганец (в окислительном пламени — фиолетовый, а в восстановительном — бесцветный перл). В HCl на холоду растворяется медленно, но при нагревании весьма энергично, бурно выделяя углекислоту.



Рис. 222. Агрегат шестоватых кристаллов родохрозита

Происхождение. Судя по составу железо-марганцевых карбонатов, $MnCO_3$ с $FeCO_3$ дают непрерывный ряд изоморфных смесей. Кларк марганца в земной коре примерно в 50 раз меньше, чем кларк железа. Тем не менее родохрозит встречается в природе самостоятельно.

В редко встречающихся гидротермальных жильных или метасоматических месторождениях марганца родохрозит возникает в ассоциации с сульфидами и силикатами закиси марганца, кристаллизуясь после браунита, гаусманита, кварца, барита и др.

В гораздо более значительных массах родохрозит встречается в морских осадочных месторождениях марганца. Как показывает геологическое изучение, опало-родохрозитовые осадки локализовались на некотором удалении от береговой линии в более глубоких участках бассейнов, где в силу недостатка кислорода при разложении органических остатков с выделением CO_2, очевидно, создается восстановительная обстановка. Родохрозит в таких месторождениях обычно содержит в виде изоморфных примесей Ca, Fe и Mg и ассоциирует с сульфидами железа, манганокальцитом, опалом и др. Как правило, осадочные карбонатные руды марганца обогащены также фосфором.

Практическое значение. Бедные фосфором гидротермальные родохрозитовые руды представляют собой ценное сырье для выплавки ферромарганца. Осадочные карбонатные руды могут быть использованы для подшихтовки при выплавке из железных руд чугунов, а также для химических целей.

Месторождения. Родохрозитсодержащие руды в значительных массах известны в осадочных месторождениях: Чиатурском (Закавказье), Полуночном (С. Урал) и др. Родохрозит гидротермального происхождения в ассоциации с пиритом, хлоритами и другими минералами наблюдался в Сапальском месторождении среди мраморизованных известняков у г. Нижн. Тагила. В вольфрамовых месторождениях родохрозит иногда встречается в виде жил, генетически связанных с кварцевыми жилами, содержащими гюбнерит ($MnWO_4$) и другие минералы.

Из иностранных месторождений отметим жильные родохрозитовые месторождения в известняках в Северных Пиренеях (Франция), Бьютт в Монтане (США) с сульфидами меди, серебра, цинка и др., а также находки цинкродохрозита ($ZnCO_3$ 45%) в Россего (о. Эльба, Италия).

СМИТСОНИТ—$ZnCO_3$. Синоним: цинковый шпат.

Химический состав. ZnO 64,8% (Zn 52%), CO_2 35,2%. Часто присутствуют в виде изоморфной примеси Fe, Mn, Mg, иногда Co, изредка Cd, In и др.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_3^3 3L^2 3PC$. **Кристаллическая структура** та же, что у кальцита (см. выше). Редко встречающиеся кристаллы имеют как ромбоэдрический, так и скаленоэдрический облик. Наиболее частые формы: ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$ и $\{40\bar{4}1\}$, скаленоэдра $\{21\bar{3}1\}$, реже пинакоида $\{0001\}$, ромбоэдров $\{01\bar{1}2\}$, $\{02\bar{2}1\}$ и призмы $\{11\bar{2}0\}$. Грани часто изогнуты и шероховаты. **Агрегаты.** Обычно наблюдаются в землистых или плотных скрытокристаллических агрегатах, часто в натечных формах или в виде корок, а также скорлуповатых (рис. 223), ячеистых и пористых масс.

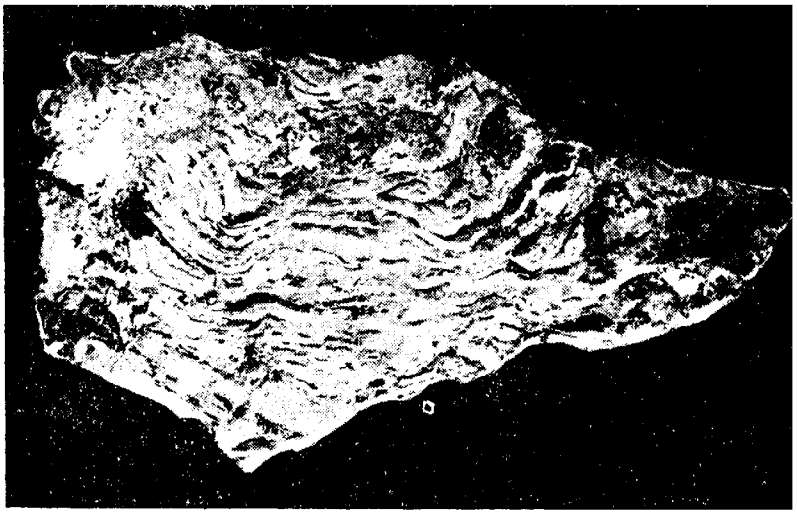


Рис. 223. Скорлуповато-слоистое строение массы смитсонита По Ф. В. Чухрову. $^3/_4$ нат. вел.

Цвет смитсонита белый с зеленоватым, буроватым или сероватым оттенком. Интенсивно окрашенные в зеленый цвет разности содержат в виде примеси малахит. Бурые разности окрашены гидроокислами железа. **Блеск** стеклянный. $Nm=1{,}849$ и $Np=1{,}621$. В катодных лучах светится слабым розоватым цветом.

Твердость 5 (наивысшая для минералов группы кальцита). Хрупок. **Спайность** по ромбоэдру, заметна лишь в явнокристаллических агрегатах. **Уд. вес** 4,1—4,5.

Диагностические признаки. В корках, натечных формах и скрытокристаллических массах не всегда бывает легко отличить от ряда минералов, встречающихся в парагенезисе с ним: опала, силикатов цинка (каламина, виллемита) и др. Благодаря своей светлой окраске, он не сразу бросается в глаза среди известняков. Приходится всегда прибегать к изучению поведения перед паяльной трубкой и химическим реакциям. Из второстепенных свойств для смитсонита характерны повышенные удельный вес и твердость (5).

П. п. тр. не плавится, как и все карбонаты растрескивается, на угле дает белый налет ZnO. Железосодержащие разности буреют. В кислотах растворяется сравнительно легко, иногда с шипением (особенно землистые разности). Прокаленный, после смачивания раствором $Co[NO_3]_2$ и вторичного прокаливания в окислительном пламени зеленеет ($ZnO \cdot CoO$).

Происхождение. Смитсонит является типичным минералом нижних горизонтов зоны окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, залегающих в известняках. Иногда образует значительные залежи, преимущественно в лежачем боку рудных тел (рис. 224). Если в самих первичных рудах содержится много кальцита, то смитсонит встречается и в верхних частях зон окисления в ассоциации с силикатами цинка, галенитом и иногда остатками сфалерита. Образование его происходит метасоматическим путем по реакции обменного разложения легкорастворимого сульфата цинка с кальцитом:

$$ZnSO_4 + CaCO_3 + 2H_2O = ZnCO_3 + CaSO_4 \cdot 2H_2O.$$

Эта реакция, по всей вероятности, совершается после того, как избыток свободной серной кислоты в растворах неитрализуется при реакции с тем же кальцитом. Если при этом в растворах участвует сульфат закиси железа,

что возможно лишь в нижних горизонтах зоны окисления, то смитсонит в виде изоморфной примеси содержит $FeCO_3$, иногда в значительных количествах (монгеймит). Железистый смитсонит, попадая в окислительную обстановку, разлагается с выделением гидроокислов железа, причем цинк в виде смитсонита, уже не содержащего железа, может переоткладываться в других местах. Смитсонитовые массы, густо пигментированные гидроокислами железа, по внешнему виду мало чем отличаются от обычных лимонитовых пористых или кавернозных масс и потому часто легко пропускаются. Присутствие в них смитсонита можно установить с помощью паяльной трубки или в шлифах под микроскопом.

Практическое значение. Смитсонитовые руды, если встречаются в больших массах, могут являться ценным источником цинка. Содержание этого металла в них нередко бывает в два-три раза выше, чем в первичных сульфидных рудах. Таким образом, в нижних частях зон окисления месторождений свинцово-цинковых сульфидных руд, залегающих в известняках или доломитах, происходит не только отделение цинка от свинца, но и явное обогащение цинком экзогенных продуктов, отлагающихся метасоматическим путем в боковых породах.

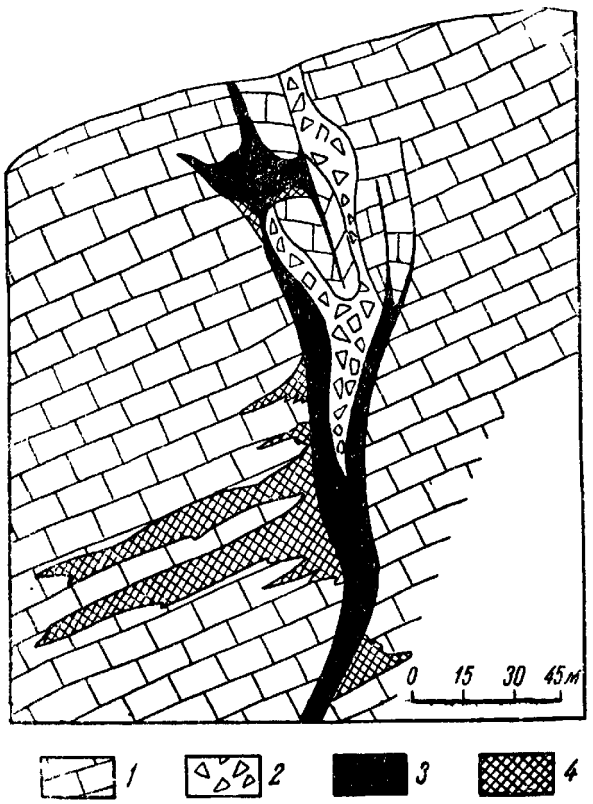


Рис. 224. Окисленные свинцовые и цинковые руды в восточной части Турланского месторождения. По И. И. Князеву

1—известняк; *2*—брекчия оседания; *3*—окисленные свинцовые руды; *4*—вторичные цинковые руды, возникшие путем замещения известняка

Месторождения. Из месторождений СССР, где смитсонит встречался в значительных массах, следует указать: Турланское (Ачисайское) в хребте Кара-Тау (Южный Казахстан), довольно долго считавшееся чисто свинцовым месторождением, пока за пределами основного рудного тела не были открыты большие залежи богатых окисленных руд цинка (рис. 224); многие свинцово-цинковые месторождения Восточного Забайкалья (Нерчинский район) и др.

Из иностранных многочисленных месторождений укажем на крупнейшее месторождение Ледвилл в Колорадо (США), разрабатывавшееся в зоне окисления как чисто свинцовое; только спустя 30 лет здесь же были обнаружены богатые смитсонитовые руды (настолько мало они приметны среди известняков и других пород).

ЦЕРУССИТ—$PbCO_3$. «Церусса» по-латыни—белила. Синоним: белая свинцовая руда.

Химический состав. PbO 83,5% (Pb 77,5%), CO_2 16,5%. Из механических примесей могут присутствовать распыленные остатки PbS и Ag_2S, обусловливающие черный цвет церуссита, изредка $ZnCO_3$.

Сингония ромбическая, ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре арагонита. **Облик кристаллов** может быть различным: псевдогексагонально-дипирамидальный (рис. 225) с гранями дипирамиды {111} и призмы {021}, пластинчатый или таблитчатый (рис. 226) с преобладающим развитием пинакоида {001} или {010}, иногда {100}, шестоватый и др. Двойники и тройники часты; двойниковой плоскостью чаще служит (110). **Агрегаты.** Сплошные массы обычно имеют зернистое строение. Реже встречается в натечных, скрытокристаллических и землистых массах. Обнаруживаются и снежно-белые волокнистые разности церуссита.

Цвет церуссита обычно белый с сероватым, желтоватым или буроватым оттенком. Ожелезненные массы имеют бурый цвет и потому нередко пропускаются. Изредка в отдельных зернах наблюдается черный цвет благодаря микроскопическим включениям остаточных сульфидов. Отдельные кристаллы часто бесцветны и прозрачны. **Блеск** алмазный, иногда стеклянный (в зависимости от ориентировки). Излом часто неровный, раковистый. В катодных лучах светится ярким зеленовато-голубым цветом. $Ng = 2{,}078$, $Nm = 2{,}076$ и $Np = 1{,}804$.

Твердость 3—3,5. Весьма хрупок. **Спайность** иногда наблюдается по {110} и {021}, несовершенная. **Уд. вес** 6,4—6,6.

Диагностические признаки. Для церуссита, в отличие от других карбонатов, характерны высокий удельный вес и алмазный блеск. Часто наблюдается в ассоциации с англезитом и галенитом.

П. п. тр. сильно растрескивается, принимает желтый цвет (PbO), на угле легко восстанавливается до металлического свинца. В разбавленной HNO_3 растворяется, бурно выделяя углекислоту. Растворим также в KOH.

Интересно, что церусситовые массы, пигментированные гидроокислами железа и потому внешне почти не отличимые от прочего лимонитизированного материала, не содержащего церуссит, обладают свойством при разламывании издавать характерный хрустящий или скрипящий звук. Этим свойством забойщики пользуются при разработке церусситовых участков в зонах окисления рудных месторождений.

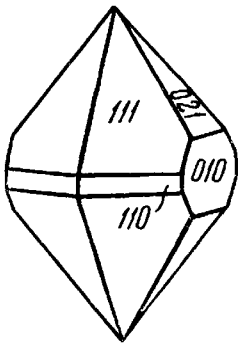


Рис. 225. Псевдогексагонально-дипирамидальный кристалл церуссита

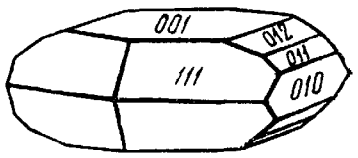


Рис. 226. Таблитчатый кристалл церуссита

Происхождение. Распространен почти исключительно в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений. Обычно образуется за счет англезита, развивающегося, в свою очередь, при окислении галенита. Вследствие своей очень низкой растворимости и устойчивости в водно-воздушной обстановке он затрудняет дальнейшее разложение галенита.

Хорошо образованные, нередко крупные кристаллы церуссита встречаются на стенках пустот, возникающих при выщелачивании в зонах окисления. Образование этих друз кристаллов несомненно свидетельствует о переносе растворимых соединений свинца. Однако не исключена возможность образования церуссита и гидротермальным путем при низких температурах.

Псевдоморфозы церуссита по другим минералам (галениту, англезиту, кальциту, флюориту и др.) наблюдаются сравнительно редко.

Практическое значение. Представляет собой важную свинцовую руду, особенно в случаях развития мощных зон окисления в месторождениях свинцово-цинковых руд.

Месторождения. В значительных массах у нас добывался в Турланском месторождении в хребте Кара-Тау (Южный Казахстан) и в других месторождениях. Прекрасно образованными кристаллами церуссита славились месторождения Нерчинского района в Забайкалье (Тайнинское, Кадаинское) и месторождения Алтая (Риддерское, Зыряновское, Николаевское).

СТРОНЦИАНИТ—$SrCO_3$. Впервые был обнаружен близ Стронциана (Западная Шотландия).

Химический состав. SrO 70,2%, CO_2 29,8%. Почти всегда присутствует CaO. Разновидность, известная под названием кальциостронцианита, содержит до 13% $CaCO_3$. Реже устанавливаются BaO, PbO и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. При температуре 700° (по другим данным 929°) переходит в гексагональную модификацию, не встречающуюся в природе. **Кристаллическая структура** аналогична структуре арагонита. Кристаллы встречаются редко, преимущественно в виде тонких игл или боченковидных призматических форм (рис. 227). Двойники часты по (110). **Агрегаты.** Обычен в сплошных зернистых, часто тонкошестоватых или волокнистых агрегатах.

Цвет. Бесцветен или окрашен в зеленоватые, желтоватые и сероватые оттенки. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. В катодных лучах светится очень слабым голубоватым оттенком. $Ng = 1{,}668$, $Nm = 1{,}667$ и $Np = 1{,}520$.

Твердость 3,5—4. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 3,6—3,8.

Диагностические признаки. По внешним признакам трудно отличим от арагонита. Весьма характерно поведение перед паяльной трубкой и в кислотах.

П. п. тр. при сильном накаливании вспучивается и дает формы, подобные цветной капусте. Сильно светится и окрашивает пламя в интенсивный карминно-красный цвет (Sr). В кислотах легко растворяется с шипением. Если солянокислый раствор выпарить и облить спиртом, то вспыхивает яркокрасное пламя (Sr).

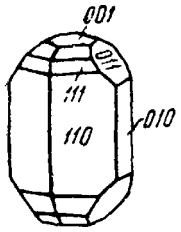


Рис. 227. Кристалл стронцианита

Происхождение. Чаще встречается в гидротермальных образованиях в ассоциации с целестином, баритом, кальцитом, сульфидами и другими минералами. Обнаруживается также в осадочных породах (известняках, мергелях), правда часто в виде позднейших прожилков в пустотах и трещинах.

Практическое значение. Является второстепенным источником стронция. О применении см. целестин (стр. 297).

Месторождения. В пределах СССР сколько-нибудь крупные месторождения стронцианита не известны. В небольших количествах встречался в Крыму—мыс св. Ильи (близ Феодосии), Карадаг, Лысая гора, Батилиман и др.; у сел. Цнис в Ахалцихском районе (Грузинская ССР) и в других местах.

За границей в значительных количествах был найден и разрабатывался в месторождении Гамм в Вестфалии (Германия) в виде прожилков и жил в мергелях мелового возраста. Здесь в пустотах встречались также прекрасно образованные кристаллы. В качестве спутника он наблюдался во многих гидротермальных месторождениях, чаще в баритовых жилах в сопровождении сульфидов.

ВИТЕРИТ—$BaCO_3$. **Химический состав**: BaO 77,7%, CO_2 22,3%. Иногда содержит стронций.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** аналогична структуре арагонита. Встречающиеся кристаллы имеют вид псевдогексагональных дипирамид. Часты тройники (рис. 228) по (110). **Агрегаты.** Наблюдается также в шаровидных и почковидных формах, иногда жилковатых, волокнистых и листоватых агрегатах.

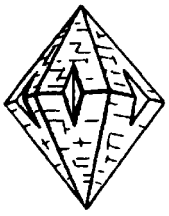


Рис. 228. Витерит. Тройник прорастания

Цвет. Бесцветный или белый, но обычно бывает окрашен в сероватые или желтоватые оттенки. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. В катодных лучах иногда светится желтым цветом. $Ng = 1{,}677$, $Nm = 1{,}676$ и $Np = 1{,}529$.

Твердость 3—3,5. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 4,2—4,3. **Прочие свойства.** Витеритовая пыль отравляюще действует на организм человека. Поэтому при бурении шпуров в горных выработках среди пород и руд, содержащих витерит, прибегают к так называемому мокрому бурению.

Диагностические признаки. Характерен высокий удельный вес, отличающий его от сходных с ним арагонита и стронцианита. Отличен и по поведению перед паяльной трубкой и в кислотах.

П. п. тр. легко сплавляется в прозрачное, по охлаждении эмалевидное стекло (отличается от всех других карбонатов). Пламя окрашивается в характерный желто-зеленоватый цвет. В разбавленных HNO_3 и HCl растворяется с шипением. При прибавлении нескольких капель H_2SO_4 выпадает обильный осадок $BaSO_4$.

Происхождение. Обычно встречается в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с кальцитом, доломитом, сульфидами Pb, Zn, Fe и часто баритом, иногда отлагающимся позднее витерита. Известны находки и экзогенного происхождения. Встречаются псевдоморфозы по бариту, образующиеся, очевидно, под влиянием углекислых растворов. Установлены также явления замещения витерита баритом.

Практическое значение. Витерит по сравнению с баритом имеет второстепенное значение в получении бариевых соединений, используемых в различных отраслях химической промышленности, просто потому, что он в природе распространен в гораздо меньших количествах. О применении барийсодержащих минералов см. барит (стр. 296).

Месторождения Крупные скопления витерита вообще редки. Сеттлингстонское месторождение в Нортумберленде (Англия), в сущности говоря, является единственным специфически витеритовым месторождением. Витерит здесь сопровождается кальцитом, сульфидами и более поздним баритом (в тонких трещинах и промежутках между кристаллами витерита). У нас барито-витеритовые месторождения в виде серии жил встречены в Каракалинском районе (Туркмения), где приурочены к трещинам среди крупной тектонической зоны нарушения в осадочных породах мелового возраста.

ПАРИЗИТ $Ca(Ce,La...)_2[CO_3]_3F_2$. Содержит $(Ce,La)_2O_3$ до 50%. Минерал очень редкий.

Сингония гексагональная. Встречается обычно в плотных зернистых массах. Цвет красновато-бурый, буровато-желтый. Блеск стеклянный. $Ng = 1{,}757$ и $Nm = 1{,}676$. Твердость 4—4,5. Спайность не заметна. Уд. вес 4,35.

П. п. тр. не плавится. В HCl разлагается медленно. При нагревании с H_2SO_4 выделяет HF.

Встречается в пегматитах. Описан в изумрудных копях Музо в Колумбии (Южная Америка) и в других местах.

Таблица 9

Важнейшие свойства главных минералов группы кальцита

Название минерала	Сингония	Уд вес	Твердость	Коэфициент преломления			Растворимость в *мг/л* при $t° = 180°$ и $P_{CO_2} = 1\ atm$	Температура диссоциации при $P_{CO_2} = 1\ atm$
				Ng	*Nm*	*Np*		
Кальцит — $CaCO_3$ . . .	Тригональная	2,7	3	—	1,658	1,486	1 100	900°
Доломит — $CaMg[CO_3]_2$	То же	2,9	3,5—4	—	1,681	1,500	—	—
Магнезит — $MgCO_3$	» »	3,0	4 —4,5	—	1,700	1,509	25 800	600°
Родохрозит — $MnCO_3$	» »	3,7	3,5—4,5		1,817	1,597	400	500°
Сидерит — $FeCO_3$	» »	3,9	3,5 4,5		1,875	1,633	720	500°
Смитсонит — $ZnCO_3$	» »	4,4	5	—	1,849	1,621	700	400°
Арагонит — $CaCO_3$	Ромбическая	3,0	3,5—4	1,686	1,681	1,530	—	900°
Витерит — $BaCO_3$	То же	4,3	3 — 3,5	1,677	1,676	1,529	2 700	800°
Стронцианит — $SrCO_3$	» »	3,7	3,5—4	1,667	1,667	1,520	1 250	800°
Церуссит — $PbCO_3$	» »	6,5	3 — 3,5	2,078	2,076	1,804	140	

Обобщение. Таким образом, минералы группы кальцита по физическим свойствам имеют много общего между собой. Как можно видеть из сводной таблицы важнейших свойств главных минералов этой группы (табл. 9), несколько выделяются среди остальных лишь карбонаты тяжелых металлов: Mn, Fe, Pb и Zn, и особенно резко карбонат свинца—церуссит. Наибольшие различия устанавливаются в степени растворимости минералов в воде, насыщенной углекислотой. Исключительной растворимостью обладает бикарбонат Mg, затем следуют карбонаты, Ba и Ca. Наименьшая растворимость принадлежит бикарбонату Pb.

Свойства не приведенных в таблице многочисленных промежуточных по составу минеральных видов, составляющих изоморфные ряды, меняются в прямой зависимости от соотношений составляющих компонентов. То же относится к двойным солям. Термическая диссоциация двойных солей происходит в два приема.

2. ГРУППА МАЛАХИТА

К этой группе относятся основные безводные карбонаты меди—малахит и азурит.

МАЛАХИТ—$Cu_2[CO_3][OH]_2$, или $CuCO_3 \cdot Cu[OH]_2$. «Малахе» по-гречески—мальва (растение). Очевидно, назван по сходству с цветом зелени.

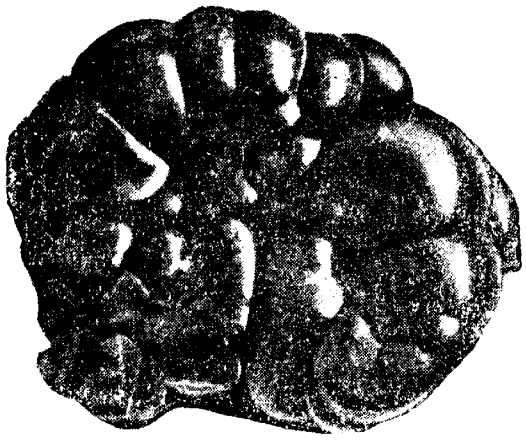


Рис. 229. Малахит в почковидных образованиях. Гумешевское месторождение (Урал)

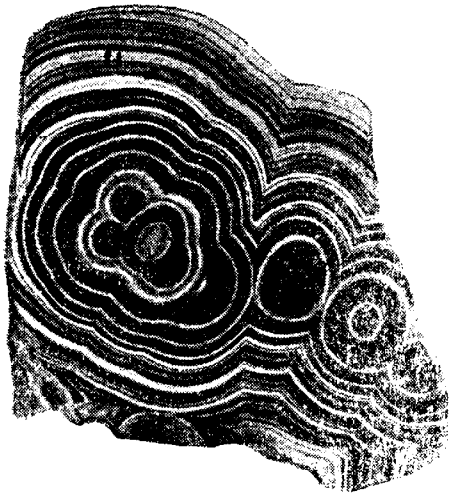


Рис. 230. Концентрически-зональное строение малахита (полированная поверхность). Гумешевское месторождение (Урал)

Химический состав. CuO 71,9% (Cu 57,4%), CO_2 19,9%, H_2O 8,2%. В очень небольших количествах устанавливаются также CaO, Fe_2O_3, SiO_2 и др. Они, очевидно, обусловлены адсорбированными или механическими примесями посторонних веществ.

Сингония моноклинная; призматический в. с. Кристаллы крайне редки, имеют призматический облик. **Агрегаты.** Обычно наблюдается в массах натечной формы (рис. 229) с радиальноволокнистым строением. Для крупных почковидных образований весьма характерно концентрически-зональное строение, особенно эффектно проявляющееся на полированных образцах (рис. 230). Встречаются и землистые разности (медная зелень).

Цвет малахита зеленый. **Черта** бледнозеленая. **Блеск** стеклянный до алмазного, у волокнистых разностей шелковистый. $Ng = 1{,}909$, $Nm = 1{,}875$ и $Np = 1{,}655$.

Твердость 3,5—4. Хрупок. **Спайность** по {001} средняя. **Уд. вес** 3,9—4,1.

Диагностические признаки. Легко узнается по характерному зеленому цвету, часто наблюдаемым натечным формам и радиальноволокнистому строению. От несколько похожих на него хризоколлы (гидросиликата меди), фосфорхальцита (фосфата меди) и других медных минералов зеленого цвета отличим по поведению в соляной кислоте (выделяет углекислоту).

П. п. тр. в восстановительном пламени плавится и дает королек меди. Смоченный HCl, окрашивает пламя в голубой цвет. В стеклянной трубке выделяет воду и чернеет. В HCl растворяется с шипением. Раствор от прибавления аммиака в избытке синеет.

Происхождение. Малахит образуется исключительно в зонах окисления медных сульфидных месторождений, особенно если они залегают в известняках или первичные руды содержат много карбонатов. Является самым распространенным минералом меди в окисленных медных рудах. Он развивается как путем замещения карбонатов, так и путем выполнения пустот с образованием в них типичных колломорфных (натечных) форм. Так как в растворах у поверхности известняков или карбонатов Ca и Mg создается явно щелочная среда, то достигающие их растворы сульфатов меди, очевидно, подвергаются гидролизу, реагируя с бикарбонатными растворами.

Кроме того, карбонаты меди, вероятно, могут возникать также в результате медленной реакции сульфата или гидрата меди с раствором, насыщенным углекислотой воздуха.

Малахит часто образует псевдоморфозы по азуриту, куприту, самородной меди, а иногда также по таким минералам, как атакамит, кальцит, халькопирит и др.

Практическое значение. Плотные натечные разности малахита, встречающиеся иногда большими массами, идут на различные поделки и мозаичные работы—изготовление красивых по оттенкам и рисункам ваз, шкатулок, столов и других предметов. Малахитовая мелочь употребляется на изготовление красок. Вкрапленные землистые разности малахита наряду с другими окисленными медными рудами служат рудой для выплавки меди.

Месторождения. Малахит в виде включений или примазок «медной зелени» весьма часто встречается в зонах окисления медных месторождений. Однако большие скопления, особенно поделочные сорта его, теперь становятся уже редкостью.

На Урале мировой известностью пользовались два крупнейших месторождения: Меднорудянское (у г. Нижнего Тагила) и Гумешевское (к юго-западу от г. Свердловска).

Меднорудянское месторождение по своему богатству и красоте узоров малахита в полированном виде являлось единственным в мире. Отсюда получен облицовочный малахит знаменитых колонн Исаакиевского собора (в Ленинграде), малахитового зала Зимнего Дворца, столов Эрмитажа и др. Первая крупная глыба малахита до 50 *т* весом вместе с другими кислородными соединениями меди была вскрыта на глубине около 70 *м* среди глинистых, сильно ожелезненных разрушенных пород у границы с известняком.

Гумешевское месторождение было известно еще с конца XVIII в. Оно дало огромное количество прекрасного поделочного малахитового материала, заполнившего витрины многих музеев того времени. Крупные куски малахита натечной формы залегали среди красных глин. Отсюда получена замечательная по красоте рисунка большая глыба малахита весом около 1,5 *т*, хранящаяся в музее Ленинградского горного института.

АЗУРИТ—$Cu_3[CO_3]_2[OH]_2$, или $2CuCO_3 \cdot Cu[OH]_2$. Название происходит от французского слова «азурэ»—лазурный, голубой. Синоним: медная лазурь.

Химический состав. CuO 69,2% (Cu 55,3%), CO_2 25,6%, H_2O 5,2%. Кристаллы в химическом отношении довольно чисты. Из механических примесей как редкий случай, в образцах из Березовского месторождения на Урале были установлены чешуйки вторичного самородного золота.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Облик кристаллов.** Наблюдающиеся кристаллы имеют вид коротких столбиков или призм, а также толстых таблиц (рис. 231). Встречается нередко в друзах мелких кристаллов, сплошных зернистых массах, иногда радиальнолучистых агрегатах и в землистом состоянии («медная синь»).

Цвет азурита темносиний, в землистых массах голубой. **Черта** голубая. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}838$, $Nm = 1{,}758$ и $Np = 1{,}730$.

Твердость 3,5—4. Хрупок. **Спайность** по {021} средняя, по {100} несовершенная. **Уд. вес** 3,7—3,9.

Диагностические признаки. Легко узнается по характерному синему цвету и ассоциации с малахитом и другими кислородными соединениями меди.

П. п. тр. легко плавится, в восстановительном пламени дает королек меди. В кислотах растворяется с шипением. Растворяется также в аммиаке, окрашивая раствор в голубой цвет.

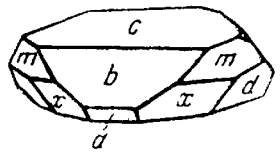


Рис. 231. Кристалл азурита
$c\{001\}$, $b\{101\}$, $a\{100\}$, $m\{110\}$, $x\{11\bar{2}\}$ и $d\{24\bar{3}\}$

Происхождение. В небольших количествах почти постоянно встречается в парагенезисе с малахитом, часто отлагаясь после него. Нередко создаются условия, при которых он менее устойчив, чем малахит, и замещается последним. Известны псевдоморфозы малахита по кристалликам азурита. Характерно, что этот позднейший малахит не обладает радиальноволокнистым строением, а представлен сплошной скрытокристаллической массой.

Практическое значение. Вместе с другими кислородными соединениями меди идет в плавку в металлургических печах. Чистый азурит, если встречается в значительных массах, может употребляться для изготовления синей краски.

ВОДНЫЕ КАРБОНАТЫ

Среди карбонатов, содержащих в своем составе молекулы H_2O, более распространены водные карбонаты Na, Mg, U и др. Здесь мы рассмотрим лишь десятиводный карбонат натрия.

СОДА—$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Название «сода» употреблялось еще в XVII в.; происхождение неизвестно. Синонимы: натрит, натрон.

Химический состав Na_2O 21,6%, CO_2 15,4%, H_2O 63,0%. Механическими примесями могут быть другие легкорастворимые соли натрия.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Кристаллическая структура** не изучена. Кристаллы имеют форму ромбоидальных таблиц. Обычно наблюдается в зернистых агрегатах.

Цвет. Бесцветная, белая или серая. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}440$, $Nm = 1{,}425$ и $Np = 1{,}405$.

Твердость 1—1,5. **Спайность** по {100} совершенная. **Уд. вес** 1,42—1,47. Из чистых насыщенных растворов Na_2CO_3 при атмосферном давлении выпадает в интервале температур от —2 до 32°.

Диагностические признаки. Легко растворима в воде. При действии HCl бурно выделяет углекислый газ. На воздухе быстро теряет воду и белеет. При слабом нагревании так же, как и многие другие богатые водой кристаллогидраты, плавится, вернее растворяется в собственной кристаллизационной воде, выделяя термонатрит ($Na_2CO_3 \cdot H_2O$). При сплавлении остатка в ушке платиновой проволочки пламя окрашивается в интенсивный желтый цвет (реакция на натрий).

Происхождение. В значительных массах образуется в некоторых соляных озерах, богатых натрием, при избытке растворенного CO_2. Полагают, что сода может возникать при реакции обменного разложения Na_2SO_4 с приносимым бикарбонатом кальция ($Ca[HCO_3]_2$). Образование ее может протекать и биохимическим путем при восстановлении сульфатов микроорганизмами и последующем воздействии углекислоты с выделением H_2S по реакциям:

$$Na_2SO_4 \rightarrow Na_2S + O_4; \quad Na_2S + H_2O + CO_2 \rightarrow Na_2CO_3 + H_2S.$$

В виде снежно-белых выцветов и налетов она возникает на поверхности рыхлых горных пород и почв в странах с сухим жарким климатом.

Практическое значение. Сода употребляется в самых различных отраслях промышленности: мыловаренной, стекольной, красильной, а также химической и металлургической. В странах, бедных содовыми озерами, сода получается искусственно, главным образом из мирабилита и галита.

Месторождения. Все известные крупные содовые озера у нас распространены в Азиатской части СССР. Таковы озера Кулундинской степи к югу от ст. Кулунда (Северный Казахстан): Петуховские и Михайловские озера. Садка соды в них начинается осенью, при понижении температуры (зимой она добывается со дна озер). В Доронинском содовом озере (Восточная Сибирь) она добывалась в зимнее время. С этой целью на поверхность льда выкачивался рассол слоем до 6 *см*. В процессе замерзания рассола сода осаждалась на поверхности нижнего ледяного покрова. После улетучивания поверхностного льда (при сильных ветрах), она собиралась в кучи и отправлялась на завод для переработки.

За границей крупные содовые озера распространены в Триполи, Египте, Персии, Тибете, Юго-Восточной Калифорнии и др.

III класс. ***СУЛЬФАТЫ***

Общие замечания. Необходимо прежде всего напомнить, что геохимия серы характеризуется своеобразными особенностями, несвойственными многим другим химическим элементам. Помимо того что этот элемент способен давать электрически нейтральные 8-атомные молекулы S_8 (см. о самородной сере), он образует различно заряженные положительные и отрицательные ионы. Как мы знаем, существуют отрицательно заряженные ионы S^{2-} (аналог O^{2-}) и $[S_2]^{2-}$ как продукты диссоциации H_2S. С этими анионами связано образование сульфидов. В окислительной обстановке сера может давать молекулярное соединение SO_2 (сернистый газ), а в растворах—комплексные анионы: $[SO_3]^{2-}$ и в более окислительной среде $[SO_4]^{2-}$, в которых участвуют катионы S^{4+} и S^{6+}. Кристаллические образования, представляющие собой соединения металлов с этими анионами, называются сульфитами (не встречаются в природных условиях) и сульфатами (широко распространены в природе).

Таким образом, образование сернокислых солей металлов может происходить лишь в условиях повышенной концентрации кислорода или, как говорят, при повышенном парциальном давлении кислорода в окружающей среде и при относительно низких температурах. Такие условия в земной коре, как известно, создаются вблизи земной поверхности, где и встречается подавляющая масса этих соединений как эндогенного, так и экзогенного происхождения.

Хотя среди минералов этого класса мы наблюдаем большое разнообразие соединений, однако число устойчивых и широко распространенных в земной коре сульфатов сравнительно невелико.

Для такого крупного комплексного аниона, каким является $[SO_4]^{2-}$, стойкие кристаллические решетки возможны лишь при сочетании этого аниона с крупными двухвалентными катионами. Действительно, как мы увидим, наиболее устойчивы сульфаты Ba, Sr и Pb. Катионы с меньшими ионными радиусами входят в состав сульфатов лишь в гидратированном состоянии, т. е. будучи одеты в «рубашку» из молекул H_2O. При этом чем меньше катион, тем большее количество молекул H_2O способно с ним связаться. Для богатых водой сульфатов количество H_2O для одного и того же типа соединения может меняться в зависимости от давления паров H_2O во внешней среде. Так, например, для сульфата закиси железа существуют соли с семью, шестью, пятью и одной молекулами H_2O. Все они отличаются друг от друга своими особенностями кристаллических решеток.

Одновалентные катионы щелочных металлов в состав простых сульфатов входят, естественно, в двойном количестве или в ассоциации с H^{1+}. Они образуют слабые кристаллические структуры и легко растворяются в воде (так же как и сульфаты двухвалентных малых катионов).

Сульфаты трехвалентных металлов, главным образом Al^{3+} и Fe^{3+}, встречаются только в виде водных соединений.

Широко распространены двойные и более сложные соли одно-, двух- и трехвалентных металлов. Очень часто встречаются сульфаты с добавочными анионами, чаще всего $[OH]^{1-}$, иногда Cl^{1-}, $[CO_3]^{2-}$, $[PO_4]^{3-}$ и др. Это особенно имеет место, если в состав соединения входят трехвалентные металлы или сильно поляризующие катионы Cu^{2+}.

В заключение отметим некоторые общие для минералов этого класса физические свойства. Прежде всего обращает внимание, так же как и в карбонатах, отсутствие минералов с высокой твердостью. Среди сульфатов мы не знаем минералов с твердостью выше 3,5. Для богатых водой минеральных видов она снижается даже до 2. Из оптических свойств сульфатов по сравнению с ранее рассмотренными классами солей характерны гораздо более низкие величины двупреломления ($Ng—Np$). Встречаются даже оптически изотропные минералы. Объясняется это тем, что тетраэдрические группы SO_4 по сравнению с плоскими группами CO_3 и NO_3 представляют собой изометрические структурные единицы. Весьма характерно, что в тех сульфатах, которые в качестве дополнительного аниона содержат ион $[CO_3]^{2-}$, двупреломление значительно повышается (примером может служить каледонит—$Pb_5Cu_2[SO_4]_3[CO_3][OH]_6$).

При описании мы будем объединять минералы в группы, как обычно, по химическому составу и типам кристаллических структур. Однако таких групп для безводных минералов оказывается очень немного. Остальные, довольно многочисленные и разнородные по составу, минералы наиболее целесообразно сгруппировать по признакам валентности катионов, объединив вместе безводные и водные сульфаты.

1. ГРУППА БАРИТА

Сюда относятся сернокислые соединения Sr, Ba и Pb, не встречающиеся в природе в виде водных сульфатов. Безводный сульфат кальция (ангидрит) хотя кристаллизуется в той же ромбической сингонии, что и указанные сульфаты, но существенно отличается от них как по кристаллической структуре, так и по формам кристаллов, что связано с меньшей величиной радиуса иона Ca^{2+}. Так как ангидрит по условиям образования в природе чрезвычайно тесно связан с водным сульфатом кальция (гипсом), то подробную характеристику его мы дадим отдельно, вместе с гипсом.

БАРИТ—$BaSO_4$. «Барос» по-гречески—тяжесть. Большой удельный вес этого минерала легко ощутим в руке. Среди очень немногочисленных бариевых минералов барит является главным, а среди безводных сульфатов — наиболее распространенным после ангидрита.

Химический состав. BaO 65,7%, SO_3 34,3%. В виде изоморфных примесей устанавливаются Sr и Ca. Разновидность с высоким содержанием стронция называется б а р и т о ц е л е с т и н о м. Изредка встречаются разности, богатые Pb и Ra (хокутолит). Из посторонних примесей устанавливаются иногда Fe_2O_3, глинистые, органические и прочие вещества.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура.** На рис 232 показана проекция элементарной ячейки структуры вдоль оси b, перпендикулярной к плоскости чертежа. Ионы Ba^{2} и S^{6+} располагаются на расстояниях в $^1/_4$ и $^3/_4$ высоты b (см. цифры). Группы SO_4, как можно видеть по цифрам, ориентированы таким образом, что два кислородных иона лежат горизонтально, а два других—вкрест по отношению к первым. Каждый ион Ba окружен 12 кислородными ионами, принадлежащими к семи различным группам SO_4 (рис. 232 справа). **Облик кристаллов.** Часто встречающиеся кристаллы барита обычно обладают таблитчатым обликом (рис. 233) вследствие развития граней {010} (в установке Е. С. Федорова). Реже распространены призматические, столбчатые (рис. 233), обычно образованные господствующими гранями призм {011} или {110} в комбина-

ции с {010}, и изометрические кристаллы. Часто чрезвычайно богаты комбинациями. Двойники не часты по (201), (011); обычно наблюдаются полисинтетические двойники, обусловливающие штриховатость на гранях. **Агрегаты** чаще зернистые, реже плотные, скрытокристаллические, землистые. Наблюдаются также в виде сталактитов и других натечных форм с концентрически-зональным строением. Известны шаровидные и эллипсоидальные конкреции с радиальнолучистым строением. В пустотах часто удается наблюдать эффектные друзы небольших кристаллов.

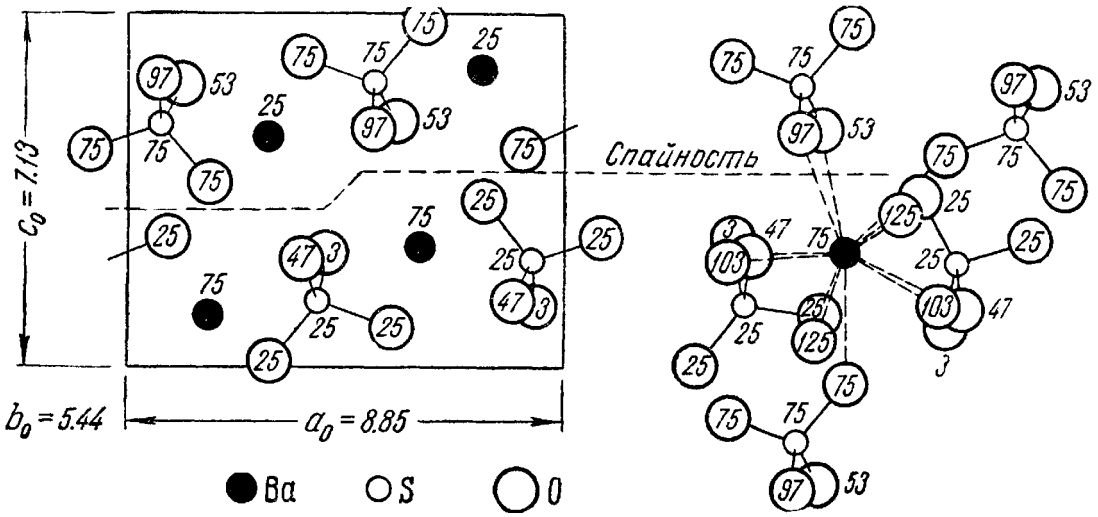


Рис. 232. Кристаллическая структура барита в проекции вдоль оси *b*

Цвет. Встречаются бесцветные водяно-прозрачные кристаллы. Большей же частью барит посторонними примесями окрашен в белый или серый (микроскопическими включениями газов и жидкостей), красный (окисью железа), желтый или бурый (вероятно гидроокислами железа), темносерый и черный (битуминозными веществами), иногда голубоватый, зеленоватый и другие оттенки. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности {010} перламутровый. $Ng = 1{,}648$, $Nm = 1{,}637$ и $Np = 1{,}636$.

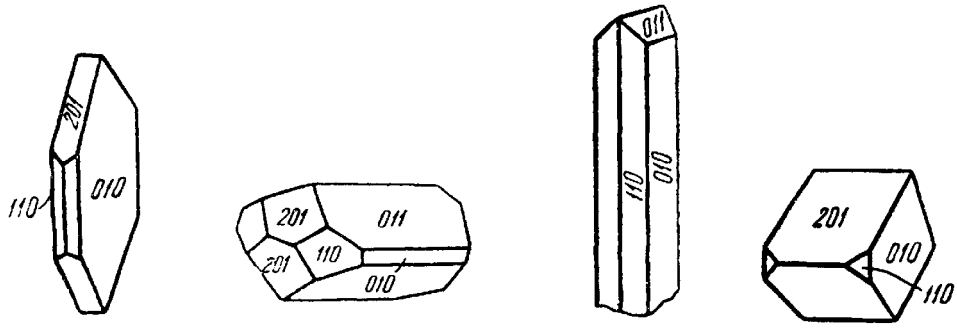


Рис. 233. Кристаллы барита

Твердость 3—3,5. Хрупок. **Спайность** по {010} совершенная, по {201} средняя и по {001} несовершенная. **Уд. вес** 4,3—4,7.

Диагностические признаки. Среди наиболее широко распространенных сульфатов барит обладает самым большим удельным весом (лишь у англезита уд. вес выше). Характерны совершенная спайность в одном направлении, нерастворимость в HCl даже при нагревании (отличие от всех карбонатов). От некоторых силикатов, похожих на него по спайности и другим признакам, отличается значительно меньшей твердостью. Без химических реакций трудно отличим от целестина.

П. п. тр. растрескивается, сплавляется лишь в тонких осколках по краям, причем пламя окрашивается в желто-зеленый цвет (характерно для бария). С содой на платиновой пластинке сплавляется в прозрачную массу, которая по охлаждении становится мутной (при сплавлении на угле эта масса расплывается и впитывается внутрь). В отличие от целестина, сернистый барий, получающийся в восстановительном пламени п. п. тр., после смачивания

HCl окрашивает пламя не в карминно-красный, а в желто-зеленый цвет. В концентрированной H_2SO_4 в порошкообразном состоянии медленно растворяется. От прибавления воды раствор мутнеет, т. е. снова выделяется $BaSO_4$.

Происхождение. Барит в природе образуется различными путями, но лишь в условиях повышенного парциального давления кислорода и при относительно низких температурах. Поэтому он, подобно всем другим безводным сульфатам, не встречается как магматогенный минерал в изверженных, а также в глубинных метаморфических породах.

В гидротермальных месторождениях он довольно обычен. В качестве спутника он устанавливается во многих месторождениях сульфидных, марганцевых (с манганитом, браунитом), железных (с сидеритом, гематитом) и других руд. Известны золото-баритовые жилы. Встречаются почти чисто баритовые, барито-кальцитовые, барито-флюоритовые жилы с небольшой примесью кварца и редких сульфидов (галенита, сфалерита, халькопирита, иногда киновари и др.).

Барит в небольших количествах, главным образом в виде конкреций, распространен также в осадочных породах, но в иных условиях, нежели ангидрит, гипс и целестин. Он, например, никогда не встречается в соляных месторождениях, крайне редок в известняках, но зато часто устанавливается в осадочных месторождениях марганца (в окисных и карбонатных рудах), железа, в глинистых, песчанистых и других осадках прибрежных зон морей. Объясняется это тем, что растворимые соли бария, приносимые с суши поверхностными водами, при первой же встрече с ионами $[SO_4]^{2-}$ в морских водах образуют практически нерастворимый сульфат бария. Желваки барита обнаруживаются среди илов и в современных морях.

В зонах выветривания горных пород и рудных месторождений в районах с сухим климатом при внимательном изучении мелкие кристаллы барита часто столбчатого облика нередко устанавливаются в ассоциации с гипсом и гидроокислами железа.

Барит—химически устойчивый минерал, поэтому устанавливается в элювии, нередко в крупных обломках, а также в шлихах, получаемых при промывке россыпей. Однако, как все минералы, обладающие хорошей спайностью и невысокой твердостью, по мере продвижения в россыпи быстро измельчается и постепенно исчезает.

Практическое значение. Барит находит широкое применение в различных отраслях промышленности.

1. В виде тонкоизмельченного порошка, как утяжелитель, вводится в состав «глинистых растворов», используемых для цементации рыхлых пород при бурении нефтяных залежей с целью борьбы с газовыми выбросами и укрепления стенок скважин.

2. В химической промышленности является сырьем для изготовления различных солей и препаратов, используемых в пиротехнике, кожевенном деле (для удаления волос), сахарном производстве, при изготовлении фотобумаги, в керамике для производства эмалей, для выплавки специальных стекол, обладающих высоким коэфициентом преломления, в медицине и т. д.

3. В резиновой и бумажной промышленности применяется в качестве наполнителя и утяжелителя.

4. В лако-красочной промышленности употребляется для производства высокосортных белил (в смеси с ZnO и ZnS), цветных красок и др.

5. Как главная составная часть штукатурки для стен рентгеновских лабораторий употребляется с целью защиты работников от вредного действия рентгеновских лучей.

6. Металлический барий применяется для изготовления некоторых радиоламп.

Месторождения. Из многочисленных месторождений барита в СССР укажем лишь главнейшие. В Западной Грузии имеется ряд жильных баритовых месторождений в Кутаисском, Болнисском и других районах, среди туфов и эффузивных пород (порфиритов). Сплошные барито-

вые массы симметричнополосчатого или колломорфного строения в виде примесей содержат: кальцит, в очень небольшом количестве кварц, изредка пирит, халькопирит и галенит. Месторождения Каракалинского района в Туркменской ССР (в горах Копетдага) также представлены целой серией жил в осадочных породах (песчаниках, глинистых сланцах и др.). В ряде жил (Арпаклен) барит находится в ассоциации с витеритом ($BaCO_3$), который местами псевдоморфно развивается по бариту.

К числу крупнейших иностранных месторождений барита принадлежит Мегген в Вестфалии (Германия). Здесь огромной длины (до 7 *км*) пластообразная залежь, местами сопровождающаяся залежью сульфидов, главным образом пирита, располагается на границе между средне- и верхнедевонскими осадками. Происхождение этой залежи точно не выяснено.

ЦЕЛЕСТИН—$SrSO_4$. «Целестис» по-латыни—небесный (первые найденные образцы этого минерала имели нежноголубой оттенок). Относительно редко встречается, но среди минералов стронция он является главным.

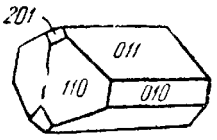


Рис. 234. Кристалл целестина (установка Е.С. Федорова)

Химический состав. SrO 56,4%, SO_3 43,6%. Иногда содержит Ca и Ba (нередко в значительных количествах).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$.

Кристаллическая структура совершенно аналогична структуре барита. **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы очень похожи на кристаллы барита. Обычно имеют таблитчатый, столбчатый или призматический (рис. 234) облик. **Агрегаты** чаще зернистые, реже шестоватые, жилковатые и скорлуповатые с общей натечной формой. Встречается в виде желваков и секреций, причем в пустотах наблюдаются друзы кристаллов.

Цвет целестина голубовато-белый или голубовато-серый, реже с красноватым или желтоватым оттенком. Иногда обнаруживаются бесцветные, водяно-прозрачные кристаллы. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности—перламутровый отлив. $Ng=1{,}631$, $Nm=1{,}624$ и $Np=1{,}622$.

Твердость 3—3,5. Хрупок. **Спайность** по {010} совершенная, по {201} средняя. **Уд. вес** 3,9—4,0.

Диагностические признаки. В зернистых массах от карбонатов Mg, Ca, Sr, Ba и др. отличим по поведению в кислотах (карбонаты при растворении с нагреванием выделяют CO_2). По цвету иногда похож на ангидрит, но отличается по направлениям спайности и большему удельному весу. От барита часто трудно отличим. Очень характерна реакция на стронций.

П. п. тр. плавится в белый шарик, окрашивая пламя в интенсивный карминно-красный цвет, особенно после смачивания HCl (реакция на стронций). На угле с содой дает серную печень. В крепкой H_2SO_4 растворяется. Раствор мутится при прибавлении воды.

Происхождение. Целестин в более или менее значительных массах в виде желваков, гнезд, иногда сплошных залежей встречается в толщах осадочных пород (в доломитах, известняках, гипсоносных глинах, мергелях и др.). Его находки нередко бывают приурочены к определенным горизонтам среди этих пород.

Он был также установлен в морских организмах, в частности в скелете одной группы радиолярий. Иногда он встречается в раковинах аммонитов и в других окаменелостях, по всей вероятности как результат позднейшего отложения в них.

Известны, правда очень редкие, но типичные гидротермальные жилы целестина, содержащие галенит, сфалерит и другие сульфиды. Наблюдался также в миндалинах изверженных пород.

Практическое значение. Целестин является главным источником солей стронция, употребляемых в пиротехнике (для получения яркого карминно-

красного пламени) и в химической промышленности: сахарной (в виде окиси стронция для удаления сахара из меломассы), стекольной и керамической (для изготовления иризирующих стекол, особых глазурованных кирпичей) и пр. В последнее время начали применять стронций в виде металла при производстве специальных сплавов, например в качестве присадки к меди с целью повышения ее прочности и однородности (электропроводность при этом не снижается).

Месторождения. Целестин довольно часто встречается в виде секреций в осадочных гипсоносных породах пермского возраста, распространенных в Архангельской области, в Верхнем и Среднем Поволжье, Башкирии, Чкаловской области и др. Значительное количество пунктов нахождения известно также в Закаспии (в Туркмении, на о. Мангышлак и др.) и других районах СССР.

Из иностранных месторождений отметим крупные месторождения целестина в районах Бристоля (Англия), Вестфалии и Вальдека (Германия).

АНГЛЕЗИТ—$PbSO_4$. Впервые был установлен на о. Англези (Уэлс), откуда и произошло его название.

Химический состав. PbO 73,6% (Pb 68,3%), SO_3 26,4%. От примесей обычно свободен. Известна разность, богатая BaO (8,45%).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** совершенно аналогична структуре барита. **Облик кристаллов.** Кристаллы англезита часто весьма богаты комбинациями граней. Обычно имеют таблитчатый облик (рис. 235), реже короткостолбчатый или пирамидальный. Крупные кристаллы вообще редки. **Агрегаты.** Чаще встречается в виде кристаллических корочек на галените, друз мелких кристаллов, в плотных зернистых или землистых массах.

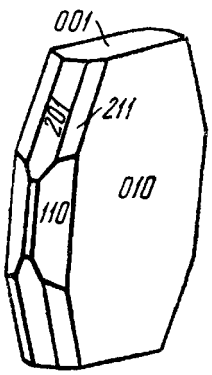


Рис. 235. Кристалл англезита

Цвет. Бесцветен и часто водяно-прозрачен. Нередко окрашен в белый, серый, желтоватый или бурый цвет (гидроокислами железа). Наблюдающийся иногда черный цвет обусловлен микроскопическими включениями неразложившегося галенита. **Блеск** алмазный. $Ng=1{,}894$, $Nm=1{,}882$ и $Np=1{,}877$.

Твердость 2,5—3. Весьма хрупок. **Спайность** несовершенная по {010} и {210}. **Уд. вес** 6,1—6,4.

Диагностические признаки. Для англезита характерны высокий удельный вес, алмазный блеск, в окисленных рудах тесная ассоциация с галенитом и поведение перед паяльной трубкой.

П. п. тр. растрескивается и легко плавится. На угле с содой дает серную печень и затем в восстановительном пламени—королек свинца. В концентрированной H_2SO_4 растворяется лишь при нагревании. Однако полностью растворяется в KOH (отличие от целестина и барита).

Происхождение. Как труднорастворимый продукт окисления галенита и других сернистых соединений свинца англезит образуется главным образом в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, очень часто в ассоциации с гораздо более распространенным церусситом ($PbCO_3$).

Как показывает изучение под микроскопом, англезит является первым кислородным соединением свинца, которое возникает при окислении галенита по периферии и вдоль направлений спайности по реакции: $PbS+O_4=PbSO_4$. Однако англезит под влиянием углекислоты в свою очередь легко переходит в карбонат свинца—церуссит ($PbCO_3$). Оба эти минерала в силу низкой их растворимости в воде обычно образуют вокруг кусков сплошного галенита белую корку, предохраняющую от дальнейшего окисления центральные

участки галенита[1]. Этим объясняется тот факт, что при разбивании округлых белых желваков, казалось бы, нацело окисленных свинцовых руд в центральных частях нередко обнаруживается сплошной галенит. Дальнейшее окисление галенита может происходить лишь по мере превращения англезита в карбонат свинца.

Характерно также, что общее содержание свинца в зонах окисления всегда выше, чем в первичных сульфидных рудах. Это обусловлено тем, что постоянный спутник галенита—сфалерит—и сульфиды меди при окислении переходят в легкорастворимые сульфаты и выносятся, за счет чего и происходит обогащение окисленных руд свинцом.

Англезит может образоваться и г и д р о т е р м а л ь н ы м путем, правда в особых условиях. В виде прекрасно образованных, часто довольно крупных кристаллов он встречается в таких свинцово-цинковых месторождениях, отложение руд которых, судя по парагенезису минералов и формам минеральных агрегатов, могло происходить вблизи дневной поверхности (вероятно при смешении с вадозовыми насыщенными свободным кислородом водами). Таковы, например, месторождения Райбл и Блейберг в Каринтии (Восточные Альпы), где кристаллы англезита в пустотах встречаются наряду с нетронутыми окислением сульфидами Fe, Zn и Pb.

Практическое значение. При разработке зон окисления свинцовых месторождений англезит вместе с другими кислородными соединениями свинца идет в плавку.

Месторождения. В тех или иных количествах англезит всегда удается установить в зонах окисления всех галенитсодержащих сульфидных месторождений. Останавливаться на перечислении их не будем. Укажем лишь, что в нашей литературе описаны хорошо образованные кристаллы из месторождений: Березовского золоторудного (Урал), ряда алтайских, Нерчинских (Восточное Забайкалье) и др.

Таблица 10

Главные свойства минералов группы барита

Название минерала	Твердость	Уд. вес	Цвет	Блеск	*Ng*	*Nm*	*Np*
Ангидрит — $CaSO_4$	3 —3,5	2,9	Белый	Стеклянный	1,614	1,576	1,571
Целестин — $SrSO_4$	3 —3,5	3,9	Голубой	»	1,631	1,624	1,622
Барит — $BaSO_4$	3 —3,5	4,5	Белый	»	1,648	1,637	1,636
Англезит — $PbSO_4$	2,5—3	6,3	»	Алмазный	1,894	1,882	1,877

Обобщение. Подведем итог главнейшим отличительным свойствам минералов группы барита, включая сюда и ангидрит. Как можно видеть из данных табл. 10, сульфат свинца сильно отличается по своим свойствам от других аналогичных сульфатов металлов. Он существенно отличен и по условиям образования в природе. Сульфаты Ca, Sr и Ba друг от друга заметно отличаются по удельному весу и коэфициентам преломления.

2. АНГИДРИТ И ГИПС

Оба эти минерала по физическим и химическим свойствам стоят особняком среди безводных и водных сульфатов, но тесно связаны друг с другом по условиям нахождения и образования. Поэтому мы опишем их вместе.

Легко получающийся искусственным путем так называемый полугидрат кальция в природных условиях с полной определенностью пока не установлен.

[1] На этом свойстве основано хранение серной кислоты в сосудах, внутренние стенки которых покрыты слоем металлического свинца: образующаяся нерастворимая тонкая оболочка $PbSO_4$ столь плотна, что не допускает дальнейшего превращения свинца в сульфат.

АНГИДРИТ—$CaSO_4$. Название минерала («безводный») указывает на отсутствие в нем воды, в отличие от гипса.

Химический состав. CaO 41,2%, SO_3 58,8%. В виде примеси довольно часто содержит стронций.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая решетка** ангидрита изображена на рис. 236 и 237, а модель структуры—на рис. 238. Ионы S^{6+} располагаются в центрах тетраэдриче-

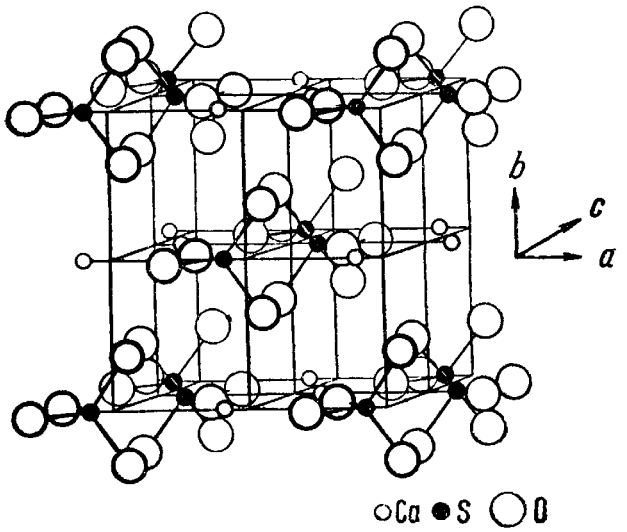


Рис. 236. Кристаллическая решетка ангидрита

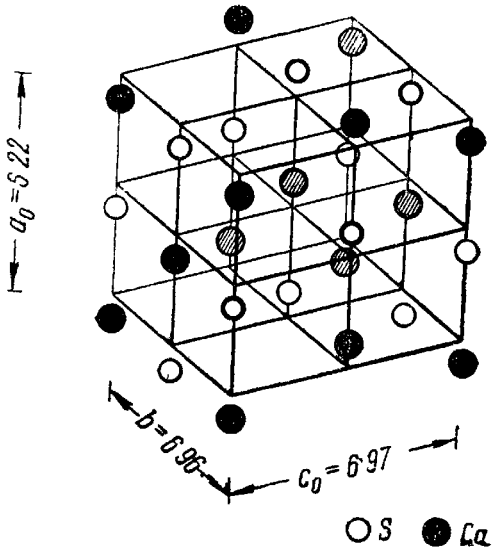


Рис. 237. Положение в кристаллической решетке ангидрита ионов серы и кальция

Залитые кружочки ионов кальция отвечают тем ионам кальция, которые видны на рис. 238

ских групп O^{2-}, а каждый ион Ca^{2+} находится в восьмерном окружении ионов кислорода. Характерно, что размеры b и c в элементарной ячейке почти совершенно одинаковы. Однако структура не может считаться псевдотетрагональной по оси a, так как расположение ионов на плоскости (001)—слева на рис. 237—и на плоскости (010)—ближе к наблюдателю—не одинаково. Грань (001) центрирована, в то время как на грани (010) ионы Ca^{2+} и $[SO_4]^{2-}$ не образуют горизонтальных рядов. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый или призматический (рис. 239). Грани часто исштрихованы параллельно осям a и b. Хорошо образованные кристаллы редки. **Агрегаты.** Обычно наблюдается в сплошных зернистых массах, иногда в шестоватых агрегатах.

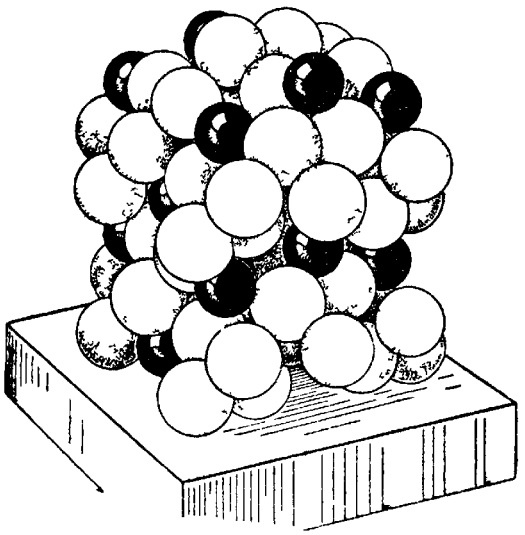


Рис. 238. Модель кристаллической структуры ангидрита в ориентировке, показанной на рис. 237

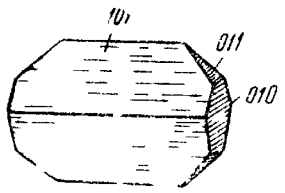


Рис. 239. Кристалл ангидрита

Цвет ангидрита белый, часто с голубым, сероватым, иногда красноватым оттенком. Встречаются бесцветные прозрачные кристаллы. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности {001}—перламутровый отлив. Особенно он проявляется при нагревании образцов. $Ng=1{,}614$, $Nm=1{,}576$ и $Np=1{,}571$.

Твердость 3—3,5. **Спайность** по {001} совершенная, по {010} и {100} средняя. По этим трем взаимно перпендикулярным направлениям из кристаллов довольно легко получаются кубические выколки. **Уд. вес** 2,8—3,0 (для прозрачных разностей 2,96). **Прочие свойства.** В присутствии воды при атмосферном давлении постепенно переходит в гипс, сильно увеличиваясь в объеме (до 30%). С увеличением внешнего давления этот переход затрудняется.

Диагностические признаки. От других сульфатов рассматриваемой группы ангидрит отличается наименьшим удельным весом и направлениями плоскостей спайности, а также оптическими свойствами (особенно по двупреломлению). От мраморизованных масс карбонатов (кальцита, доломита, магнезита) отличается тем, что не выделяет CO_2 при действии кислот. От гипса отличается по твердости (не царапается ногтем).

П. п. тр. плавится в белую эмаль, окрашивая пламя в красновато-желтый цвет. С содой не плавится и не впитывается углем (отличие от барита), однако разлагается и дает серную печень, чернящую серебряную пластинку. В порошкообразном состоянии растворим в H_2SO_4. При этом, в отличие от безводных сульфатов Ba, Sr и Pb, раствор от умеренного прибавления воды не мутится. В HCl растворим слабо.

Происхождение. Огромные массы ангидрита встречаются в осадочных толщах горных пород. Как продукт химических осадков в лагунных и отмирающих морских бассейнах ангидрит почти постоянно сопровождается гипсом, в который он сравнительно легко переходит при выходе ангидритовых пластов на поверхность. Установлено, что этот переход, по данным многочисленных буровых скважин и горных выработок, имеет место до глубины 100—150 *м* от поверхности (ниже следуют ангидритовые массы). Очевидно, на значительных глубинах давление вышележащих горных пород настолько велико, что не может происходить увеличение объема горной массы, сопровождающее превращение ангидрита в водный сульфат—гипс.

Очень часто ангидрит встречается в соляных месторождениях как в виде отдельных кристаллов, так и в виде пластов и пропластков, иногда необычайно тонких (толщиной в бумажный лист), переслаивающихся с галитом, сильвином, карналлитом и др.

Сравнительно редко он наблюдается в некоторых жильных гидротермальных и изредка в контактово-метасоматических месторождениях. Следует также указать на находки ангидрита в пустотах среди лав в районах вулканической деятельности.

Весьма вероятно, что мощные ангидритовые толщи, устанавливаемые в гипсоносных районах, произошли путем обезвоживания под большим давлением вышележащих пород первоначально отложившихся в соленосных бассейнах толщ гипса. Однако в более глубинных метаморфических породах ангидрит, как и другие сульфаты, отсутствует вообще.

Практическое значение. Ангидрит, так же как и гипс, используется главным образом в производстве вяжущих веществ (цементов). Плотные тонкокристаллические разности, кроме того, употребляются для всевозможных поделок.

Месторождения. Крупные залежи ангидрита на глубине распространены в гипсоносных толщах пермского возраста вдоль всего Западного Приуралья, в Архангельской, Вологодской, Куйбышевской, Горьковской областях, в Донбассе и других местах.

ГИПС—$CaSO_4 \cdot 2H_2O$. «Гипс»—старое греческое название минерала.

Химический состав. CaO 32,5%, SO_3 46,6%, H_2O 20,9%. Обычно чист. В виде механических примесей устанавливаются: глинистое вещество, органические вещества (пахучий гипс), включения песчинок, иногда сульфидов и др.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Кристаллическая структура.** Согласно данным рентгенометрии, отчетливо выступает слоистая структура этого минерала. Два листа анионных групп $[SO_4]^{2-}$, тесно

связанные с ионами Ca^2 (рис. 240), слагают двойные слои, ориентированные вдоль плоскости (010). На рисунке эти слои располагаются перпендикулярно к плоскости чертежа и следуют в вертикальном направлении (пограничные

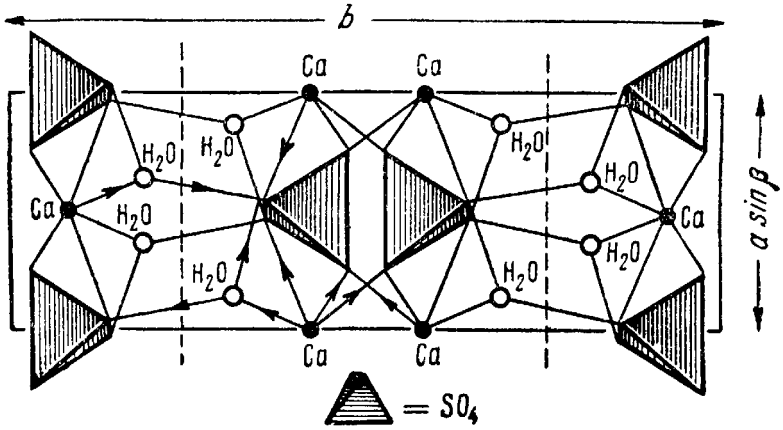


Рис. 240. Проекция кристаллической решетки гипса на плоскость, перпендикулярную оси *c*. Пунктирные линии—направления спайности

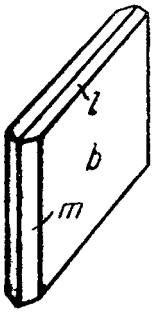


Рис. 241. Пластинчатый кристалл гипса [*b* {010}, *l* {111}, *m* {110}]

линии показаны пунктиром). Молекулы H_2O занимают места между указанными двойными слоями. Этим легко объясняется весьма совершенная спайность, столь характерная для гипса. Каждый ион кальция окружен шестью кислородными ионами, принадлежащими к группам SO_4, и двумя молекулами воды. Каждая молекула воды связывает ион Ca с одним ионом кислорода в том же двойном слое и с другим ионом кислорода в соседнем слое (см. рис. 240).

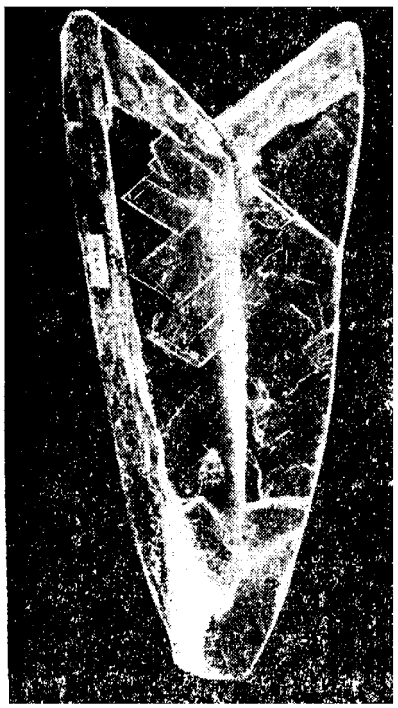


Рис. 242. «Ласточкин хвост»—прозрачный двойник гипса

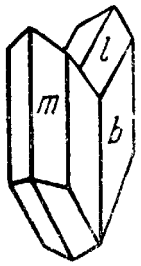


Рис. 243. Галльский двойник срастания по (100). *m* {110}, *l* {111}, *b* {010}

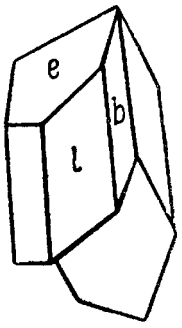


Рис. 244. Парижский двойник срастания по (101) *l* {111}, *b* {010}, *e* {103}

Облик кристаллов. Кристаллы благодаря преимущественному развитию граней {010} имеют таблитчатый (рис. 241), редко столбчатый или призматический облик. Из призм наиболее часто встречаются {110} и {111}, иногда {120} и др. Грани {110} и {010} часто обладают вертикальной штриховкой. Двойники срастания часты и бывают двух типов: 1) галльские по (100) и 2) парижские по (101). Отличить их друг от друга не всегда легко. Те и другие напоминают собой ласточкин хвост (рис. 242). Галльские двойники (рис. 243) характеризуются тем, что ребра призмы *m* {110} располагаются параллельно двойниковой плоскости, а ребра призмы *l* {111} образуют входящий угол, в то время как в парижских двойниках ребра призмы *l* {111} параллельны двойниковому шву (рис. 244). **Агрегаты.** В пустотах встречается в виде друз кристаллов. Обычны плотные тонкокристаллические агрегаты. В трещинах иногда наблюдаются асбестовидные параллельноволокнистые массы гипса с шелковистым блеском и расположением волокон перпендикулярно к стенкам трещин. На Урале такой гипс называют селенитом.

В тех случаях, когда гипс кристаллизуется в рыхлых песчаных массах, он в своей среде содержит множество захваченных песчинок, отчетливо заметных на плоскостях спайности крупных кристаллических индивидов (так называемый репетекский гипс).

Цвет гипса белый. Отдельные кристаллы часто водяно-прозрачны и бесцветны. Бывает окрашен также в серый, медово-желтый, красный, бурый и черный цвета (в зависимости от цвета захваченных при кристаллизации примесей). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности—перламутровый отлив. $Ng=1{,}530$, $Nm=1{,}528$ и $Np=1{,}520$.

Твердость 1,5 (чертится ногтем). Весьма хрупок. **Спайность** по {010} весьма совершенная. **Уд. вес** 2,3. **Прочие свойства.** Обладает заметной растворимостью в воде. Замечательной особенностью гипса является то обстоятельство, что растворимость его при повышении температуры достигает максимума при 37—38°, а затем довольно быстро падает (рис. 245). Наибольшее снижение растворимости устанавливается при температурах свыше 107° вследствие образования «полугидрата»—$CaSO_4 \cdot {}^1/_2H_2O$.

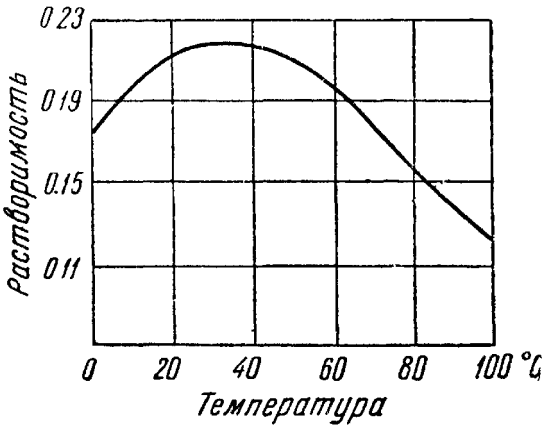


Рис. 245. Зависимость растворимости гипса от температуры

При нагревании в условиях атмосферного внешнего давления, как показывают термограммы, гипс начинает терять воду при 80—90°, и при температурах 120—140° полностью переходит в полугидрат, так называемый модельный или штукатурный гипс (алебастр). Этот полугидрат, замешанный с водой в полужидкое тесто, вскоре твердеет, расширяясь и выделяя тепло.

Диагностические признаки. Для кристаллического гипса весьма характерны совершенная спайность в одном направлении и низкая твердость (царапается ногтем). Плотные мраморовидные агрегаты и волокнистые массы узнаются также по низкой твердости и отсутствию выделения пузырьков CO_2 при смачивании HCl.

П. п. тр. теряет воду, расщепляется и сплавляется в белую эмаль. На угле в восстановительном пламени дает CaS. В воде, подкисленной H_2SO_4, растворяется гораздо лучше, чем в чистой. Однако при концентрации H_2SO_4 свыше 75 *г/л* растворимость резко падает. В HCl растворим очень мало.

Происхождение. Гипс в природных условиях образуется различными путями.

1. В значительных массах он отлагается осадочным путем в озерных и морских соленосных отмирающих бассейнах. При этом гипс наряду с NaCl может выделяться лишь в начальных стадиях испарения, когда концентрация других растворенных солей еще не высока. При достижении некоторого определенного значения концентрации солей, в частности NaCl и особенно $MgCl_2$, вместо гипса будут кристаллизоваться ангидрит и затем уже другие, более растворимые соли. Следовательно, гипс в этих бассейнах должен принадлежать к числу более ранних химических осадков. И действительно, во многих соляных месторождениях пласты гипса (а также ангидрита), переслаиваясь с пластами каменной соли, располагаются в нижних частях залежей и в ряде случаев подстилаются лишь химически осажденными известняками.

2. Весьма значительные массы гипса возникают в результате гидратации ангидрита в осадочных отложениях под влиянием действия поверхностных вод в условиях пониженного внешнего давления (в среднем до глубины 100—150 *м*) по реакции: $CaSO_4 + 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O$. При этом происходят сильное увеличение объема (до 30%) и, в связи с этим, многочисленные и сложные местные нарушения в условиях залегания гипсоносных толщ. Таким путем возникло большинство крупных месторождений гипса

на земном шаре. В пустотах среди сплошных гипсовых масс иногда встречаются гнезда крупнокристаллических, нередко прозрачных кристаллов («шпатоватый гипс»).

3. В полупустынных и пустынных местностях гипс очень часто встречается в виде прожилков и желваков в коре выветривания самых различных по составу горных пород. Нередко образуется также на известняках под действием на них вод, обогащенных серной кислотой или растворенными сульфатами. Встречается, наконец, в зонах окисления сульфидных месторождений, но не в столь больших количествах, как этого можно было бы ожидать. Дело в том, что в подавляющем большинстве случаев в сульфидных рудах в том или ином количестве присутствуют пирит или пирротин, окисление которых (особенно первого) существенно увеличивает содержание серной кислоты в поверхностных водах. Подкисленные же серной кислотой воды значительно увеличивают растворимость гипса. Поэтому в ряде месторождений гипс более обычен в верхних частях зон первичных руд, где он в трещинах встречается вместе с другими сульфатами.

4. Сравнительно редко гипс встречается как типичный гидротермальный минерал в сульфидных месторождениях, образовавшихся в условиях низких давлений и температур. В этих месторождениях он иногда наблюдается в виде крупных кристаллов в пустотах и содержит включения халькопирита, пирита, сфалерита и других минералов.

Псевдоморфозы по гипсу кальцита, арагонита, малахита, кварца и других минералов многократно устанавливались, так же как и псевдоморфозы гипса по другим минералам.

Практическое значение гипса велико, особенно в строительном деле.

1. Модельный или лепной (полуобожженный) гипс применяется для получения отливок, гипсовых слепков, лепных украшений карнизов, штукатурки потолков и стен, в хирургии, бумажном производстве при выделке плотных белых сортов бумаги и пр. В строительном деле он употребляется как цемент при кирпичной и каменной кладке, для набивных полов, изготовления кирпичей, плит для подоконников, лестниц и т. п.

2. Сырой (природный) гипс находит применение главным образом в цементной промышленности в качестве добавки к портланд-цементу, как материал для ваяния статуй, различных поделок (особенно уральский селенит), в производстве красок, эмали, глазури, при металлургической переработке окисленных никелевых руд и др.

Месторождения. Осадочные месторождения гипса распространены по всему земному шару и приурочены к отложениям различного возраста. На перечислении их останавливаться не будем. Укажем лишь, что на территории СССР мощные гипсоносные толщи пермского возраста распространены по Западному Приуралью, в Башкирской и Татарской АССР, Архангельской, Вологодской, Горьковской и других областях. Многочисленные месторождения верхнеюрского возраста устанавливаются на Северном Кавказе, в Дагестане, Туркмении, Таджикистане, Узбекистане и др.

3. СУЛЬФАТЫ ЩЕЛОЧНЫХ МЕТАЛЛОВ

Здесь мы опишем, кроме безводного и водного сульфатов натрия (тенардита и мирабилита), также двойные соли с щелочноземельными металлами (полигалит и каинит).

ТЕНАРДИТ—Na_2SO_4. **Химический состав.** Na_2O 43,7%, SO_3 56,3%. Иногда содержит в небольших количествах K_2O, а в виде механических примесей—$CaSO_4$.

Сингония ромбическая, ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Кристаллы имеют бипирамидальный облик (рис. 246), иногда таблитчатый благодаря развитию пинакоида {001} и призмы {110}. Двойники по (011) (рис. 247). Часто наблюдается в друзах или зернистых агрегатах.

Цвет. Бесцветный, прозрачный, иногда с красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}485$, $Nm=1{,}474$ и $Np=1{,}464$.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** по {001} средняя, по {111} и {010} несовершенная. **Уд. вес** 2,68—2,69. **Прочие свойства.** Растворим в воде. Из пересыщенных растворов (в чистой воде) выпадает лишь при температурах выше 32,5°. Ниже этой температуры кристаллизуется мирабилит ($Na_2SO_4\cdot 10H_2O$). Поэтому при комнатной температуре в условиях влажного воздуха тенардит подвергается гидратации и покрывается белой коркой водного сульфата натрия. С течением времени распадается в порошок.

Диагностические признаки. В кристаллах от других ассоциирующих с ним минералов (мирабилита, астраханита и др.) отличается по сингонии, а в зернистых агрегатах—по химическим реакциям.

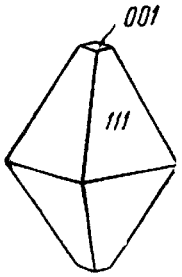


Рис. 246. Дипирамидальный кристалл тенардита

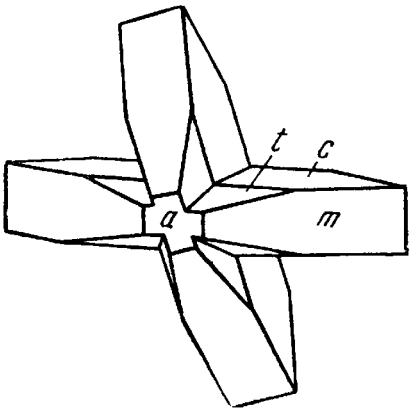


Рис. 247. Двойник тенардита по (011). *m* {110}, *a* {100}, *c* {001}, *t* {106}

П. п. тр. плавится и окрашивает пламя в интенсивный желтый цвет (реакция на Na). В воде легко растворяется. Вкус солоноватый.

Происхождение. Образуется в некоторых усыхающих соленосных озерах вместе с мирабилитом, непосредственно выпадая в виде кристаллов из пересыщенной ионами Na и SO_4 рапы. Возникает также путем дегидратации мирабилита, например в верхнем слое выброса его на берег во время штормов (в Каспийском море) или в ископаемых (т. е. несовременного образования) залежах сульфата натрия, а также в пустынных жарких местностях.

Как продукт деятельности фумарол встречается в некоторых вулканических районах (Везувий).

Практическое значение. Добывается вместе с мирабилитом и употребляется в стекольном, содовом и других производствах.

Месторождения. Крупное месторождение Кюрен-Даг ископаемого тенардита в осадках плиоценового возраста находится в Закаспии около ст. Азун-Су. Вместе с мирабилитом и астраханитом залегает в виде линз в песчано-глинистых отложениях. Известен также в современных озерах Кулундинской степи (Северо-Восточный Казахстан), к северу от Каснийского моря (Шашинское оз. и др.), в Шемахинском районе (Закавказье) и пр.

МИРАБИЛИТ—$Na_2SO_4\cdot 10H_2O$. Старинное название: sal mirabile Glauberi («удивительная соль Глаубера»). Синоним: глауберова соль.

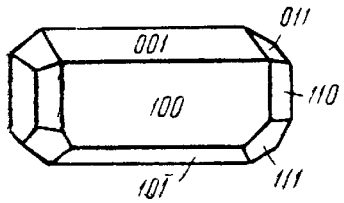


Рис. 248. Кристалл мирабилита

Химический состав. Na_2O 19,3%, SO_3 24,8%, H_2O 55,9%. С обилием кристаллизационной воды связаны многие свойства минерала.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L_2PC. Кристаллы обладают короткостолбчатым обликом по оси *b* или по оси *c* (рис. 248). Обычно встречается в сплошных зернистых агрегатах, а также в виде корок и налетов.

Цвет. Бесцветный и прозрачный, но иногда мутный, белый с желтоватым, синеватым или зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. Показатели преломления очень низкие: $Ng=1{,}398$, $Nm=1{,}396$ и $Np=1{,}394$.

Твердость 1,5—2. Весьма хрупок. **Спайность** по {100} совершенная. **Излом** по другим направлениям раковистый. **Уд. вес** 1,48. **Прочие свойства.** В сухом воздухе постепенно теряет всю воду и, превращаясь в тенардит, становится белым порошковатым веществом. Обладает охлаждающим слабо горько-соленым вкусом.

Диагностические признаки. Как минерал, богатый молекулами H_2O, связанными в кристаллической решетке, из всех легкорастворимых водных сульфатов и хлоридов обладает наименьшим удельным весом и наиболее низкими показателями преломления. От соды ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) отличается тем, что при действии HCl не выделяет углекислоты. При нагревании выше 32° плавится, вернее, растворяется в собственной кристаллизационной воде.

Происхождение. В больших массах образуется в насыщенных натрием и сульфатными анионами соляных озерах при испарении воды при температурах ниже 33° (если в растворе отсутствуют другие растворимые соли) либо при понижении температуры в осеннее и зимнее время. Если испарение воды для раствора того же состава будет происходить при более высоких температурах, чем 33°, то будет кристаллизоваться безводный сульфат натрия—тенардит. В присутствии растворенного хлористого натрия, что почти всегда имеет место в соляных озерах, тенардит в процессе испарения воды выпадает при более низких температурах.

Практическое значение. Используется главным образом для приготовления соды по способу Леблана (сплавлением с известняком и углем), а также в стекольной, красочной и других отраслях промышленности. В медицине употребляется как слабительное средство.

Месторождения. В заливе Кара-Богаз-гол (Каспийское море) в зимние месяцы, когда температура воды опускается ниже 6°, на дно в огромных количествах оседает мирабилит, который штормами частью выбрасывается на берег, образуя белые валы соли. В летнее время мирабилит в самом заливе вновь переходит в раствор, а выброшенный на берег в верхних слоях обезвоживается, превращаясь в тенардит. Многочисленные мелкие высохшие озера Северного Прикаспия, Северо-Восточного Казахстана (Кулундинская степь), Северного Кавказа (к югу от Ставрополя), Закавказья, Крыма и др. содержат большие массы мирабилита с тенардитом, нередко переслаивающиеся с пластами галита, иногда гипса и др.

Из иностранных месторождений, содержащих мирабилит, упомянем о Большом Соленом озере в штате Юта (США), озерах Мексики, Аргентины.

ПОЛИГАЛИТ—$K_2MgCa_2[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$. Сингония триклинная. Наблюдается в плотных волокнистых, шестоватых агрегатах.

Цвет белый с сероватым или желтоватым оттенком, а также кирпично-красный. Блеск стеклянный. $Ng = 1{,}567$, $Nm = 1{,}562$ и $Np = 1{,}548$.

Твердость 2,5—3. Спайность по {110} средняя. Уд. вес 2,72—2,78. П. п. тр. легко теряет воду и плавится в непрозрачный шарик. Вода выщелачивает соли K и Mg и оставляет осадок, отвечающий по составу гипсу.

Образуется из рассолов, богатых Mg, K и Ca, в сравнительно широком диапазоне температур: 0—80°. В месторождениях в районе Стассфурта слагает особый «полигалитовый ярус», располагающийся между ангидритовым и кизеритовым. Иногда переслаивается тонкими слоями галита. Встречается также в соляных залежах в Ишле, Халльштадте (Австрия), в Тексасе, Нью-Мексико (США) и в других местах.

Как калийная соль, идет на производство искусственных удобрений.

КАИНИТ—$KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$, или $MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$. Сингония моноклинная. Обычен в плотных зернистых массах. Редко встречающиеся кристаллы имеют таблитчатый или призматический облик.

Цвет желтовато- или серовато-белый, иногда красный. Блеск стеклянный. $Ng = 1{,}516$, $Nm = 1{,}505$ и $Np = 1{,}494$. Твердость 2. Уд. вес 2,1.

П. п. тр. плавится. В воде легко растворяется. Вкус горько-соленый. Не гигроскопичен (отличие от карналлита).

Вместе с другими калийными солями распространен в соляных месторождениях Стассфурта в ассоциации с шёнитом ($K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$), карналлитом, кизеритом, галенитом и др. В значительных массах встречается у Калуша (Западная Украина).

Имеет практическое значение как сырье для получения искусственных удобрений и для производства калийных солей.

4. ВОДНЫЕ СУЛЬФАТЫ ДВУХВАЛЕНТНЫХ МЕТАЛЛОВ

Здесь мы рассмотрим некоторые, главным образом богатые H_2O, сульфаты магния, железа и меди.

ЭПСОМИТ—$MgSO_4 \cdot 7H_2O$. Название дано по минеральным источникам Эпсом в Англии. Синоним: горькая соль.

Химический состав. MgO 16,3%, SO_3 32,5%, H_2O 51,2%. Иногда в виде изоморфных примесей присутствуют $Mn^{\cdot\cdot}$ и $Fe^{\cdot\cdot}$. Установлены разновидности, довольно богатые двухвалентным железом (ферроэпсомит), а также никелем (никельэпсомит).

Сингония ромбическая; ромбо-тетраэдрический в. с. $3L^2$. Искусственно может быть получена также малоустойчивая моноклинная модификация в виде псевдогексагональных табличек. Образующиеся из рассолов кристаллы имеют псевдотетрагональный призматический (рис. 249) или игольчатый облик. Встречается также в плотных натечных, иногда землистых агрегатах.

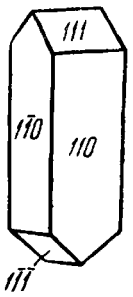


Рис. 249. Кристалл эпсомита

Цвет белый; иногда бесцветен и прозрачен. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}461$, $Nm = 1{,}455$ и $Np = 1{,}433$.

Твердость 2—2,5. Весьма хрупок. **Спайность** по {010} весьма совершенная, по {011} ясная. **Уд. вес** 1,68—1,75. **Прочие свойства.** Вкус горький, солоноватый. В сухом воздухе постепенно теряет воду и мутнеет. Дегидратация происходит скачками: при температуре около 100° теряет пять молекул воды, шестая уходит при 132° и последняя—при 218—238°.

Диагностические признаки. По свойствам похож на многие другие водные сульфаты более сложного состава, от которых его можно отличить лишь химическим путем. Характерен горький солоноватый вкус.

При нагревании выделяет воду и при температуре выше 220° переходит в $MgSO_4 \cdot H_2O$. При прокаливании дает неплавкую белую массу. Легко растворим в воде.

Происхождение. Эпсомит образуется при усыхании рапы в богатых магнезией сульфидных соленых озерах как один из первых по времени садки наиболее богатых водой сульфатов магния. По мере сгущения рапы семиводный сульфат магния вскоре становится неустойчивым, уступая место шестиводному сульфату магния—гексагидриту ($MgSO_4 \cdot 6H_2O$).

Встречается в виде выцветов на поверхности горных пород, корок, волосистых или игольчатых кристаллов на стенках пещер в известковистых породах, старых выработок и прочих пустот вблизи поверхности, очевидно как результат кристаллизации из просачивающихся поверхностных магнезиально-сульфатных вод.

Практическое значение. Эпсомит, как и другие сульфаты магния, используется в текстильной, бумажной, сахарной, химической, фармацевтической и других отраслях промышленности.

Месторождения. Наиболее часто эпсомит в виде кристаллических осадков образуется в магнезиально-сульфатных соляных озерах. Таковы, например, многие озера Нижневолжского края: Эльтон, Джелонское, Малиновское и др.; некоторые крымские озера (Сасык-Сивашское и др.), казахстанские (например, Джаман-Клыч у северной оконечности Аральского моря) и др.

Аналогичные озера распространены и в зарубежных странах: США, Мексике, Египте, Тибете, Китае и др.

ГЕКСАГИДРИТ—$MgSO_4 \cdot 6H_2O$. Сингония моноклинная. Синоним: сакиит. Встречается в толстотаблитчатых, копьевидных кристаллах или волокнистых массах.

Цвет белый, иногда с светлозеленым оттенком. Блеск перламутровый. $Ng=1{,}456$, $Nm=1{,}453$ и $Np=1{,}426$.

Твердость 2. Спайность по призме. Уд. вес 1,75. В воде легко растворяется.

Встречается в магнезиально-сульфатных соляных озерах Крыма, Астраханской области и др. Выделяется при сгущении рапы после эпсомита.

КИЗЕРИТ—$MgSO_4 \cdot H_2O$. **Химический состав.** MgO 29,0%, SO_3 58,0%, H_2O 13,0%.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. Встречающиеся кристаллы имеют дипирамидальный облик. Обычен в плотных кристаллически-зернистых агрегатах.

Цвет. Редко бесцветен и прозрачен; обычно мутный, белый с желтоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}584$, $Nm=1{,}533$ и $Np=1{,}520$.

Твердость 3,5. Хрупок. **Спайность** по призмам {111} и {113} средняя. **Уд. вес** 2,57. **Прочие свойства.** Во влажном воздухе постепенно переходит в эпсомит. Истертая масса, будучи замешана с небольшим количеством воды, твердеет подобно обожженному гипсу.

Диагностические признаки От сходных водных сульфатов (эпсомита, глазерита, каинита, полигалита и др.) отличается по оптическим константам и химическим путем.

П. п. тр. растрескивается, теряет воду и легко плавится. Медленно растворяется в воде. Из сложных, концентрированных богатых магнезией сульфатных рассолов кристаллизуется при температурах выше 18—20° в числе последних минералов.

Происхождение. В соляных озерах кизерит как продукт непосредственной кристаллизации из богатой магнезией сульфатной рапы образуется в очень редких случаях (поле устойчивости этого соединения при относительно низких температурах весьма небольшое).

Обычно он встречается в ископаемых соляных месторождениях, где мог образоваться в результате дегидратации под давлением за счет более богатых водой сульфатов магния (эпсомита и гексагидрита).

Практическое значение. Употребляется для приготовления горькой соли (эпсомита), о применении которой было сказано выше.

Месторождения. В значительных количествах (до 30% всей массы) кизерит встречается в Стассфуртских соляных месторождениях (Германия) в ассоциации с галитом, карналлитом, полигалитом, ангидритом и др. Мощность кизеритоносных пластов достигает 10—40 *м*.

МЕЛАНТЕРИТ—$FeSO_4 \cdot 7H_2O$. «Мелантерос» по-гречески—более черный. По всей вероятности, первоначально была установлена редко встречающаяся в природе серовато-черная разность; кроме того, легко дает черную краску.

Химический состав. FeO 25,9%, SO_3, 28,8%, H_2O 45,3%. Устанавливаются изоморфные примеси: Mg, Ni, Zn, Cu, иногда Mn.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Облик кристаллов** ромбоэдрический, иногда игольчатый, волосистый. Чаще наблюдается в сплошных массах в виде прожилков или в натечных формах.

Цвет мелантерита светлозеленый, изредка темносерый или серовато-черный. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}486$, $Nm=1{,}478$ и $Np=1{,}471$.

Твердость 2. Весьма хрупок. **Спайность** по {001} совершенная, по {110} ясная. **Уд. вес** 1,8—1,9.

Диагностические признаки. От других легкорастворимых сульфатов с уверенностью можно отличить лишь по данным химических анализов. Характерно нахождение железа в двухвалентной форме.

При нагревании расплывается, растворяясь в собственной кристаллизационной воде. Теряя воду, превращается в порошковатую массу безводной сернокислой соли, которая на угле в окислительном пламени буреет (окисление двухвалентного железа).

Происхождение. Кристаллизуется из пересыщенных сульфатных вод в условиях недостатка кислорода. Поэтому в зонах окисления не встречается. Обычно наблюдается ниже зоны окисления в трещинах и полостях среди полуразложенных богатых пиритом руд в ассоциации с гипсом и другими сульфатами. Находят его и среди глин в каменноугольных месторождениях (первоисточником, вероятно, служит часто содержащийся в них пирит).

Практическое значение. В природе редко встречается в больших количествах. Искусственно приготовляемый мелантерит применяется в красочном деле, в производстве синих (берлинская лазурь), темных и черных красок, употребляемых для окраски шерсти и кожи в черный цвет, а также для приготовления чернил, и в других отраслях химической промышленности. Следует отметить, что семиводный сульфат закисного железа с некоторыми дубильными органическими веществами дает устойчивую черную краску.

Месторождения. Мелантерит в очень небольших количествах у нас встречен в ряде месторождений Казахстана, Средней Азии и Сибири. В Б л я в и н с к о м колчеданном месторождении (Ю. Урал) он в виде прожилков и скоплений в пустотах наблюдается в верхних горизонтах полуразложенных пиритовых руд. Здесь встречены черные разности мелантерита.

ХАЛЬКАНТИТ—$CuSO_4 \cdot 5H_2O$. «Халькос» по-гречески—медь, «анте»—цветы («медные цветы»). Синоним: медный купорос.

Химический состав. CuO 31,8%, SO_3 32,1%, H_2O 36,1%. Примеси: Fe, иногда Zn, V, Co и Mg (магнохалькантит).

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. Кристаллы встречаются редко. Обычно наблюдается в сплошных массах или в сталактитовых формах с радиальноволокнистым строением.

Цвет халькантита небесно-голубой, синий, иногда с зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}546$, $Nm=1{,}539$ и $Np=1{,}516$.

Твердость 2,5. Весьма хрупок. **Спайность** по {110} весьма совершенная. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,1—2,3.

Диагностические признаки. Узнается по небесно-голубому цвету и легкой растворимости в воде, но более точное определение возможно лишь с помощью химического анализа.

При нагревании постепенно теряет воду, переходит сначала в трехводный сульфат, а затем в одноводный; при этом становится белым, непрозрачным. В воде растворяется, окрашивая раствор в синий цвет. При погружении в раствор железной иглы, на ней выделяется металлическая медь.

Происхождение. Образуется в зонах окисления медносульфидных месторождений в странах с сухим климатом. В виде сталактитов наблюдается на стенках старых заброшенных и непроветриваемых выработок, пройденных в зонах окисления медных месторождений.

Практическое значение. Искусственно приготовляемый халькантит употребляется для борьбы с вредителями виноградников, а также в химической, красильной и других отраслях промышленности.

Наличие этого минерала в рудах указывает на то, что рудничные воды богаты растворенным сульфатом меди и потому могут служить объектом добычи металлической меди, легко выделяющейся на железном ломе. С этой целью меденосные грунтовые воды пропускают через специальные бассейны, в которых происходит получение меди.

Месторождения. В СССР халькантит встречался в ряде медных месторождений: Меднорудянском (у г. Нижнего Тагила), Турьинских рудниках (С. Урал), Кедабекском (Закавказье) и др. В больших массах крайне редок.

5. ГРУППА АЛУНИТА

Здесь рассмотрим характерную группу основных двойных сульфатов Al и Fe с одновалентными (K, Na, NH_4) и отчасти двухвалентными (Pb) металлами.

Характерно, что соединения с крупными одновалентными катионами (K, NH_4), а также изредка с Pb^{2+} принадлежат к псевдокубическим, кристаллизуясь в дитригонально-скаленоэдрическом в. с. (угол ромбоэдра α близок к 90°), тогда как соединения с менее крупными катионами (Na и Ag) — к более низким по симметрии, псевдогексагональным.

АЛУНИТ—$KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$. Синонимы: алюнит, квасцовый камень. Коллоидная разность, богатая адсорбционной водой, носит название левигита.

Химический состав. K_2O 11,4%, Al_2O_3 37,0%, SO_3 38,6%, H_2O 13,0%. Очень часто часть K_2O иногда наполовину бывает замещена Na_2O (натроалунит). В левигите иногда устанавливаются редкие земли.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. Встречающиеся мелкие кристаллы имеют кубический или толстотаблитчатый облик. Обычно наблюдается в тонкозернистых, землистых, иногда волокнистых массах.

Цвет алунита белый с сероватым, желтоватым или красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровыи. $Ng=1{,}592$ и $Nm=1{,}572$ (у натровой разности—1,585).

Твердость 3,5—4. **Спайность** по {0001} ясная. **Уд. вес** 2,6—2,8.

Диагностические признаки. В тонкокристаллических массах его легко смешать со многими водными минералами белого цвета. Наиболее надежно можно отличить по химическим реакциям.

П. п. тр. растрескивается, но не плавится. Воду теряет лишь при прокаливании. С содой дает серную печень. Смоченный раствором азотнокислого кобальта, принимает синий цвет (реакция на Al). В воде и HCl не растворим. В концентрированной H_2SO_4 растворяется с трудом. При обработке прокаленного алунита водой в раствор переходят квасцы.

Происхождение. В значительных вкрапленных массах образуется при проработке низкотемпературными сернокислыми гидротермами изверженных горных пород, богатых щелочными полевыми шпатами, за счет которых он и образуется. Этот процесс изменения горных пород известен под термином «алунитизация». Встречается также в некоторых гидротермальных жилах.

Редкие конкреционные образования алунита встречались также в песках, глинах, бокситах, очевидно экзогенного происхождения.

Практическое значение. Алунитсодержащие породы служат источником для получения квасцов и сульфата алюминия (о применении их см. квасцы). В последнее время алунит рассматривается как источник окиси алюминия.

Месторождения. В виде желтоватых или розоватых включений неправильной формы алунит присутствует в сильно измененных туфах (обломочных породах изверженного происхождения) в районе с. Заглик (Азербайджанская ССР). В Журавлинском месторождении (на р. Чусовой, в 25 *км* вверх по течению от ст. Чусовская) алунит с гидраргиллитом и каолином в виде гнезд и прожилков экзогенного происхождения встречается в зоне разрушения известняков.

ЯРОЗИТ—$KFe_3[SO_4]_2[OH]_6$. Назван по месту открытия—в Барранко Ярозо (Испания). Синоним: ютаит.

Химический состав. K_2O 9,4%, Fe_2O_3 47,9%, SO_3 31,9%, H_2O 10,8%. Нередко присутствуют в небольших количествах натрий и селен, а за счет механических примесей также SiO_2, Al_2O_3 и др.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. Нередко наблюдается в сплошных зернистых или землистых массах, причем в пустотах часты друзы мелких ромбоэдрических кристалликов.

Цвет ярозита охристо-желтый, часто с явным бурым оттенком. **Черта** желтая. **Блеск** стеклянный, приближающийся к алмазному. $Nm=1{,}820$ и $Np=1{,}715$.

Твердость 2,5—3,5. **Спайность** по {0001} ясная. **Уд. вес** 3,15—3,26.

Диагностические признаки. По внешним признакам похож на охристый лимонит. Отличается по химическим реакциям, а также тем, что при растирании между пальцами дает ощущение жирной, салящей массы, тогда как лимонит производит впечатление жесткого, песчанистого вещества.

П. п. тр. в восстановительном пламени дает магнитную массу. В воде не растворяется. Растворим в HCl; из раствора $BaCl_2$ высаживает осадок $BaSO_4$. В закрытой трубке выделяет воду с кислой реакцией.

Происхождение. Ярозит является довольно широко распространенным минералом и образуется в зонах окисления железосульфидных, главным образом пиритовых, месторождений, преимущественно в условиях сухого полупустынного климата, а также за счет пирита в некоторых осадочных породах.

В условиях умеренного климата при значительных атмосферных осадках он образуется очень редко: сульфиды железа, разлагаясь, переходят непосредственно в гидроокислы железа.

Как показывают опыты, ярозит выпадает из сульфатных вод, свободно соприкасающихся с кислородом воздуха и потому содержащих трехвалентное железо.

В водно-воздушной обстановке ярозит не вполне устойчив. Подвергаясь гидролизу, образует гидроокислы железа.

Довольно часто наблюдаются псевдоморфозы ярозита по вкрапленным в породах кубическим кристаллам пирита, а также по конкрециям марказита и пирита в глинах.

Практическое значение. В случае наличия больших чистых ярозитовых масс может представлять интерес как сырье для получения полировальных порошков (Fe_2O_3), изготовляемых путем обжига в печах.

Месторождения. Значительные массы ярозита у нас встречены в Блявинском колчеданном месторождении (Ю. Урал), где он сохранился в древней зоне окисления под зоной железной шляпы, представленной гидрогематитом и гематитом, а также на Майкаине (в Баянаульском районе, к юго-западу от г. Павлодара, Центральный Казахстан).

6. ГРУППА КВАСЦОВ

Квасцами называют нормальные двойные сульфаты Al и щелочей, кристаллизующиеся в кубической сингонии с 12 молекулами воды. Здесь же опишем галотрихит—сульфат Fe и Al с 22 молекулами H_2O.

КАЛИЕВЫЕ КВАСЦЫ—$KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$. Сингония кубическая. Химический состав: K_2O 9,9%, Al_2O_3 10,8%, SO_3 33,8%, H_2O 45,5%.

Бесцветны. Блеск стеклянный. $N = 1{,}456$ (часто анизотропны). Твердость 2. Уд. вес 1,76. П. п. тр. легко плавятся. Растворяются в воде. Растворимость при 20° составляет 151 *г/л*.

Встречаются в виде землистых масс, выцветов, корок, реже в сплошных зернистых агрегатах.

Наблюдались в «квасцовых землях» Тамбовской и Ульяновской областей, на Северном Кавказе (р. Зеленчук), в Дагестане, Туркмении (Кара-Кумы), Узбекистане (Шорсу), в Блявинском колчеданном месторождении на Урале (в низах зоны окисления вместе с другими сульфатами), на правом берегу р. Оки (приток Ангары, Сибирь) и др.

Калиевые квасцы могут иметь обширное применение: как протрава в красильном, типографском, кожевенном, бумажном производстве, в медицине, для приготовления лаковых красок и пр. Извлекаются выщелачиванием из «квасцовых земель» с последующим выпариванием растворов. Однако в главной своей массе квасцы приготовляются искусственно из бокситов или получаются в качестве побочного продукта в других химических производствах.

НАТРИЕВЫЕ КВАСЦЫ—$NaAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$. Синоним: **сольфатарит**. С полной достоверностью в природе не установлены. Легко получаются искусственно. Наблюдались в виде параллельноволокнистых масс в трещинах пород.

Бесцветны. Блеск стеклянный. Твердость 3. Уд. вес 1,73. $N = 1{,}439$ (для искусственного соединения). Изучавшиеся природные образцы оказывались оптически анизотропными либо в силу частичной дегидратации, либо в силу принадлежности к другой модификации—мендоциту. На воздухе обезвоживаются и переходят в тамаругит ($NaAl[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$). Указываются в сольфатарах Поццуоли (близ Неаполя)

ГАЛОТРИХИТ—$FeA_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$. Сингония моноклинная. Часто наблюдается в асбестовидных прожилках снежно-белого цвета, с шелковистым блеском. Отсюда его название (в переводе «волосистая соль»).

Твердость 2—2,5. Уд. вес 1,89—2,04. В воде растворяется. В пламени свечи вскипает и затвердевает в каплевидных формах.

Образуется из сульфатных вод, богатых алюминием и закисным железом, в условиях явного недостатка свободного кислорода ниже зоны окисления колчеданных руд, как это имеет место в Блявинском месторождении (Ю. Урал).

Встречается также в пиритоносных глинах, в пластах каменных углей, где образуется за счет разлагающегося в зоне окисления пирита и глинистого вещества, разлагаемого образующейся серной кислотой: на правом берегу р. Оки (приток Ангары, Сибирь), в Кизеловских каменноугольных копях на Урале и др.

IV класс. ***ХРОМАТЫ***

Встречающиеся в природе соли хромовой кислоты очень немногочисленны. Комплексный анион $[CrO_4]^{2-}$ способен образовывать кристаллические решетки с крупным катионом Pb^{2+}. Очень редок хромат K^{1+}.

Хроматы образуются лишь в условиях среды с высокой концентрацией кислорода. Иногда они встречаются совместно с сульфатами, но изоморфные смеси или двойные соли с ними не образуют. Экспериментально установлено, что $PbCrO_4$ с $PbSO_4$ могут смешиваться в твердом состоянии лишь при высоких температурах. Выяснено также, что изоструктурной с $BaSO_4$ является метастабильная модификация $PbCrO_4$, кристаллизующаяся в ромбической сингонии.

КРОКОИТ—$PbCrO_4$. «Крокос» по-гречески—шафран (имелся в виду, очевидно, оранжево-желтый цвет). Открытый в 1797 г. элемент Cr был установлен именно в этом минерале, полученном с Урала. Впервые был найден еще во времена Ломоносова.

Химический состав. PbO 68,9%, CrO_3 31,1%. Иногда содержит немного серебра. Цинксодержащая разновидность с уд. весом 5,2 была названа иоссаитом (ближе не изучена).

Сингония моноклинная; призматический в. с. Кристаллы наблюдаются нередко, и притом исключительно в полых трещинах. **Облик кристаллов** призматический, иногда остроромбоэдровидный (рис. 250). Встречаются друзы шестоватых кристаллов в полых трещинах.

Цвет крокоита яркий оранжево-красный. На свету с течением времени бледнеет. **Черта** оранжево-желтая. **Блеск** алмазный. $Ng = 2{,}66$, $Nm = 2{,}37$ и $Np = 2{,}31$.

Твердость 2,5—3. Хрупкий. **Спайность** по {110} ясная. **Уд. вес** 6,0.

Диагностические признаки. Весьма характерны яркокрасный цвет, шестоватый или призматический облик кристаллов и высокий удельный вес.

П. п. тр. легко плавится, дает королек свинца. Перл фосфорной соли и буры окрашивается в изумрудно-зеленый цвет (реакция на хром). В горя-

чей HCl растворяется, выделяя хлор и осаждая $PbCl_2$. В KOH буреет, растворяется.

Происхождение. Образуется в зоне окисления месторождений свинецсодержащих руд вблизи ультраосновных изверженных горных пород, которые при выветривании могут давать хотя бы в очень небольшом количестве хромовую кислоту, образующуюся за счет разрушающихся хромсодержащих силикатов и хромшпинелидов.

Месторождения. Большой известностью пользуется крокоит из Березовского золоторудного месторождения (близ г. Свердловска), впервые описанный в 1766 г. акад. И. Г. Леманом. Здесь он встречается в полых трещинах среди березита (измененного гранит-порфира) в виде удлиненных призматических кристаллов, ориентированных вдоль стенок. Иногда наблюдался в ассоциации с галенитом. На о. Тасмания (к югу от Австралии) крупные друзы кристаллов крокоита до 10 *см* в длину встречаются в серпентинитах. Известен также в целом ряде других месторождений.

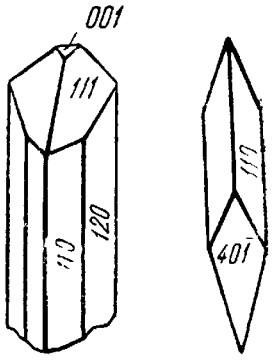


Рис. 250. Кристаллы крокоита Березовское месторождение (Урал)

В силу малой распространенности практического значения не имеет.

V класс. ***МОЛИБДАТЫ И ВОЛЬФРАМАТЫ***

Молибден и вольфрам в периодической системе Менделеева расположены в пятом и шестом периодах. Для этих элементов, так же как и для других пар этих периодов, например Zr и Hf, Nb и Ta, в силу так называемого лантанидного сжатия характерны почти одинаковые атомные и ионные радиусы, а следовательно, и равные атомные и ионные объемы. Вследствие этого для обоих элементов, подобно другим аналогичным парам, можно было бы ожидать наличия широких изоморфных смесей при образовании минералов.

Однако в природных условиях для соединений рассматриваемого класса изоморфные смеси наблюдаются очень редко. Геохимическая роль молибдена и вольфрама при процессах минералообразования существенно различна.

Молибден, как мы видели в классе сульфидов, обладает резко выраженным сродством к сере. Главная масса этого элемента в земной коре представлена в виде сульфида (MoS_2). Этот элемент по химическим и спектральным анализам устанавливается в виде примеси во многих сернистых соединениях. Кислородные соединения его мало распространены в природе и встречаются преимущественно в зоне окисления рудных месторождений.

Вольфрам же при процессах минералообразования дает почти исключительно кислородные соединения в виде солей вольфрамовой кислоты. Сульфид вольфрама—тунгстенит (WS_2)—настолько редко встречается, что до сих пор не удалось найти его в достаточных количествах для детального минералогического изучения. Характерно также, что вольфраматы в большей своей части являются относительно высокотемпературными образованиями.

Среди немногочисленных минералов этого класса отчетливо выделяются две главные группы:

1. Вольфраматы $Fe^{\cdot\cdot}$, $Mn^{\cdot\cdot}$ и Zn. Молибдаты этих металлов неизвестны, за исключением ферримолибдита.

2. Молибдаты и вольфраматы более сильных двухвалентных ионов металлов, обладающих бо́льшими ионными радиусами: Ca, Pb и отчасти Cu.

1. ГРУППА ВОЛЬФРАМИТА

Сюда принадлежат минералы изоморфного ряда $MnWO_4$—$FeWO_4$ (гюбнерит—ферберит). По своим свойствам они имеют много общего, поэтому мы детально опишем наиболее распространенный промежуточный по составу вид—вольфрамит — $(Mn,Fe)WO_4$, указав попутно характерные особенности крайних членов этого ряда.

ВОЛЬФРАМИТ — $(Mn,Fe)WO_4$. Прежнее русское название — волчец. Первоначально был назван вольфрамом (1758). Это слово является переводом на немецкий язык латинских слов lupi spuma—«волчья пена» или «волчья сметана». Название связано с тем, что примесь этого минерала к оловянным рудам обусловливала появление пены на поверхности выплавляемого олова. Вольфрам как элемент был открыт позднее; название его происходит от названия минерала.

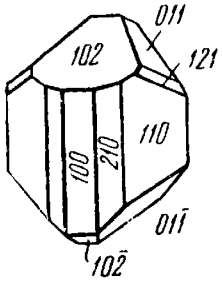


Рис. 251. Кристалл вольфрамита

Химический состав. К вольфрамиту А. К. Болдырев предложил относить разности с содержанием $MnWO_4$ 25—75% молекулярных, т. е. с содержанием Mn от 5,9 до 17,6% весовых. Разности с содержанием Mn ниже 5,9% относятся к ферберите, а от 17,6 до 23,4%—к гюбнериту. Содержание WO_3 около 75%. Из примесей устанавливаются: Mg (до 0,5), иногда CaO, Ta_2O_5, Nb_2O_5, SnO_2 и др.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. Нередко встречающиеся кристаллы имеют толстотаблитчатый или призматический облик (рис. 251). Отдельные индивиды в некоторых месторождениях достигают крупных размеров (до 20 *см* и больше). Вертикальные грани часто бывают исштрихованы вдоль оси *c*. Двойники наблюдаются по (100), иногда по (023). Встречается также в сплошном виде в крупнозернистых агрегатах.

Цвет вольфрамита буровато-черный. Гюбнерит обычно имеет красноватый или фиолетовый оттенок. Ферберит черный. **Черта** бурая, у ферберита более темная до черной, у гюбнерита более светлая до желтовато-бурой и даже желтой. **Блеск** на плоскостях спайности зеркальный, алмазный, а в других направлениях жирный. Гюбнерит в тонких осколках просвечивает. Показатели преломления для гюбнерита: $Ng=2{,}32$, $Nm=2{,}22$ и $Np=2{,}17$. По мере увеличения содержания железа возрастают: Nm у малопрозрачного ферберита 2,40 (для Li-света).

Твердость 4,5—5,5. Хрупкий. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 6,7—7,5. Железистые разности обладают относительно большим удельным весом. Богатые железом разности слабо магнитны.

Диагностические признаки. Для вольфрамита характерны: буровато-черный цвет, темнобурая черта, высокий удельный вес, совершенная спайность в одном направлении (отличие от черного сфалерита, у которого спайность в нескольких направлениях, а также от колумбита, танталита, касситерита, не обладающих совершенной спайностью).

П. п. тр. на угле при сильном дутье сплавляется в магнитный королек. При кипячении сплава вольфрамита с содой в воде, подкисленной HCl, с оловом получается голубое окрашивание (реакция на W). С бурой реагирует на Mn и Fe. В HCl нерастворим.

Происхождение. Встречается главным образом в кварцевых гидротермальных жилах, нередко приуроченных к массивам гранитов. В ассоциации с ним иногда наблюдаются касситерит, молибденит, арсенопирит, пирит, халькопирит и др.

В грейзенах, т. е. сильно измененных пневматолитовыми агентами участках гранитных массивов, вольфрамит ассоциирует с такими минералами, как слюды, топаз, флюорит, турмалин, иногда берилл, касситерит, молибденит и др. Известны сульфидные жилы, содержащие вольфрамит в парагенезисе с халькопиритом, молибденитом, пиритом, висмутином, сфалеритом и др.

Реже и обычно в небольших количествах он встречается в пегматитовых жилах среди гранитов.

В минералогическом отношении интересны не раз наблюдавшиеся случаи эндогенного замещения вольфрамитом кристаллов шеелита как с периферии, так и вдоль трещин. В свою очередь, нередко устанавливаются явления замещения вольфрамита шеелитом.

В зоне окисления при выветривании хотя и не легко, но подвергается изменению, превращаясь в так называемую вольфрамовую охру. При этом двухвалентное железо окисляется до трехвалентного. Под влиянием этого в процессе разрушения кристаллической решетки образуются землистые массы желто-бурого или бурого цвета, состоящие главным образом из гидровольфрамата трехвалентного железа (ферритунгстит). Иногда образуются желтовато-зеленые окислы вольфрама—тунгстит (H_2WO_4).

Гюбнерит, разрушаясь, аналогичным образом дает черные «псиломелановые» скопления, содержащие WO_3. Характерно, что находимые в элювии желваки псиломелана даже в удалении от месторождения содержат WO_3 до единиц процентов.

Обычно же в районе месторождений вольфрамит, как относительно устойчивый минерал, переходит в россыпи. Однако характерно, что по мере удаления от коренных месторождении обломки минералов группы вольфрамита сравнительно быстро уменьшаются в размерах и затем исчезают. Объясняется это относительной хрупкостью этих минералов, усиливающейся к тому же их совершенной спайностью.

Практическое значение Минералы рассматриваемой группы являются главнейшим источником вольфрама, используемого для различных целей.

1. Главным потребителем этого металла является черная металлургия, использующая вольфрам (до 85—90% всей добычи) для производства особых сортов твердой стали, обладающих свойствами самозакалки. Такая сталь употребляется для изготовления быстрорежущих инструментов.

2. Кроме того, он входит в состав «стеллитов»—сплавов вольфрама с Cr, Co и другими металлами,—используемых для особых инструментов, а также сверхтвердых сплавов: «победит», «видиа», «сталинит», «воломит» и др., обладающих весьма высокой твердостью и потому применяемых для изготовления специальных коронок для бурения скважин.

3. В электротехнике вольфрам идет на изготовление нитей для электрических лампочек, антикатодов в рентгеновских трубках и пр.

4. Соединения вольфрама используются также в химической промышленности, в керамике для окраски стекла и фарфора и для других целей.

Месторождения. Из иностранных месторождений отметим крупнейшие в мире месторождения Южного Китая в провинциях Юннань и Квантун, а также на севере Французского Индо-Китая, в Южной Бирме и на полуострове Малакка. В западных штатах США ряд месторождений разрабатывается в Колорадо, Ю. Дакоте, Неваде и других местах. Из европейских месторождений заслуживают упоминания месторождения Португалии и Испании.

2. ГРУППА ШЕЕЛИТА

К этой группе относятся как вольфраматы, так и молибдаты Ca и Pb, кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии; лишь для вольфрамата свинца известна также моноклинная модификация.

ПОВЕЛЛИТ—$CaMoO_4$. **Химический состав.** CaO 28%, MoO_3 72%. Встречаются разности с изоморфной примесью WO_3 (до 8%).

Сингония тетрагональная; дипирамидальный в. с. L^4PC. **Кристаллическая структура** аналогична структуре шеелита (см. ниже). Встречается в землисто-листоватых псевдоморфозах по молибдениту. Самостоятельные кристаллы имеют дипирамидальный облик.

Цвет повеллита бледножелтый, желтовато-зеленый (для кристаллов). **Черта** светлая с желтоватым или зеленоватым оттенком. **Блеск** алмазный. $Ng=1{,}984$ и $Nm=1{,}974$.

Твердость 3,5. Хрупкий. **Спайность** отсутствует. **Уд. вес** 4,25—4,52.

Диагностические признаки В псевдоморфозах по молибдениту легко узнается по реликтовым пластинчатым формам и бледножелтому цвету. Для кристаллов характерны бипирамидальный облик и реакции на Mo и Ca.

П. п. тр. сплавляется в полупрозрачную массу. С фосфорной солью в окислительном пламени дает желтовато-зеленое, а в восстановительном темнозеленое стекло. Растворяется в HCl. Разбавленный солянокислый раствор в присутствии NH_3 (в избытке) с щавелевокислым аммонием дает осадок щавелевокислого кальция.

Происхождение. Как уже указано, часто наблюдается в виде псевдоморфоз по молибдениту в зонах окисления молибденовых месторождений. Очевидно, образуется в результате реакции молибденовой кислоты, возникающей в результате окисления, с кальцийсодержащими поверхностными водами. С течением времени постепенно выщелачивается с образованием пустот в кварце на месте кристаллов молибденита.

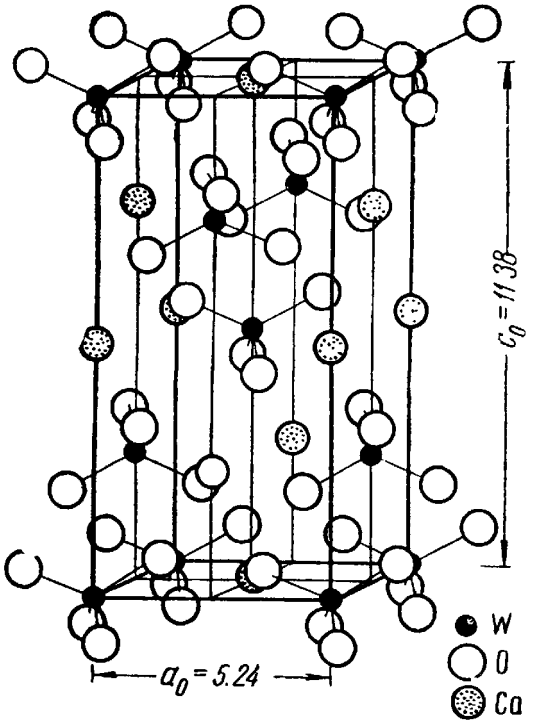


Рис. 252. Кристаллическая решетка шеелита

Практическое значение. По сравнению с молибденитом имеет второстепенное значение, тем более что в значительных массах встречается сравнительно редко.

Месторождения. Экзогенный повеллит часто встречается почти во всех зонах окисления молибденитовых месторождений. Эндогенный же повеллит довольно редок.

ШЕЕЛИТ—$CaWO_4$. Назван по фамилии шведского химика Шееле (1742—1786), впервые открывшего вольфрамовую кислоту именно в этом минерале (в вольфрамите вольфрам был открыт позднее).

Химический состав. CaO 19,4%, WO_3 80,6%. В виде изоморфной примеси иногда устанавливается MoO_3 (до 10%). Известна также медьсодержащая разновидность—купрошеелит—с содержанием CuO до 7%. Иногда устанавливаются редкие земли (преимущественно цериевая группа).

Сингония тетрагональная; дипирамидальный в. с. L^4PC. **Кристаллическая структура** изображена на рис. 252. Элементарная ячейка представляет собой центрированную тетрагональную призму. Расположение анионных групп WO_4 и катионов Ca хорошо видно из рисунка. **Облик кристаллов** дипирамидальный, псевдооктаэдрический (рис. 253). На гранях {101} иногда наблюдается косая штриховка. Двойники прорастания встречаются нередко, но благодаря тому что они похожи на простые кристаллы, узнаются не всегда, главным образом по перистой штриховке на гранях {101} и по мелким входящим углам. **Агрегаты** Чаще наблюдается в виде неправильной формы включений, реже в виде сплошных масс.

Цвет. Редко бывает бесцветен, обычно окрашен в серый, желтый, зеленовато-желтый, бурый и даже красный цвет. **Черта** белая. **Блеск** жирноватый, алмазный. $Ng=1{,}937$ и $Nm=1{,}920$.

Твердость 4,5. Хрупкий. **Спайность** по {111} ясная. Излом неровный. **Уд. вес** 5,8—6,2. **Прочие свойства.** В катодных лучах обычно сильно светится голубым цветом.

Диагностические признаки. В силикатных породах шеелит иногда трудно заметить. Необходим большой опыт для диагностики его на глаз. В кристаллах узнается по октаэдрическому облику, а в изломе и в агрегатах — по жирноватому относительно сильному блеску, довольно ясной спайности, большому удельному весу и реакции на вольфрам. Весьма характерно для него свечение голубым цветом в катодных лучах. Этим свойством широко пользуются для обнаружения его в забоях и даже для примерной оценки содержания в рудах.

П. п. тр. плавится трудно. В HCl и HNO_3 разлагается, выделяя желтую вольфрамовую кислоту ($H_2WO_4 \cdot H_2O$), растворимую в аммиаке. Раствор в HCl при кипячении с оловом принимает красивый синий цвет.

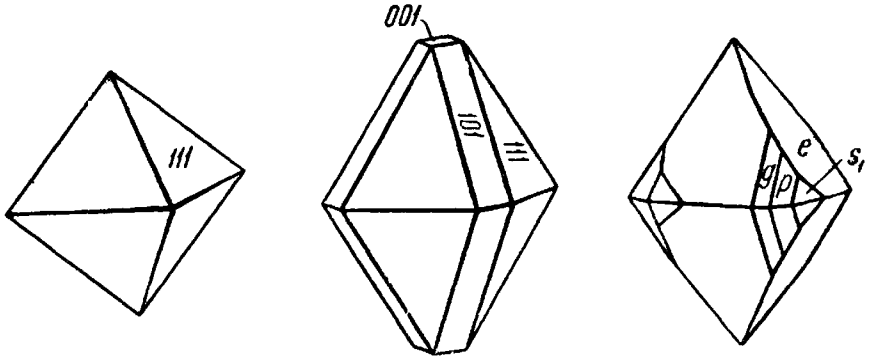


Рис. 253. Кристаллы шеелита
В правой фигуре видно отсутствие вертикальных плоскостей симметрии, *e* {101}, *p* {111}, s_1 {131}, *g* {212}

Происхождение. Шеелит сравнительно часто встречается как гидротермальный минерал в различных по составу руд месторождениях. В небольших количествах он иногда устанавливается в пегматитах. Однако наиболее крупными являются контактово-метасоматические месторождения, где шеелит ассоциирует с силикатами (гранатами, пироксенами и др.), кварцем и нередко с сульфидами, в частности с молибденитом. Часты его находки в вольфрамитоносных, золоторудных и других жильных месторождениях.

В зоне окисления не вполне устойчив. С поверхности в кварцевых жилах на месте шеелита иногда устанавливаются пустоты выщелачивания. Тем не менее шеелит довольно часто обнаруживается в шлихах (в тяжелой фракции).

Практическое значение. Шеелитовые руды, как и вольфрамитовые, служат источником получения вольфрама. О применении этого металла см. выше (вольфрамит).

Месторождения. Из иностранных месторождений следует указать на ряд месторождений контактового происхождения в западных штатах США, крупнейшее месторождение Крамат-Пулай в Малайе, где шеелит нередко встречается в ассоциации с касситеритом в метаморфизованных известняках и сланцах, а также в кварцевых жилах, затем в северной части о. Тасмания и во многих других местах.

ВУЛЬФЕНИТ — $PbMoO_4$.

Химический состав. PbO 61,4%, MoO_3 38,6%. Иногда наблюдаются примеси CaO, CuO, MgO, WO_3, изредка CrO_3 и V_2O_5.

Сингония тетрагональная; пирамидальный в. с. L^4. **Облик кристаллов.** Часто наблюдается в виде квадратных табличек, реже в виде комбинаций тупых или острых пирамид (рис. 254). Сплошные кристаллические агрегаты встречаются сравнительно редко.

Цвет вульфенита восково- или медово-желтый, серый, бурый, иногда оранжевый и даже красный. **Черта** белая или весьма слабо окрашенная. **Блеск** алмазный, жирный в изломе. $Nm = 2{,}40$ и $Np = 2{,}28$.

Твердость 3. **Спайность** по {111} ясная. **Уд. вес** 6,3—7,0.

Диагностические признаки. Для вульфенита обычно характерны медово-желтый цвет, таблитчатый облик кристаллов, алмазный блеск, большой удельный вес и парагенезис с другими свинцовыми минералами зоны окисления.

П. п. тр. плавится. С содой на угле дает королек свинца. С фосфорной солью в окислительном пламени дает желтовато-зеленое, а в восстановительном—темнозеленое стекло (реакция на Mo). В HCl растворяется медленно, покрывается белой пленкой $PbCl_2$.

Происхождение. Как трудно растворимая в воде соль, довольно часто встречается в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений. Источник молибдена может быть двояким: либо молибденовая кислота может приноситься циркулирующими водами из боковых пород, либо образуется в результате окисления и концентрации за счет молибдена, рассеянного в сульфидах самого месторождения.

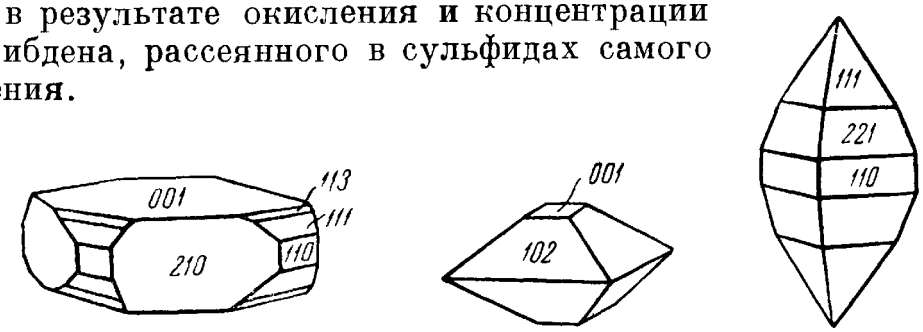


Рис. 254. Кристаллы вульфенита

Обычно вульфенит наблюдается в виде мелких кристалликов и кристаллических корок на стенках пустот выщелачивания. Известны также случаи образования псевдоморфоз вульфенита по другим свинцовым минералам зоны окисления, в частности по церусситу. В этом случае он ассоциирует с церусситом, англезитом и галенитом.

Не исключена также возможность его нахождения в низкотемпературных гидротермальных месторождениях свинцово-цинковых руд.

Практическое значение. В случае наличия существенных количеств этого минерала вместе с другими окисленными минералами свинца может служить объектом добычи с целью получения наряду со свинцом также и молибдена.

Месторождения. Вульфенит довольно часто встречается в зонах окисления месторождении свинца.

3. ВОДНЫЕ МОЛИБДАТЫ И ВОЛЬФРАМАТЫ

Здесь мы кратко опишем пока еще недостаточно изученные водные соли трехвалентного железа.

ФЕРРИМОЛИБДИТ—$Fe_2'''[MoO_4]_3 \cdot 7H_2O$. Сингония ромбическая. Наблюдается в волокнистых или чешуйчатых массах серно-желтого цвета. $Ng=1{,}87—2{,}05$, $Nm=1{,}733—1{,}79$ и $Np=1{,}720—1{,}78$.

Твердость 2. Спайность по {001} средняя. Уд. вес 4,5. Легко плавится. Растворяется в кислотах и разлагается NH_4OH.

Является продуктом изменения молибденита. Встречается в зонах окисления рудных месторождений.

ФЕРРИТУНГСТИТ—$Fe_2'''[WO_4][OH]_4 \cdot 4H_2O$. Сингония гексагональная. Наблюдается в микроскопических пластинках и чешуйчатых агрегатах светложелтого или буровато-желтого цвета. $Nm=1{,}80$ и $Np=1{,}72$. Другие физические свойства не изучены. Разлагается в кислотах с выделением WO_3 желтого цвета). Как продукт окисления вольфрамита был установлен в месторождении Дир Трейл в Уошингтоне (США) и в других местах.

Общие замечания. К этому классу относится сравнительно большое число разнообразных по составу минеральных видов. Общее весовое количество их в земной коре, однако, относительно невелико.

Трехвалентные анионы $[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$ и $[VO_4]^{3-}$ обладают сравнительно крупными размерами, поэтому наиболее устойчивые б е з в о д н ы е соединения типа AXO_4 можно ожидать в сочетании с трехвалентными крупными катионами. Во введении к описанию кислородных солей указывалось, что такими катионами являются ионы редких земель и Bi. Соединения с малыми катионами, как общее правило для всех типичных кислородных солей, гораздо шире представлены в о д н ы м и нормальными солями (с гидратированными катионами).

Из фосфатов двухвалентных металлов, но с дополнительными анионами (OH, F, O, отчасти Cl) или в виде кислых соединений, наиболее устойчивыми являются соединения также с относительно крупными катионами (Ca, Sr и отчасти Pb), а для арсенатов и ванадатов характерны соединения с Pb, причем добавочным анионом служит Cl, и, наконец, двойные соединения Pb или Ca с Cu, Zn, Mg и отчасти с $Mn^{\cdot\cdot}$. Для кальция, кроме того, известны водные кислые соли.

В связи с этим уместно остановиться на сравнении между собой двухводных солей—фосфата и арсената Ca—с сульфатом Ca (гипсом), кристаллизующихся в моноклинной сингонии и имеющих много весьма сходных свойств.

		a_0	b_0	c_0	β	Тв.	Уд. вес
Гипс	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	10,47	15,15	6,28	98°58′	2	2,31
Брушит	$CaHPO_4 \cdot 2H_2O$	10,47	15,15	6,28	95°15′	2	2 25
Фармаколит . .	$CaHAsO_4 \cdot 2H_2O$	10,97	15,40	6,29	96°36′	2—2,5	2,64

На этом примере мы еще раз наглядно убеждаемся в том, что катион H^{1+}, обладающий ничтожными размерами, будучи включен в кристаллическую решетку, практически не влияет на ее размеры. Анионы $[SO_4]^{2-}$ и $[PO_4]^{3-}$, как можно видеть из сопоставления приведенных данных, имеют совершенно одинаковые размеры, а $[AsO_4]^{3-}$—несколько больший. Соответственно анионам, показатели преломления в этих минералах возрастают от гипса к фармаколиту; однако двупреломление у всех этих минералов почти одинаковое. Удельные веса находятся в полном соответствии с атомными весами катионов в комплексных анионах (S^{6+}, P^{5+} и As^{5+}).

Что касается фосфатов и арсенатов двухвалентных малых катионов (Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$, Ni, $Co^{\cdot\cdot}$, $Cu^{\cdot\cdot}$, Zn), то для них, как и следовало ожидать, весьма характерны водные нормальные соли с восемью, четырьмя и тремя молекулами H_2O.

Одновалентные металлы (Na, Li), как правило, образуют двойные соединения с Al^{3+}, а также ряд редких сложных водных солей.

Особое положение по составу среди водных солей занимают так называемые «урановые слюдки» и сложные ванадаты.

Исключительный интерес представляют явления гетеровалентного изоморфизма, нередко устанавливаемые в данном классе соединений, в частности среди фосфатов. Особенно показательные примеры мы находим по изоморфному замещению анионных радикалов.

Так, трехвалентный анион $[PO_4]^{3-}$ может быть замещен одинаково построенными и равновеликими анионами: двухвалентными $[SO_4]^{2-}$ и четырехвалентным $[SiO_4]^{4-}$. При этом могут иметь место разные случаи:

1. Изоморфное замещение в анионной части соединения происходит при сохранении состава и заряда в катионной части. В этом случае величина общего заряда анионов не должна меняться. Это достигается тем, что при замене трехвалентного аниона $[PO_4]^{3-}$ четырехвалентным анионом $[SiO_4]^{4-}$ одновременно в состав минерала входит двухвалентный анион $[SO_4]^{2-}$. Только при этом условии общий заряд аниона может быть сохранен.

В этих случаях кристаллическая структура и физические свойства минеральных видов, естественно, сохраняются. К этому можно добавить, что и среди катионов возможна одновременная замена ионов Ca^{2+} равновеликими ионами Na^{1+}, Y и TR (при сохранении состава и заряда в анионной части).

2. Изоморфное замещение в анионной части соединения может сопровождаться одновременной заменой ионов в катионной части катионами иной валентности. Так, в монаците, имеющем состав $CePO_4$, уже давно было замечено, что иногда в существенных количествах присутствует SiO_2, т. е. анион $[SiO_4]^{4-}$, и одновременно с этим к Ce^{3+} изоморфно примешивается в соответственном количестве катион Th^{4+}, иногда U^{4+} и Zr^{4+}. В последнее время тонкими химическими анализами И. Д. Борнеман-Старынкевич показала, что в некоторых монацитах изоморфная примесь Ca^{2+} сопровождается вхождением в состав анионной части двухвалентного аниона $[SO_4]^{2-}$. Таким образом, общая химическая формула этих разновидностей монацита должна быть написана в следующем виде: $(Ce,Th,Ca)[PO_4,SiO_4,SO_4]$.

Надо указать, что при гетеровалентном изоморфизме не обязательно строгое совпадение количественных соотношений ионов в катионной и анионной частях разных соединений. Важно, чтобы: 1) суммарные положительные и отрицательные заряды были равны; 2) размеры заменяющих ионов были одинаковыми или близкими и 3) общее число катионов и анионов сохранялось при замещении (за исключением, быть может, тех случаев, когда в число катионов входит протон H^{1+}).

На общей характеристике физических свойств весьма разнообразных минералов данного класса мы останавливаться не будем. Это более уместно сделать при описании отдельных групп минералов.

Что касается условий образования относящихся к этому классу многочисленных минералов, то следует сказать, что подавляющее большинство их, особенно водных соединений, связано с экзогенными процессами минералообразования. К числу эндогенных минералов относятся почти исключительно фосфаты, причем большинство образуется в конечных стадиях магматических процессов.

Поскольку среди солей данного класса широко представлены как безводные, так и водные соединения, то, в отличие от сульфатов, все относящиеся сюда минералы делятся на две большие группы:

1) безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты;
2) водные фосфаты, арсенаты и ванадаты.

БЕЗВОДНЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ И ВАНАДАТЫ

Безводные соединения данного класса в природе представлены сравнительно большим числом минералов. Кроме н о р м а л ь н ы х солей ортокислот, известны редкие представители к и с л ы х солей. Гораздо шире распространены о с н о в н ы е соли.

1. ГРУППА МОНАЦИТА

МОНАЦИТ—$(Ce, La...)PO_4$. «Монадзейн» по-гречески—быть уединенным (отсюда происходит слово монах). Встречается обычно в виде единичных кристаллов.

Химический состав. Содержание окисей редких земель (главным образом Ce и La) достигает 50—68%; в виде изоморфной примеси присутствует Y_2O_3 (до 5%). Содержание P_2O_5 обычно колеблется в пределах 22—31,5%. Довольно часто в виде изоморфных примесей устанавливаются также ThO_2 (до 5—10%, в некоторых случаях до 28%), изредка ZrO_2 (до 7%) и наряду с ним SiO_2 (до 6%), а иногда CaO и наряду с ним SO_3.

Таким образом, с кристаллохимической точки зрения мы здесь имеем замечательный пример гетеровалентного изоморфизма. Химическая фор-

мула для таких разновидностей монацита должна иметь следующий вид: $(Ce,La,Th,Ca)[PO_4,SiO_4,SO_4]$. В очень незначительных количествах устанавливаются также MgO, MnO, PbO, Fe_2O_3, Al_2O_3 и H_2O.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Облик кристаллов** обычно таблитчатый по {100} (рис. 255), реже призматический, изометрический и пирамидальный. Из форм распространены: пинакоиды {100}, {010}, {101}, призмы {110}, {011} и др. Часто наблюдается штриховка. Двойники по (100). Встречается обычно в мелких кристаллах; вес отдельных экземпляров изредка достигал нескольких килограммов.

Цвет монацита желтовато-бурый, коричневый, красный, изредка зеленый. **Блеск** сильный стеклянный, жирный.. $Ng = 1{,}837$, $Nm = 1{,}787$ и $Np = 1{,}785$.

Твердость 5—5,5. **Спайность** иногда совершенная по {001}. **Уд. вес** 4,9—5,5. **Прочие свойства.** Часто радиоактивный (присутствие ThO_2).

Диагностические признаки. В пегматитах и гранитах обычно узнается по характерным таблитчатым формам непрозрачных кристаллов темно-желтои или красновато-бурой окраски.

П. п. тр. почти не плавится. Порошок монацита, смоченный H_2SO_4, при прокаливании окрашивает пламя в зеленый цвет. В HCl с трудом растворяется, выделяя белый осадок. С бурой дает стекло, в горячем виде желтое или желтовато-красное, по охлаждении бесцветное.

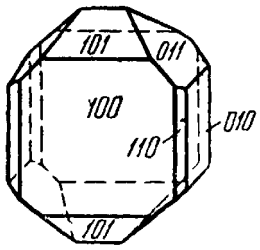


Рис. 255. Таблитчатый кристалл монацита

Происхождение. Обычно этот минерал встречается в пегматитах, иногда гранитах и гнейсах в парагенезисе с полевыми шпатами, цирконом ($ZrSiO_4$), в некоторых случаях с магнетитом, ильменитом и другими минералами. Однако известны находки его в доломитовых прожилках гидротермального происхождения в ассоциации с магнетитом.

При разрушении коренных месторождений монацит, как химически устойчивый минерал, переходит в россыпи (речные и морские).

Практическое значение. Как источник редких земель и тория монацит представляет промышленный интерес. Добывается почти исключительно из россыпей путем промывки, при которой благодаря большому удельному весу накопляется в тяжелой фракции.

Применение редких земель, преимущественно церия, весьма разнообразно. В настоящее время они главным образом используются при производстве пирофорных сплавов и цериевых углей для дуговых ламп в прожекторах. Применяются они также при изготовлении особых сортов стекол, пропускающих световые лучи, но отражающих ультрафиолетовые и большую часть тепловых лучей, затем в производстве прочных легких сплавов (например церия с магнием, алюминием и др.), в качестве катализаторов в различных отраслях химической промышленности, а также в качестве красителей и для многих других целей.

Месторождения. Из месторождений монацита следует отметить пегматиты Мадагаскара (в Анказобе и на горе Волхамбохитра), где встречаются его кристаллы очень крупных размеров, а также большие речные и морские россыпи в Бразилии (Минас-Жерайж), где производится его специальная добыча.

КСЕНОТИМ—YPO_4. «Ксенос» по-гречески—чужой, «тими»—честь.

Химический состав. Содержание Y_2O_3 теоретически должно достигать 63,1%. Обычно в небольших количествах содержит редкие земли (Er, Ce и др.), иногда ThO_2, UO_2 (до 5%), ZrO_2 (до 3%), SnO_2, SiO_2 (до 9%) и др. Разновидность, называемая гуссакитом, содержит SO_3 до 6% (и, вероятно, CaO).

Сингония тетрагональная. **Облик кристаллов.** Встречается в кристаллах призматического облика, похожих на кристаллы касситерита и циркона, а также в сплошных массах. По кристаллической структуре близок к группе

рутила. Кристаллы обычно представляют комбинацию {110}, {010} и {011}. Реже встречаются другие формы.

Цвет ксенотима желтовато-бурый, красный, серый. **Черта** светлобурая или красноватая. **Блеск** стеклянный, восковой или жирный. $Ng = 1{,}815$ и $Nm = 1{,}720$.

Твердость 4—5. Излом неровный. Хрупкий. Иногда наблюдается спайность по призме {110}. **Уд. вес** 4,45—4,59. **Прочие свойства.** Часто радиоактивен.

Диагностические признаки. От похожих на него циркона, рутила и касситерита легко отличается по более низкой твердости, а в тонких шлифах—по оптическим свойствам.

П. п. тр. не плавится. В обычно употребляемых кислотах не растворяется. Смоченный H_2SO_4, окрашивает пламя в синевато-зеленый цвет.

Происхождение. Встречается в гранитах и пегматитах в виде мелких рассеянных кристалликов, нередко в ассоциации с цирконом, с которым иногда образует ориентированные срастания с апатитом, ортитом, монацитом и др.

Как относительно устойчивое соединение, ксенотим при разрушении пород, в которых он присутствует, переходит в россыпи.

Месторождения. Наибольшей известностью пользуются месторождения ксенотимсодержащих пегматитов и россыпей Бразилии (Минас-Жерайж), Норвегии (Гитерё близ Арендаля, Крагерё в Телемаркене), Швеции (Иттерби) и др.

2. ГРУППА АПАТИТА

Группа апатита представлена соединениями типа $A_5[XO_4]_3Z$, в которых роль катионов играют Ca^{2+}, Pb^{2+} и в виде изоморфных примесей иногда TR^{3+}, Y^{3+}, Mn^{2+} и Sr^{2+}, а в качестве добавочных анионов участвуют F^{1-}, Cl^{1-}, $[OH]^{1-}$, O^{2-} и $[CO_3]^{2-}$.

Замечательной особенностью этой группы является также то, что комплексный анион $[PO_4]^{3-}$ может быть частично замещен более слабым анионом $[SiO_4]^{4-}$, но в комбинации с более сильным анионом $[SO_4]^{2-}$ (если при этом не происходит изменения зарядов в катионах).

ФТОР- и ХЛОРАПАТИТ—$Ca_5[PO_4]_3F$ и $Ca_5[PO_4]_3Cl$. «Апатао» по-гречески—обманываю. В прежнее время его часто ошибочно принимали за другие минералы призматического или шестоватого облика (берилл, диопсид, турмалин и др.).

Химический состав. Для фторапатита: CaO 55,5%, P_2O_5 42,3%, F 3,8%. Для хлорапатита: CaO 53,8%, P_2O_5 41%, Cl 6,8%. Более распространен фторапатит. Часто наряду с F присутствуют, обычно в незначительных количествах, Cl, OH и CO_3. Изоморфными примесями к CaO иногда являются Na_2O, редкие земли, главным образом Ce_2O_3 (до 5%), MgO (до нескольких процентов); в незначительных количествах присутствуют Fe_2O_3, Al_2O_3 и др.

Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC. **Кристаллическая структура.** Элементарная ячейка в проекции на плоскость (0001) имеет вид ромба (рис. 256), по вершинам которого располагаются ионы F^{1-}, сидящие на шестерных винтовых осях в центрах гексагонов (рис. 257).

Ионы кальция занимают двоякое положение. Одни из них располагаются по длинным диагоналям ромбов (на расстоянии одной трети от вершин) на тройных поворотных осях (см. рис. 256 и 257) и образуют непрерывные цепочки (колонки) параллельно оси *c*. В этих колонках каждый ион кальция связан с девятью кислородными ионами. Друг с другом эти колонки связаны с помощью тетраэдрических групп и в целом образуют как бы полый внутри цилиндр (рис. 257), в котором по оси канала располагаются ионы F^{1-}. По стенкам этих же каналов сидят другие ионы кальция, и притом таким образом, что с каждым ионом F на его уровне связаны три иона Ca (см. рис. 256). Так как на соседних уровнях положения ионов Ca вокруг

иона F повернуты на 180°, то в целом не только эти каналы, но и вся структура имеет гексагональный облик.

Облик кристаллов. Апатит часто встречается в виде хорошо образованных выросших или наросших в пустотах кристаллов в форме шестигранных призм и игл, изредка в виде короткостолбчатых или таблитчатых форм (рис. 258). Из граней обычно представлены призма $\{10\bar{1}0\}$, пинакоид $\{0001\}$, дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$, $\{11\bar{2}1\}$ и др. Грани призм бывают покрыты вертикальными

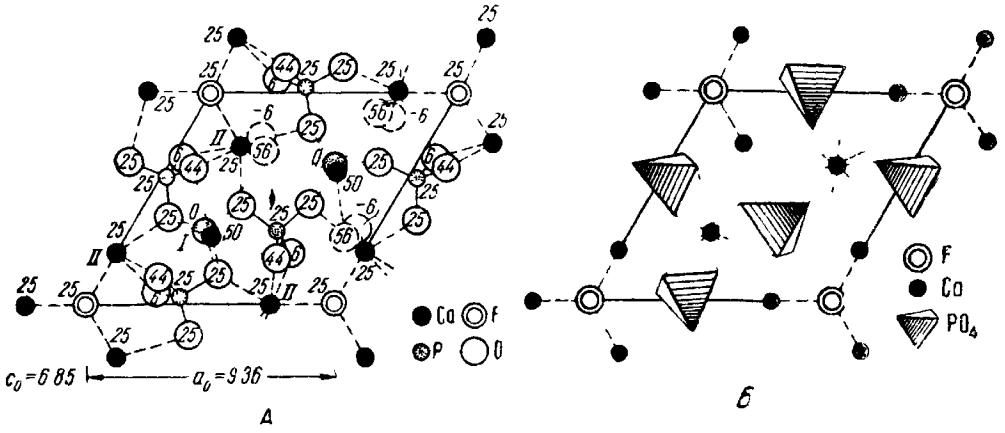


Рис. 256. Строение элементарной ячейки фторапатита в двух изображениях в проекции на плоскость (0001)

Показано положение ионов лишь нижней половины ячейки. В верхней половине имеет место аналогичное расположение ионов, но только в положении, повернутом на 180° (общий вид см. на рис. 257)

штрихами. **Агрегаты.** Широко распространен также в виде зернистых, плотных, тонкокристаллических, иногда поперечножилковатых и землистых масс. В осадочных породах большим распространением пользуются различные конкреционные формы скоплений апатита, обычно содержащих многочисленные включения песчинок посторонних минералов (кварца, глауконита, кальцита и др.). Эти скопления носят общее название ф о с ф о р и т о в. Встречаются также псевдоморфозы по костям животных и обломкам древесины, нередко с сохранением всех деталей строения, устанавливаемых под микроскопом.

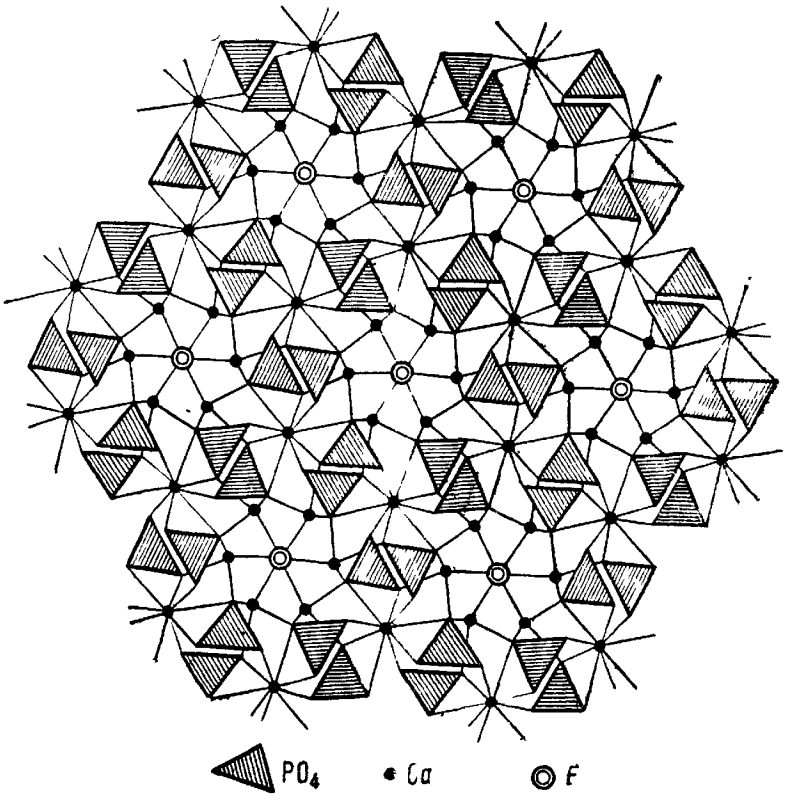


Рис. 257. Общий вид кристаллической решетки фторапатита в проекции на плоскость (001)

Цвет. Бесцветный (прозрачный), белый, чаще бледнозеленый до изумрудно-зеленого, голубой, желтый, бурый, фиолетовый. **Блеск** стеклянный, а на поверхностях излома жирный. Для чистого фторапатита: $Nm = 1{,}633$ и $Np = 1{,}629$.

Твердость 5. Хрупок. Излом неровный, иногда раковистый. **Спайность** по $\{0001\}$ несовершенная. **Уд. вес** 3,18—3,21.

Диагностические признаки. Для кристаллов апатита характерен шестигранный призматический облик. От похожих на него кристаллов берилла и аквамарина отличается более низкой твердостью.

П. п. тр. трудно плавится, даже в тонких осколках. Порошок, смоченный H_2SO_4, окрашивает пламя в голубовато-зеленый цвет. В HNO_3, HCl и H_2SO_4 растворяется. Азотнокислый раствор с молибденовокислым аммонием дает реакцию на фосфор.

Происхождение. Как один из позднейших магматических минералов в виде микроскопических зерен присутствует во многих изверженных породах; в сравнительно редких случаях среди щелочных пород (нефелиновых сиенитов) в форме сплошных зернистых масс в ассоциации с силикатами (нефелином, сфеном, иногда цирконом, везувианом и др.).

В довольно крупных шестоватых или призматических кристаллах устанавливается во многих пегматитах кислых и щелочных изверженных пород, иногда в контактово-метасоматических образованиях в парагенезисе с различными минералами.

Встречается он и в некоторых гидротермальных жильных месторождениях, являясь спутником таких минералов, как касситерит, флюорит и др. В жилах альпийского типа наблюдаются короткостолбчатые и даже плоские формы кристаллов апатита.

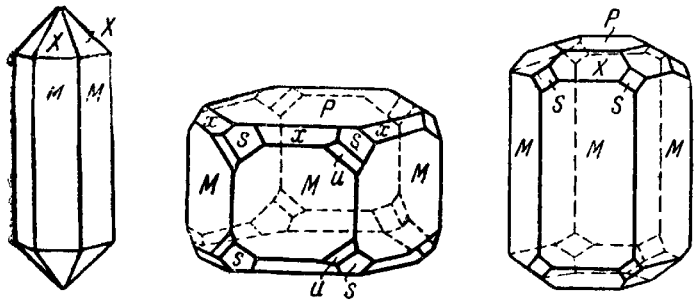


Рис. 258. Кристаллы апатита. $M\{10\bar{1}0\}$, $P\{0001\}$, $X\{10\bar{1}1\}$, $S\{11\bar{2}1\}$ $n\{21\bar{3}1\}$
Наличие последней формы указывает на отсутствие вертикальных плоскостей симметрии

При процессах выветривания известняков, обогащенных фосфором, в карстах и пустотах от выщелачивания иногда образуются скопления бурых фосфоритов, обладающих подобно агатам концентрически-зональным строением.

Многие крупные месторождения фосфатов кальция образуются в морских осадочных породах сложным биохимическим путем, будучи приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам. Фосфориты представлены конкрециями или желваками самых различных форм, реже сплошными массами среди глинистых и глауконитовых песков и песчаников. Необходимо упомянуть также об образовании фосфоритов за счет экскрементов морских птиц, населяющих пустынные места морских берегов, сложенных известняками или другими кальцийсодержащими породами.

Благодаря своей относительной химической устойчивости апатит встречается в россыпях.

Практическое значение. Главной областью применения (до 90%) апатита и фосфоритов является приготовление искусственных удобрений (различных суперфосфатов и термофосфатов). В химической промышленности из апатитов добываются фосфорная кислота и различные соли, а также фосфор, употребляемый главным образом в спичечной промышленности. Из богатых фтором апатитов попутно получается ценная для ряда отраслей промышленности кремнефтористоводородная кислота. В керамической промышленности из апатита получается «костяной фарфор».

Месторождения. На территории СССР находится ряд крупнейших месторождений апатита и фосфорита. Из месторождений фосфоритов упомянем о крупнейшем месторождении Южно-Русской впадины, представленном фосфоритоносным горизонтом, выходы которого в верхнемеловых отложениях с перерывами прослеживаются на огромной площади от Подолии (Западная Украина) до берегов р. Волги (Саратовская область); на севере эта граница проходит через Курскую область, на юге—через южную окраину Донецкого бассейна. Фосфорит—сильно песчанистый, залегает в виде желваков или слоев небольшой мощности. Другое очень крупное месторождение сплошных слоистых масс высококачественного фосфорита сравнительно недавно открыто в горах хребта Кара-Тау (Южно-Казахстанская область) в нижнепалеозойских осадках. Фосфоритовые массы различных

темных оттенков местами имеют оолитовое строение. Из месторождений апатита следует упомянуть Слюдянское (у оз. Байкал), где встречаются замечательные кристаллы этого минерала.

Из наиболее крупных иностранных месторождений отметим: пластовые залежи фосфорита пермского возраста западных штатов США (Айдао, Уайоминг, Юта, Монтана) и месторождения среди нижнетретичных отложений вдоль побережья Алжира, Туниса и Марокко.

ПИРОМОРФИТ—$Pb_5[PO_4]_3Cl$. «Пирос» по-гречески—огонь, «морфе»—форма.

Химический состав. PbO 82,0%, P_2O_5 15,4%, Cl 2,6%. В некоторых случаях устанавливается CaO до 8—9%, а также As_2O_5 до 4%. Иногда устанавливается примесь хрома (очевидно, в виде CrO_3), окрашивающая в ярко красный цвет, изредка V_2O_5.

Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC. **Кристаллическая структура** аналогична структуре апатита (см. выше). **Облик кристаллов.** Обычно встречается в виде призматических или столбчатых кристаллов (рис. 259). Наблюдаются бочонковидные и игольчатые формы. Нередки параллельно сросшиеся кристаллы. **Агрегаты.** Помимо обычно распространенных друз мелких кристаллов, часто можно наблюдать кристаллические, почковидные и шаровидные образования.

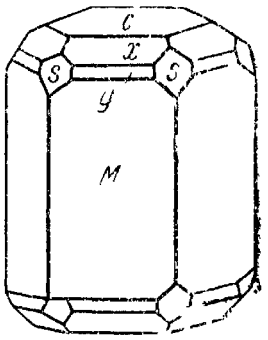


Рис. 259. Кристалл пироморфита
$c\{0001\}$, $M\{10\bar{1}0\}$, $y\{20\bar{2}1\}$, $x\{10\bar{1}1\}$, $S\{11\bar{2}1\}$

Цвет. Различные оттенки зеленого, желтого и бурого цветов. Реже встречаются разности, окрашенные хромом в яркокрасный или оранжево-желтый цвет. Часто окраска бывает зональной. **Черта** белая, иногда желтоватая. **Блеск** алмазный, жирный. $Nm = 2{,}050$ и $Np = 2{,}042$.

Твердость 3,5—4,0. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 6,7—7,1. Для разностей, богатых кальцием, снижается до 5,9.

Диагностические признаки. Кристаллы пироморфита отличаются от апатита по удельному весу и алмазному блеску. От миметезита и ванадинита часто невозможно отличить без химических реакций.

П. п. тр. очень легко сплавляется в шарик, который по охлаждении быстро раскристаллизовывается и образует как бы полиэдр. С содой дает королек свинца. На угле образует желтый налет $PbCl_2$. Растворяется в HNO_3, а также в KOH (если не содержит извести).

Происхождение. Пироморфит является минералом почти исключительно экзогенного происхождения, образуясь в зонах окисления сульфидных свинцовых или свинцово-цинковых месторождений (в виде друз мелких кристалликов и кристаллических корок в пустотах выщелачивания). Источник фосфорной кислоты, очевидно, заключается в поверхностных водах, воздействующих на свинцовые минералы в зоне окисления.

Часты псевдоморфозы пироморфита по церусситу и галениту. Известны случаи и обратного явления, т. е. замещения пироморфита галенитом с периферии кристаллов, происходящие в каких-то особых условиях.

Установлены также псевдоморфозы по пироморфиту ванадинита, вокеленита, вульфенита, каламина, халцедона и кальцита.

Как эндогенный минерал указывается в некоторых низкотемпературных гидротермальных жильных месторождениях, образовавшихся вблизи поверхности.

Практическое значение. Вместе с другими свинцовыми минералами зоны окисления пироморфит представляет интерес как источник свинца. В больших количествах он встречается очень редко.

Месторождения. Пироморфит в качестве спутника часто можно встретить в зонах окисления многих месторождений. В СССР он наблюдается в зоне

окисления Березовского золоторудного месторождения на Урале (совместно с крокоитом). Пироморфит с небольшой примесью As_2O_5 в виде прекрасных кристаллов был установлен в Шилкинском и Зерентуевском месторождениях (Восточное Забайкалье), а также в Кызыл-Эспе (Казахстан) и в других местах.

МИМЕТЕЗИТ — $Pb_5[AsO_4]_3Cl$. «Миметес» по-гречески — подражатель. Имеется в виду сходство с пироморфитом.

Химический состав. PbO до 74,9%, As_2O_5 до 23,2%, Cl до 2,4%. В виде изоморфных примесей нередко устанавливаются P_2O_5, Sb_2O_5, также CaO до 10—14% и изредка BaO и CrO_3.

Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC. **Облик кристаллов.** Как правило, встречается в призматических (рис. 260), нередко игольчатых формах. Известны бочонковидные, таблитчатые и дипирамидальные кристаллы. **Агрегаты.** В пустотах наблюдается в виде друз и розеток мелких кристаллов, корочек, реже в сплошных натечных и землистых массах.

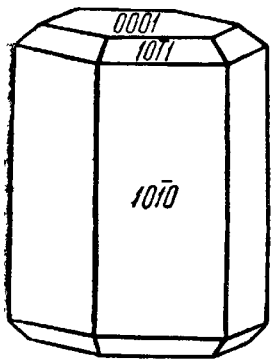


Рис. 260. Кристалл миметезита

Цвет. Чистые разности прозрачны и бесцветны. Чаще бывает окрашен в медово-желтый, бурый или зеленый цвет. **Черта** белая. **Блеск** алмазный, жирный. $Nm = 2{,}135$ и $Np = 2{,}120$.

Твердость 3,5. Хрупок. Излом раковистый, неровный. **Спайность** практически отсутствует. **Уд. вес** 7,19—7,25.

Диагностические признаки. От пироморфита и ванадинита с уверенностью можно отличить лишь с помощью химических реакций.

П. п. тр. на угле плавится труднее пироморфита и, отделяя пары окисляющегося мышьяка с чесночным запахом, дает королек свинца. В H_2SO_4 и HCl растворяется с выделением в виде труднорастворимого осадка $PbSO_4$ и $PbCl_2$.

Происхождение. Как и пироморфит, встречается в зонах окисления сульфидных свинцово-цинковых месторождений, но значительно реже. Источником мышьяка, по всей вероятности, являются окисляющиеся арсениды, сульфоарсениды и сульфоарсениты, в частности арсенопирит и блеклые руды, наблюдаемые в виде примесей в первичных свинцовых.

В литературе описан также случай образования эндогенного миметезита в низкотемпературном гидротермальном месторождении Лилли в провинции Сика-Сика (Боливия) в прожилках с кварцем, халцедоном, кальцитом и др.

Месторождения. В СССР в виде почковидных образований и кристаллов был установлен в ряде месторождений свинцово-цинковых руд Восточного Забайкалья (Нерчинский район): Трехсвятительском, Спасском, Кличкинском, Кадаинском, а также в Кызыл-Эспе (Казахстан) и в других местах.

Из иностранных месторождений следует упомянуть Тсумеб близ Отави (Юго-Западная Африка), где встречались крупные, прекрасно образованные кристаллы, Чихуахуа (Мексика) и Тинтик в Юта (США).

ВАНАДИНИТ—$Pb_5[VO_4]_3Cl$. Название дано по содержанию ценного элемента—ванадия.

Химический состав. PbO 78,3%, V_2O_5 19,3%, Cl 2,4%. В незначительных количествах иногда присутствуют P_2O_5, As_2O_5 и др.

Сингония гексагональная; дипирамидальный в. с. L^6PC. **Облик кристаллов.** Кристаллы, как правило, мелки и имеют призматический (рис. 261) или игольчатый облик. Нередко наблюдаются кристаллики в виде полых призм или узких дипирамид, образующих кристаллические щетки в пустотах, а также параллельные сростки призматических кристаллов (рис. 262), известные, впрочем, и у пироморфита. Встречается в почковидных агрегатах с радиальнолучистым или волокнистым строением.

Цвет ванадинита желтый, бурый, иногда красный. **Черта** белая или бледножелтая. **Блеск** алмазный, жирный. $Nm = 2{,}354$ и $Np = 2{,}299$.

Твердость 3,0. Хрупок. Излом неровный. **Спайность** не наблюдается. **Уд. вес** 6,66—7,10.

Диагностические признаки. Ванадинит обладает меньшей твердостью, чем пироморфит и миметезит. Более уверенное определение следует, однако, производить с помощью паяльной трубки и химических реакций.

П. п. тр. на угле, растрескиваясь, легко плавится и превращается в черную блестящую массу, которая в восстановительном пламени дает королек свинца. При этом уголь покрывается желтым налетом $PbCl_2$. Стекло фосфорной соли в восстановительном пламени в горячем состоянии красновато-желтое, при охлаждении оно принимает чисто зеленый цвет (реакция на ванадий). Растворение порошка минерала в капле разведенной HNO_3 на предметном стекле и последующее выпаривание досуха приводят к образованию темнокрасного остатка (другие минералы этой группы дают белые или серые остатки).

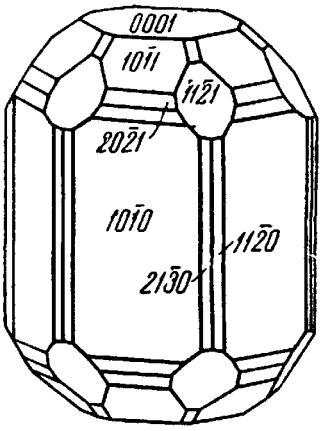


Рис. 261. Кристалл ванадинита

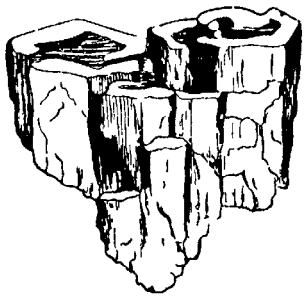


Рис. 262. Сросток несовершенно образованных кристаллов ванадинита

Происхождение. Так же как пироморфит и миметезит, образуется в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, располагающихся преимущественно среди карбонатных пород. Установлены псевдоморфозы по пироморфиту.

Практическое значение. В случае значительных скоплений ванадинитсодержащие руды представляют промышленный интерес как источник ванадия.

Месторождения. В месторождении Сулейман-Сай (Южно-Казахстанская область) ванадинит был встречен в существенных количествах в виде хорошо образованных кристаллов, а также в виде землистых и рыхлых масс и корок, облекающих остатки не окисленного мелкозернистого галенита. Из иностранных месторождений отметим Брокен-Хилл (Северная Родезия) и Ламентос в Чихуахуа (Мексика), представляющее интерес в том отношении, что ванадинит, деклуазит и вульфенит образовали здесь скопления в низах зоны окисления.

Обобщение. Как следует из описания, минералы рассмотренной группы наряду с общими свойствами обладают и существенными отличиями, зависящими от химического состава относящихся сюда соединений. Сравним между собой главнейшие особенности наиболее важных минералов (табл. 11).

Таблица 11

Важнейшие свойства главных минералов группы апатита

Наименование минерала	Уд. вес	Твердость	Коэфициент преломления		Блеск
			Nm	*Np*	
Фторапатит — $Ca_5[PO_4]_3F$	3,2	5	1,633	1,629	Стеклянный
Пироморфит — $Pb_5[PO_4]_3Cl$	6,9	3,5—4	2,050	2,042	Алмазный
Миметезит — $Pb_5[AsO_4]_3Cl$	7,2	3,5	2,135	2,120	»
Ванадинит — $Pb_5[VO_4]_3Cl$	7,0	3,0	2,354	2,299	»

Из сопоставления свойств пироморфита, миметезита и ванадинита легко видеть, что по мере последовательной замены в комплексном анионе XO_4 P на As и V твердость минерала понижается, а коэфициенты преломления, наоборот, возрастают. Различия в удельном весе незаметны вследствие того, что во всех их сильно преобладает над остальными элементами содержание тяжелого металла—свинца.

Большие различия в свойствах между апатитом и только что разобранными минералами вполне естественны.

3. ГРУППА АМБЛИГОНИТА—ТРИПЛИТА

АМБЛИГОНИТ — $LiAl[PO_4]F$. Сингония, триклинная. Встречается иногда в крупных плохо образованных кристаллах. Цвет белый с зеленоватым, голубоватым, желтоватым и другими оттенками Полупрозрачен. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. Твердость 6. Хрупкий. Спайность по {001} наиболее совершенная Уд. вес 2,98—3,15.

П. п. тр. легко плавится, вспучиваясь. Пламя окрашивается в красный цвет (присутствие лития). С порошком магния дает реакцию на фосфор. Растворим в H_2SO_4.

Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с другими литийсодержащими минералами в Эстремадуре (Испания), Геброн в штате Мэйн (США) и в других местах.

ЛИТИОФИЛИТ—$Li(Mn,Fe)PO_4$. Редкий. Сингония ромбическая. Цвет бледнорозовый, желтый, красно-бурый, голубой. Черта белая или светло-окрашенная. Блеск стеклянный. Твердость 4,5—5. Спайность по {001} совершенная и по {010} менее совершенная. Уд. вес 3,5.

П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в красный цвет. В кислотах растворяется. Дает реакции на Mn, Fe и P.

Встречен в пегматитах с кварцем, бериллом и минералами Li в Брэнчвилл в штате Коннектикут (США) и в других местах.

ТРИПЛИТ—$(Mn,Fe)_2[PO_4]F$. В виде изоморфной примеси содержит Ca и Mg. Сингония моноклинная. Встречается в сплошных массах. Цвет бурый или розовый. Твердость 4—5. Спайность выражена слабо. Уд. вес 3,44—3,87.

П. п. тр. легко плавится в черный магнитный шарик; с бурой в окислительном пламени дает фиолетовое стекло (Mn). С порошком магния дает реакцию на фосфор. Растворим в HCl.

Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с кварцем, бериллом, апатитом, флюоритом и другими минералами, а также в некоторых гидротермальных жилах. В СССР встречен в гидротермальных месторождениях Бурят-Монголии в ассоциации с кварцем, родохрозитом и др.

ВОДНЫЕ ФОСФАТЫ, АРСЕНАТЫ И ВАНАДАТЫ

1. ГРУППА ВИВИАНИТА

Минералы, относимые в эту группу, представлены водными нормальными фосфатами и арсенатами с восемью молекулами воды, гидратирующими катионы: Fe, Ni, Co.

ВИВИАНИТ—$Fe_3''[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. **Химический состав.** FeO 43,0%, P_2O_5 28,3%, H_2O 28,7%. Часто устанавливается окись железа, образующаяся за счет закиси при окислении.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. **Облик кристаллов** обычно призматический (рис. 263), шестоватый, игольчатый. **Агрегаты.** Часто наблюдается в радиальнолучистых, звездчатых, нередко почковидных,

шаровидных агрегатах, а также в землистых массах («синяя железная земля»).

Цвет. В неизмененном виде—светлых оттенков и даже бесцветный, прозрачный; при частичном окислении на воздухе становится серовато-синим или серовато-зеленым, темносиним до черно-синего. **Черта** неокисленного минерала бесцветная, а окисленных разностей—голубовато-белая, синяя или бурая. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1{,}633$, $Nm=1{,}603$ и $Np=1{,}579$.

Твердость 1,5—2. Хрупок. **Спайность** весьма совершенная по {010}. **Уд. вес** 2,95.

Диагностические признаки. Частично окисленные разности вивианита легко узнаются по зеленовато-синей и синей окраске, цвету черты и низкой твердости. Весьма характерны также лучисто-игольчатые, шестоватые, звездчатые агрегаты, довольно часто наблюдаемые в полостях скоплений гидроокислов железа, ископаемых костей животных и раковин.

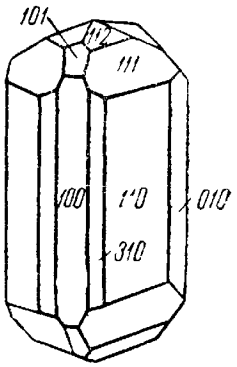


Рис. 263. Кристалл вивианита

П. п. тр. краснеет и сплавляется в серый блестящий магнитный королек (в восстановительном пламени). С фосфорной солью дает стекло, характерное для железа. При накаливании в стеклянной трубке выделяет много воды, дающей нейтральную реакцию, вспучивается и принимает серый, местами красный цвет. В HCl и HNO_3 легко растворяется.

Происхождение. Вивианит образуется при экзогенных процессах, но в условиях восстановительной среды. Источником фосфора часто являются органические остатки. Обычно распространен в железорудных осадочных месторождениях, богатых фосфором, и в торфяниках (в виде землистой разности) в сопровождении сидерита и других минералов закиси железа.

Практическое значение. В тех случаях, когда встречается в больших количествах, используется в виде дешевой синей краски.

Месторождения, в которых встречается вивианит, весьма многочисленны. У нас известностью пользуются кристаллические лучистые агрегаты в раковинах и пустотах в месторождениях бурых железняков Керченского полуострова (в Крыму) и на Таманском полуострове. Землистый вивианит широко распространен также в болотных рудах железа, например в Московской области.

АННАБЕРГИТ—$Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Назван по месту нахождения (месторождение Аннаберг в Саксонии). Синоним: никелевые цветы.

Химический состав. NiO 37,5%, As_2O_5 38,5%, H_2O 24,0%. Иногда содержит в незначительных количествах в виде изоморфных примесей Co, Fe, Mg, изредка Ca.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. Кристаллы волосистого облика встречаются очень редко. Обычно наблюдается в виде землистых масс.

Цвет аннабергита яблочно-зеленый до темнозеленого. **Черта** слабо окрашенная в зеленый цвет. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}687$, $Nm=1{,}658$ и $Np=1{,}622$.

Твердость 2,5—3. Хрупок. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 3,0.

Диагностические признаки. Характерны зеленый цвет и ассоциация с арсенидами никеля: никелином, хлоантитом и др., за счет которых он обычно образуется.

П. п. тр. плавится, выделяя мышьяк и образуя серовато-черный королек (в восстановительном пламени). В кислотах легко растворяется. Эффектна реакция с диметилглиоксимом на Ni.

Происхождение. Аннабергит встречается исключительно в зонах окисления рудных месторождений, содержащих в первичных рудах арсениды никеля. Как правило, он непосредственно замещает их.

Месторождения. В значительных скоплениях был известен в месторождениях никелевых арсенидов Аннаберг и Шнееберг в Саксонии (Германия). Находки его у нас на Урале, Северном Кавказе и в других местах имеют лишь минералогическое значение.

ЭРИТРИН—$Co_3[AsO_4] \cdot 8H_2O$. «Эритрос» по-гречески—красный. Синоним: кобальтовые цветы.

Химический состав. CoO 37,5%, As_2O_5 38,5%, H_2O 24,0%. В виде изоморфной примеси устанавливаются Ni, Mg, Fe, Ca, а также механические примеси посторонних веществ.

Сингония моноклинная; призматический в. с. L^2PC. Редко встречающиеся кристаллы мелки. Обладают игольчатым или тонкопластинчатым обликом. Обычно распространен в виде землистых масс («кобальтовый обмет»).

Цвет эритрина малиновый, персиково-красный, темнорозовый. **Черта** бледнокрасная. **Блеск** кристаллов стеклянный, на плоскостях спайности—перламутровый отлив. $Ng=1{,}701$, $Nm=1{,}663$ и $Np=1{,}629$.

Твердость 1,5—2,5 до 1 (для землистых масс). **Спайность** по {010} весьма совершенная. **Уд. вес** 2,95.

Диагностические признаки. Легко узнается по бросающемуся в глаза розовому или красному цвету, землистому состоянию и ассоциации с арсенидами кобальта: кобальтином, смальтином и др.

П. п. тр. сплавляется в серый шарик, выделяя запах мышьяка и окрашивая пламя в светлосиний цвет. Очень характерны густые синие перлы буры и фосфорной соли. В закрытой трубке выделяет много воды. Растворяется в HCl, раствор имеет розово-красный цвет.

Происхождение. Так же как и аннабергит, встречается в зонах окисления месторождений, руды которых содержат арсениды кобальта. Известны псевдоморфозы по смальтину.

Месторождения. Месторождения те же, что аннабергита, так как арсениды никеля и кобальта, как мы знаем, встречаются большей частью совместно. Однако в ряде месторождений присутствуют только арсениды кобальта, поэтому эритрин не сопровождается аннабергитом. Таковы, например, Дашкесанское (Азербайджанская ССР), Ак-Джилга (в Алайском хребте, Средняя Азия) и др.

2. ГРУППА СКОРОДИТА

СКОРОДИТ $Fe'''[AsO_4] \cdot 2H_2O$. «Скородон» по-гречески—чеснок. Назван по характерному запаху, похожему на запах чеснока, издаваемому при резком ударе по минералу.

Химический состав. Fe_2O_3 34,6%, As_2O_5 49,8%, H_2O 15,6%. Известны разности с содержанием Al_2O_3 до 7,1%—алюмоскородит. В сплошных массах часты загрязнения посторонними примесями.

Сингония ромбическая; дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** дипирамидальный, иногда в комбинации с призмами (рис. 264). Нередко наблюдается в мелкокристаллических друзах. Обычно распространен в плотных землистых массах.

Цвет скородита зеленовато-белый, яблочно-зеленый, голубовато-зеленый, буровато-серый, иногда белый (в скрытокристаллических землистых массах). Нечистая, частично гидролизированная разность, окрашенная гидроокислами железа,—питтицит—красновато-бурого цвета. $Ng=1{,}79$—$1{,}81$, $Nm=1{,}77$—$1{,}79$ и $Np=1{,}76$—$1{,}78$.

Твердость 3,5. Хрупок. **Излом** неровный. **Спайность** несовершенная по {100}. **Уд. вес** 3,3.

Диагностические признаки. Характерны бледнозеленые тона окраски пирамидальных кристалликов в пустотах или сплошных, часто матовых

масс. Очень характерна ассоциация с остатками незамещенного арсенопирита.

П. п. тр. легко плавится, окрашивая пламя в голубой цвет и издавая запах чеснока. На угле с содой образует черный магнитный шлак. Легко растворяется в HCl и частично в HNO_3. Раствор KOH быстро окрашивает порошок минерала в красновато-бурый цвет.

Происхождение. Образуется иногда в значительных массах в зонах окисления богатых арсенопиритом месторождений. Обычно развивается непосредственно по арсенопириту и лёллингиту метасоматическим путем.

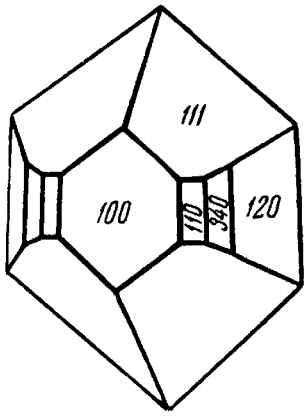


Рис. 264. Кристалл скородита

Месторождения. В СССР встречается во многих месторождениях сульфидных руд, богатых арсенопиритом. В месторождении Брич-Мулла (к северо-востоку от Ташкента) скородит найден в больших количествах как в виде плотных зернистых масс, так и в виде скрытокристаллических гелевидных образований с восковым блеском различной окраски: белой, зеленой всех оттенков, бурой и даже черной. Из других месторождений укажем: Такели в горах Карамазара (Таджикская ССР), Кочкарское и Джетыгаринское (Ю. Урал), Запокровское (Восточное Забайкалье) и др.

3. ГРУППА УРАНОВЫХ СЛЮДОК

Под этим названием подразумевается довольно обширная группа водных основных фосфатов, арсенатов и ванадатов, представляющих главным образом двойные соли двухвалентных металлов: Cu^{2+} и Ca^{2+}, затем Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Ba^{2+}, Pb^{2+} и K^{1+} с U^{6+}; последний, как считают, с добавочными анионами O^{2-} образует комплексный катион $[UO_2]^{2+}$. Наиболее распространены соединения с восемью частицами H_2O. Следует добавить, что выявлены далеко еще не все встречающиеся в природе минеральные виды, относящиеся к этой группе.

Характернейшей их особенностью является совершенная спайность по одному направлению, что сближает их со слюдами.

Кристаллические структуры урановых слюдок типичные слоистые. Слои представлены, очевидно, двойными листами тетраэдрических групп XO_4, связанными между собой катионами U^{6+}, находящимися в шестерном окружении ионов кислорода. Между такими слоями могут располагаться катионы Cu, Ca, Ba... и молекулы H_2O. Богатые водой разности в воздушной обстановке, в связи с низкой упругостью паров во внешней среде, подвергаются дегидратации, особенно усиливающейся при нагревании. В соответствии с этим меняются и некоторые физические свойства этих минералов, особенно удельный вес и показатели преломления.

Все относящиеся сюда минеральные виды обладают яркой желтой или зеленой окраской, перламутровым отливом по спайности, сравнительно низкой твердостью, легкой растворимостью в кислотах и сильной радиоактивностью. Эти соединения легко получаются искусственным путем из холодных растворов соответствующего состава и при соответствующей концентрации.

Наконец, почти все они встречаются в одинаковых условиях, являясь продуктами зон окисления урановых месторождений. Существенные скопления этих минералов имеют практическое значение как источник урана, радия, иногда ванадия.

ТОРБЕРНИТ—$Cu[UO_2]_2[PO_4]_2 \cdot 12H_2O$. **Химический состав.** Согласно имеющемуся анализу: CuO 7,73%, UO_3 57,50%, P_2O_5 14,50%, H_2O 20,30%. Довольно точно совпадает с теоретическим составом. При 45° уходят четыре частицы воды; образуется метаторбернит.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. **Облик кристаллов.** Кристаллы мелкие, хорошо образованы и обладают таблитчатым обликом (рис. 265). Встречается обычно в виде чешуйчатых скоплений и порошковатых налетов. Наблюдались случаи закономерного срастания с отэнитом.

Цвет торбернита изумрудно-зеленый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Nm=1{,}590—1{,}592$ и $Np=1{,}576—1{,}582$.

Твердость 2—2,5. **Спайность** по {001} совершенная. **Уд. вес** 2,3—3,6. Сильно радиоактивный.

Диагностические признаки. Характерны совершенная спайность (как у слюд) и яркозеленый цвет. От других зеленых минералов торбернит можно отличить с помощью измерения оптических констант и химических реакций.

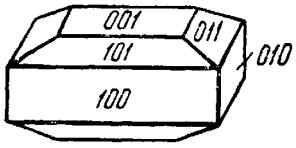


Рис. 265. Кристалл торбернита

П. п. тр. сплавляется в черный шарик. С содой в восстановительном пламени получается королек меди. Растворяется в HNO_3; при прибавлении аммиака раствор становится синим (медь), причем выпадает желтый осадок.

Происхождение. Образуется в зонах окисления пегматитов и гидротермальных урановых, вольфрамовых, оловянных и прочих месторождений, содержащих в первичных рудах те или иные минералы урана и фосфора. Наблюдается обычно в небольших количествах на стенках трещин и пустот от выщелачивания, часто на лимоните, иногда в ассоциации с отэнитом и другими вторичными урансодержащими минералами.

Месторождения. Торбернит принадлежит к числу сравнительно широко распространенных минералов. В небольших количествах он встречается в зоне окисления урансодержащих месторождений.

ОТЭНИТ—$Ca[UO_2]_2[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Синонимы: отунит, аутунит. Назван по местности во Франции.

Химический состав. CaO 6,1%, UO_3 62,7%, P_2O_5 15,5%, H_2O 15,7%. Иногда присутствуют примеси: BaO, MgO, Fe_2O_3 и др. (обычно в очень незначительных количествах). В отэните были установлены также актиний и полоний.

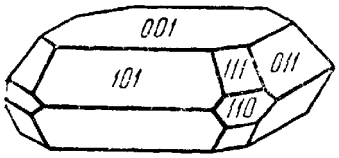


Рис. 266. Кристалл отэнита

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. **Облик кристаллов.** Кристаллы тонкотаблитчатые (рис. 266), слюдоподобные, квадратной формы. По углам между гранями близок к торберниту. Наблюдаются друзы мелких кристалликов или чешуйчатые агрегаты.

Цвет отэнита зеленый, зеленовато-желтый, серно-желтый. **Блеск** на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1{,}594$, $Nm=1{,}590$ и $Np=1{,}571$.

Твердость 2—2,5. Хрупок. **Спайность** по {001} весьма совершенная, наблюдается также по {100} и {010} менее совершенная. **Уд. вес** 3,05—3,19. Сильно радиоактивен. Обнаруживает люминесценцию. В ультрафиолетовых лучах светится желто-зеленым цветом.

Диагностические признаки. От других похожих по цвету урановых слюдок с уверенностью можно отличить с помощью спектрального и химического анализов.

П. п. тр. слегка вспучивается и сплавляется в черный шарик. Пламя окрашивает в оранжево-красный цвет (Ca). В закрытой трубке выделяет много воды. С бурой дает реакцию на уран. В HNO_3 растворяется; раствор окрашивается в зеленый цвет.

Происхождение. Как и все урановые слюдки, образуется в зонах окисления урановых месторождений, содержащих урановые минералы.

Месторождения, в которых встречается отэнит, довольно многочисленны: Отэн в департаменте Луара (Франция), Шнееберг, Иоганнгеорген-

штадт в Саксонии (Германия), Редрес в Корнуолле (Англия), пегматиты Мадагаскара и др.

ТЮЯМУНИТ—$Ca[UO_2]_2[VO_4]_2 \cdot 8H_2O$. Установлен К. А. Ненадкевичем.

Химический состав. CaO 5,87%, UO_3 59,96%, V_2O_5 19,06%, H_2O 15,11%. В виде примесей в незначительных количествах присутствуют: Na_2O, K_2O, MgO, CuO (иногда до 4%), SiO_2 и др.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** тонкопластинчатый (рис. 267). Наблюдались формы: {100}, {010}, {110}, {120}, {001}, {101} и {111}. **Агрегаты.** Распространен в тонкочешуйчатых землистых массах. Наблюдается также в виде налетов и корочек в полостях.

Цвет тюямунита яркожелтый (канареечный), иногда с зеленоватым или оранжевым оттенком. **Блеск** сильный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1{,}895$, $Nm=1{,}870$ и $Np=1{,}670$.

Твердость 1. Хрупок. **Спайность** по {001} совершенная, по {010} и {100} средняя. **Уд. вес** 3,68 (колеблется в зависимости от содержания воды). Сильно радиоактивен.

Диагностические признаки. От урановых слюдок другого состава отличим лишь по данным химических реакций и оптическим константам. В тонкодисперсных скоплениях он похож на яркожелтые выцветы некоторых сульфатов железа. Отличается от них трудной растворимостью в воде и радиоактивностью.



Рис. 267. Кристалл тюямунита

П. п. тр. легко плавится. С бурой дает ясную реакцию на уран (в отсутствии меди). В закрытой трубке выделяет много воды. В кислотах легко растворяется. Реакция с перекисью водорода на ванадий. В соответствующих растворах и концентрациях катион Ca^{2+} способен замещаться двумя K^{1+} с образованием карнотита.

Происхождение. Вместе с другими минералами экзогенного происхождения встречается в приповерхностных частях месторождений урансодержащих минералов. Образуется также в присутствии органических веществ, с которыми вообще часто связаны минералы ванадия.

Весьма возможно также, что тюямунит может образоваться за счет карнотита в осадочных породах путем воздействия на него вод, содержащих бикарбонат кальция. Экспериментальные исследования подтверждают возможность замещения калия кальцием.

Месторождения. В СССР встречен в ряде мест обычно в виде землистых скоплений в ассоциации с гипсом в трещинках среди осадочных пород, содержащих органические остатки. Из иностранных месторождений отметим ванадиеносные песчаники Колорадо (США).

КАРНОТИТ—$K_2[UO_2]_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$. Назван по фамилии А. Карно.

Химический состав. K_2O 10,44%, UO_3 63,41%, V_2O_5 20,16%, H_2O 5,99%. В виде примесей устанавливаются: Na_2O, MgO, CaO, в очень незначительных количествах CuO, PbO и др.

Сингония ромбическая. Обычно наблюдается в порошковатых массах и в виде налетов.

Цвет карнотита яркожелтый или зеленовато-желтый. **Блеск** сильный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1{,}950$, $Nm=1{,}925$ и $Np=1{,}750$.

Твердость 2—2,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {001} **Уд. вес** 4,46. Сильно радиоактивен.

Диагностические признаки. Во многом похож на тюямунит. Отличим по оптическим константам.

П. п. тр. легко сплавляется в черный шарик, окрашивая пламя в бледно-фиолетовый цвет (следует наблюдать сквозь синее стекло, поглощающее желтый оттенок света Na). С бурой дает перл урана. Легко растворяется

в кислотах. Реакция на ванадий с перекисью водорода. Порошок, слегка смоченный HCl, становится кровяно-красным (присутствие ванадия).

Происхождение. Распространен в зоне выветривания осадочных пород, главным образом песчаников, обогащенных органическими остатками.

Месторождения. Впервые был найден в ванадиеносных песчаниках юрского возраста в штатах Юта и Колорадо (США).

Встречен также в известковистых песчаниках в провинции Катанга (Бельгийское Конго), Радиум-Хилл (Австралия) и др.

4. ГРУППА БИРЮЗЫ

Здесь объединяются пятиводные основные фосфаты Cu, Al и Fe···, кристаллизующиеся в триклинной сингонии. Мы опишем лишь бирюзу.

БИРЮЗА—$CuAl_6[PO_4]_4[OH]_8 \cdot 5H_2O$. Синоним: каллаит (древнее название бирюзы). Разновидность, богатая железом (Fe_2O_3 20—21%), названа рашлеитом.

Химический состав. CuO 9,57%, Al_2O_3 36,84%, P_2O_5 34,12%, H_2O 19,47%. Устанавливаются различные примеси.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. Обычно распространена в скрытокристаллических массах почковидной формы или в виде корок, прожилков и неправильной формы скоплений.

Цвет бирюзы небесно-голубой, яблочно-зеленый, зеленовато-серый. **Блеск** восковой. $Ng=1{,}65$, $Nm=1{,}62$ и $Np=1{,}61$.

Твердость 5—6. Довольно хрупка. **Спайность** практически отсутствует. Излом слегка раковистый. **Уд. вес** 2,60—2,83.

Диагностические признаки. Характерны цвет и восковой блеск. Однако в ряде случаев для отличия от похожих иногда на нее хризоколлы и других минералов меди приходится прибегать к химическим реакциям.

П. п. тр. растрескивается, буреет. Пламя окрашивает в бледнозеленый цвет. В закрытой трубке выделяет много воды. С бурой и фосфорной солью дает реакцию на медь. В кислотах растворяется. Дает реакцию на фосфор.

Происхождение. Образуется в условиях выветривания, часто вместе с лимонитом, при воздействии меденосных поверхностных растворов на горные породы, содержащие глинозем (в полевых шпатах и др.) и фосфор (в виде апатита и др.). Известны случаи образования бирюзы за счет ископаемых костей и зубов животных («костяная бирюза», или одонтолит). Органическое происхождение такой бирюзы отчетливо устанавливается в шлифах под микроскопом.

Практическое значение. Лучшие по окраске разности бирюзы (небесно-голубого цвета) употребляются на украшения. Худшие разности поддаются искусственной окраске.

Месторождения. Лучшая бирюза в течение ряда столетий добывалась в Маданском месторождении (около г. Ниишапура в Иране), где она вместе с лимонитом образовалась в виде неправильной формы скоплений и тонких прожилков среди выветрелой изверженной породы—трахита. Как драгоценный камень бирюза отсюда шла в Европу через Турцию. Из остальных месторождений упомянем: Вади-Магара (на Синайском полуострове). Кара-Тюбе (к югу от г. Самарканда) и др.

VII класс. ***БОРАТЫ***

Общие замечания. К этому классу принадлежат борнокислые соединения—соли борных кислот, к числу которых, кроме ортокислоты HBO_3, относятся метаборная кислота HBO_2 и так называемые полиборные кислоты.

Эти гипотетические полиборные кислоты выводятся отнятием того или иного количества частиц H_2O от соответствующего количества частиц

нормальной ортокислоты. В природных условиях более часто встречаются соли следующих борных кислот:

$$H_3BO_3 - H_2O = HBO_2 \qquad 5H_3BO_3 - 7H_2O = HB_5O_8$$
$$4H_3BO_3 - 5H_2O = H_2B_4O_7 \qquad 6H_3BO_3 - 7H_2O = H_4B_6O_{11}$$
$$5H_3BO_3 - 6H_2O = H_3B_5O_9 \qquad 8H_3BO_3 - 11H_2O = H_2B_8O_{13} \text{ и др.}$$

Комплексный анион солей ортоборной кислоты $[BO_3]^{3-}$, имеющий форму плоского треугольника, обладает в общем значительно меньшими размерами, чем анионы $[PO_4]^{3-}$, $[AsO_4]^{3-}$ и $[VO_4]^{3-}$. Поэтому естественно, что оптимальными катионами для образования прочных кристаллических решеток являются катионы трехвалентных металлов, обладающие относительно малыми размерами. К ним должны быть отнесены прежде всего Al^{3+}, а затем Fe^{3+} и Mn^{3+}, для которых известны основные соли в сочетании с двухвалентными катионами малых ионных радиусов (Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$). Характерны также кислые и основные ортосоли Mg^{2+}, в одном случае в сочетании с Ti^{4+}. Кальций наблюдается только в двойных солях.

Все эти ортобораты встречаются исключительно в виде безводных соединений. Нормальные ортобораты не растворяются не только в воде, но и в кислотах (или разлагаются в них с трудом), плавятся при высокой температуре и обладают высокой или повышенной твердостью.

Для полиборатов в числе катионов, кроме Mg^{2+}, весьма характерны также более крупные катионы Ca^{2+} и Na^{1+}, причем они распространены почти исключительно в виде водных солей. Полибораты Na^{1+} и других сильных катионов легко растворимы в холодной воде, а двойные бораты Na^{1+} и Ca^{2+}—в горячей воде. Безводные полибораты магния (например борацит) в водной среде постепенно гидратизируются при нормальной температуре, чего не наблюдается для ортоборатов.

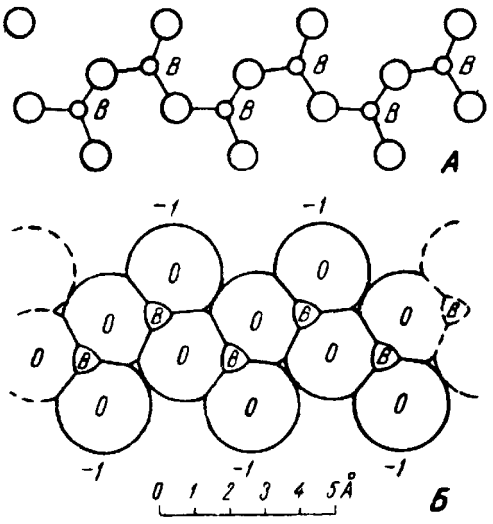


Рис. 268. Цепочки связанных комплексов BO_3

А—положение центров ионов; *Б*—вид цепочки в кристаллической структуре

Интересны и некоторые другие особенности поведения бора в природных процессах. Как установлено, при низких температурах B_2O_3 способен вытесняться CO_2, при высоких же температурах имеет место обратная картина. При выветривании можно наблюдать явления замещения боратов карбонатами, как было установлено в Индерском месторождении боратов. С другой стороны, в контактово-метасоматических месторождениях известны находки боратов, образовавшихся путем замещения в известняках.

Бор относится к числу довольно подвижных элементов в водных растворах, содержащих такие компоненты, как Cl, OH и особенно F, с которым он имеет значительное химическое сродство. Поэтому концентрация и образование борных соединений происходят в остаточных продуктах тех или иных геологических процессов, отчасти в пегматитах и гидротермальных образованиях (ортобораты, боросиликаты), но главным образом в обогащенных бором усыхающих соленосных бассейнах (полибораты, изредка водные боросиликаты).

По ряду кристаллохимических свойств бораты стоят ближе к силикатам, чем к другим кислородным солям. Ортобораты, характеризующиеся наличием в кристаллических структурах изолированных комплексных анионов $[BO_3]^{3-}$, мало чем отличаются от типичных кислородных солей, в том числе и ортосиликатов с их изолированными группами $[SiO_4]^{4-}$. Однако наряду с этим во многих боратах, как и в силикатах, в отличие от других типов солей, устанавливаются более сложные комплексные анионы, состоящие из сочлененных друг с другом групп $[BO_3]^{3-}$ с образованием общих вершин

треугольников (рис. 268), в результате чего возникают так называемые протяженные анионы в виде отрицательно заряженных цепочек, слоев и т. д., характерные для полиборатов.

БЕЗВОДНЫЕ БОРАТЫ

Безводные бораты представлены главным образом солями ортоборной кислоты (нормальными, кислыми и основными). Единичные минералы относятся к мета- и полиборатам.

АШАРИТ—$MgHBO_3$, или $2MgO \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$. Название дано по географическому признаку: Ашария—старое название латинской провинции (Ашерслебен в Саксонии). Синоним: ссабелеит (название, принятое в американской литературе).

Химический состав. MgO 47,91%, B_2O_3 41,38%, H_2O 10,71%. Иногда присутствует марганец. Устанавливается незначительное содержание фтора.

Сингония ромбическая. Встречается в рыхлых мелоподобных, реже плотных массах параллельноволокнистого или тонкоигольчатого строения.

Цвет ашарита белый. **Блеск** стеклянный, рыхлые массы матовые. $Ng = 1{,}650$, $Nm = 1{,}646$ и $Np = 1{,}575$.

Твердость 3—3,5. Рыхлые мелоподобные массы марают пальцы. **Уд. вес** 2,65.

Диагностические признаки. По внешнему виду можно предположительно определить в случае парагенезиса с другими боратами. Точно установить можно лишь с помощью измерения оптических констант и химического анализа.

П. п. тр. сплавляется в эмаль, сильно окрашивая пламя в зеленый цвет (присутствие бора). В воде не растворим. В кислотах растворяется с трудом. Главную массу воды выделяет при температуре выше 800°.

Происхождение. Ашарит чаще встречается как вторичный минерал в соленосных осадочных месторождениях боратов. Он образуется в условиях сухого жаркого климата как продукт естественной переработки и дегидратации других, по преимуществу водных борнокислых соединений. В Индерском месторождении развивается в зоне выветривания, чаще всего за счет гидроборацита, реже иньоита и колеманита. Метасоматическим путем он скопляется также в глинах. В пустотах, образовавшихся при выщелачивании, ашарит наблюдался в виде колломорфных почковидных масс радиальнолучистого или игольчатого строения.

Известны также случаи нахождения ашарита в контактово-метасоматических месторождениях в известняках или доломитах в ассоциации с серпентином (гидросиликатом магния).

Практическое значение. В тех случаях, когда он встречается в значительных массах, он вместе с другими боратами представляет промышленный интерес.

Бораты являются минеральным сырьем для получения из них борной кислоты, имеющей разнообразное применение. В химической промышленности она является исходным материалом для получения солей бора. Наряду с бурой она применяется в производстве эмали для железных сосудов и глазурей (коэфициент расширения такой эмали близок к коэфициенту расширения металла), для пропитывания свечных фитилей с целью придания им жесткости во время горения, в кожевенном деле, в медицине и т. д. Бура, кроме того, используется в стекольном производстве при изготовлении ламповых и других стекол, подвергающихся колебаниям температуры, а также стекла «пирекс» (с 11,8% B_2O_3) для лабораторной посуды (для оптических линз, изготовлявшихся фирмой Цейсс, шло стекло с содержанием B_2O_3 до 56%). Благодаря способности растворять окислы металлов бура применяется при паянии как плавень, не позволяющий образоваться окислам на спаиваемой поверхности.

Бура добавляется в бумажную массу с целью получения глянцевитых высших сортов, а также невоспламеняющейся бумаги и изделий из нее. Кроме того, соединения бора имеют очень важное значение для удобрения почв; при правильной дозировке удается установить оптимальный режим питания растений калийными солями и тем самым повысить урожайность.

Месторождения. В 1934 г. в районе оз. Индер (к северу от Каспийского моря) среди пустынной местности с резко континентальным климатом было открыто первое в Союзе крупное месторождение боратов. Ашарит в этом месторождении является главным минералом промышленных руд. Он входит в состав боратовых залежей среди гипсов, представляющих шляпу соляного купола, который внизу сложен большими массами каменной соли, иногда в смеси с сильвином, а также пластами ангидрита (пермского возраста). При выветривании этого купола за счет рассеянных в соляной залежи первичных боратов с течением времени образовались скопления относительно труднорастворимых вторичных боратов, в том числе и ашарита.

Из иностранных месторождений отметим следующие: близ Ашерслебена и в Нейстассфурте (Саксония), Рецбанья (Румыния), Гунгари (Невада, США).

БОРАЦИТ—$Mg_6[B_{14}O_{26}]Cl_2$. Химический состав: B_2O_3 62,1%, MgO 30,7%, Cl 8,1%.

Псевдокубический. Выше 265° становится кубическим. Ниже 265° претерпевает превращение в ромбическую модификацию. **Облик кристаллов** кубический или октаэдрический (рис. 269). Наблюдается также в сплошных тонкозернистых массах, похожих на мрамор.

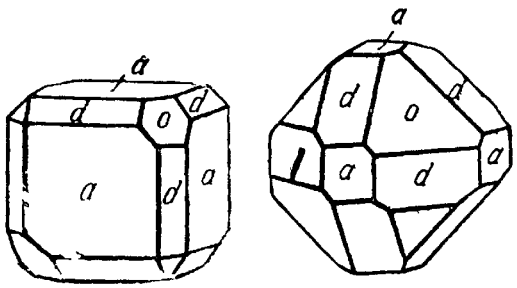


Рис. 269. Кристаллы борацита $a\{100\}$, $v\{111\}$, $d\{110\}$

Цвет белый с сероватым, желтоватым или зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный, сильный. $Ng = 1{,}673$, $Nm = 1{,}667$ и $Np = 1{,}662$.

Твердость 7. **Спайность** отсутствует. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,95.

Диагностические признаки. Для борацита характерны формы кристаллов кубической сингонии, обнаруживающие в тонких шлифах под микроскопом оптическую анизотропию и сложное строение. Отличительной особенностью является также высокая твердость (7) и несколько повышенный удельный вес.

П. п. тр. сплавляется довольно легко в белый эмалевый шарик, окрашивая пламя в зеленый цвет. В воде не растворим. В HCl растворяется медленно. При выветривании поглощает воду, становится волокнистым (очевидно, переходит в другой минерал).

Происхождение и месторождения. Встречается в соляных месторождениях с карналлитом, сильвином, галитом, гипсом, ангидритом и другими минералами. Образуется, очевидно, в процессе метаморфизма путем обезвоживания первоначально водных боратов магния. Распространен в месторождениях Стассфурт в Ангальте, Люнебург в Ганновере (Германия) и др. Имеет промышленное значение.

ВОДНЫЕ БОРАТЫ

Почти все рассматриваемые здесь водные соли представлены полиборатами Mg, Na и Ca.

БУРА—$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$. **Сингония** моноклинная. **Облик кристаллов.** Встречается иногда в крупных призматических кристаллах (рис. 270). Распространена также в землистых массах.

Цвет. Бесцветная, но обычно белая с сероватым, желтоватым, синеватым или зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный, жирный.

Твердость 2—2,5. **Спайность** по $\{110\}$ несовершенная. **Уд. вес** 1,69—1,72.

Диагностические признаки. Реакция на бор по окрашиванию пламени. Характерны относительно низкая твердость и легкая растворимость в воде. От сходного с ним боронатрокальцита можно отличить лишь по химическим реакциям (бура не содержит кальция).

П. п. тр. сильно вспучивается, затем сплавляется в прозрачный шарик. В воде растворяется; раствор обнаруживает слабо щелочную реакцию. Вкус сладковато-щелочный, слабый.

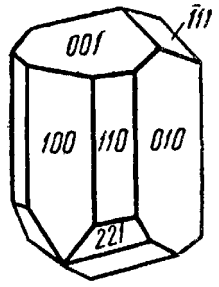


Рис. 270. Кристалл буры

На воздухе легко дегидратизируется, мутнеет и в конце концов превращается в тонкий белый порошок (вероятно, тинкалконит или кернит). Обладает способностью при сплавлении растворять в себе окислы металлов. О применении см. ашарит.

Происхождение и месторождения. Бура образуется в усыхающих бороносных соляных озерах. В больших массах вместе с другими солями натрия встречается по берегам озер Кашмира и Тибета; в некоторых озерах Калифорнии: район Долины Смерти (Сан-Бернардино), где она образуется, повидимому, за счет выщелачивания залежей колеманита или кернита. В СССР месторождения буры неизвестны, если не считать находки ее в незначительных количествах в грязевых сопках в Крыму близ Керчи, на Таманском полуострове и в Азербайджанской ССР.

БОРОНАТРОКАЛЬЦИТ—$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$. Назван не совсем удачно по элементам, входящим в состав минерала, так как имеется другой борат аналогичного качественного состава (пробертит—$NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$). Синоним: улексит.

Химический состав. Na_2O 7,7%, CaO 13,8%, B_2O_3 43,0%, H_2O 35,5%. Из примесей в незначительных количествах присутствуют K_2O и MgO, а также посторонние вещества.

Сингония моноклинная. Наблюдается в виде желваков и в почковидных массах с асбестовидным или игольчатым, иногда спутанноволокнистым строением. Изредка встречаются тонкопластинчатые агрегаты.

Цвет боронатрокальцита белый. **Блеск** стеклянный, шелковистый. $Ng = 1{,}519$, $Nm = 1{,}505$ и $Np = 1{,}496$.

Твердость 1. **Спайность** наблюдается под микроскопом в трех направлениях, пересекающихся под прямым углом и придающих пластинкам прямоугольный облик. **Уд. вес** 1,65.

Диагностические признаки. Характерны низкая твердость, часто наблюдаемое асбестовидное строение массы с шелковистым блеском и нерастворимость в воде. Для более правильной диагностики необходимы химические реакции и определения оптических констант.

П. п. тр. вспучивается и легко плавится в прозрачное стекло, содержащее пузырьки. Пламя окрашивает в зеленоватый цвет. В холодной воде почти не растворяется, растворим в горячей воде. В кислотах легко переходит в раствор.

Происхождение. Встречается в высохших бороносных соляных озерах и особенно среди солончаков, образуясь в условиях жаркого сухого климата.

При выветривании соляных куполов, включающих бораты, боронатрокальцит может образоваться за счет гидроборацита, иногда иньоита ($Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$) при условии относительно высокой концентрации натрия в просачивающихся растворах. При более низкой концентрации этого элемента сам может переходить в иньоит. В горизонтах застойных вод в процессе потери растворами воды через испарение развивается метасоматическим путем во вмещающих породах, в частности глинах.

Практическое значение. Как и другие бораты, в случае массовых скоплений представляет промышленный интерес в качестве источника борнокислых соединений. О применении см. ашарит.

Месторождения. В СССР встречается в ряде мест Индерского месторождения боратов. В больших массах известен в ряде солончаковых месторождений Калифорнии: Долина Смерти, в районе пустыни Уэлс у Керн; в Ланге (Лос-Анжелос) с колеманитом, а также в пустынных районах штата Невада—Эсмеральда и др., в сухих районах Тарапака (Чили) и др.

ГИДРОБОРАЦИТ—$MgCaB_6O_{11} \cdot 6H_2O$. Название не связано с боранитом, от которого весьма существенно отличается по составу. MgO 9,9%, CaO 13,9%, B_2O_3 49,5%, H_2O 26,7%. В очень незначительных количествах присутствуют щелочи. Установлен еще акад. Г. И. Гессом.

Сингония моноклинная. Встречается в игольчатых и волокнистых агрегатах, иногда в натечных, очень эффектных сферолитовых или звездчатых сбразованиях.

Цвет. Бесцветный или белый, изредка окрашен в розовый, красный или серый цвет **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}571$, $Nm = 1{,}534$ и $Np = 1{,}522$.

Твердость 2. Хрупкий. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 2,167.

Диагностические признаки. По внешним признакам не отличим от других похожих на него боратов без измерения оптических констант и данных химических анализов.

П. п. тр. легко плавится в стекло, не мутнеющее при охлаждении; пламя окрашивает в зеленый цвет. В воде почти не растворим, даже при кипячении. В кислотах растворяется при слабом подогревании.

Происхождение. Встречается в бороносных месторождениях каменной соли, сопровождающейся пластами гипса, ангидрита и глин. Обогащение гидроборацитом пластов глин объясняется общей способностью глин адсорбировать вещества и, может быть, преимущественно борнокислые соли.

В процессе формирования соляных куполов гидроборацит, попадая в зону выветривания и воздействия просачивающихся поверхностных вод, становится неустойчивым, причем он либо переотлагается, либо постепенно замещается рядом других, более устойчивых боратов (боронатрокальцитом, иньоитом, колеманитом, ашаритом и др.), развивающихся метасоматическим путем или отлагающихся в пустотах от выщелачивания (кавернах и карстах) на тех или иных горизонтах от поверхности. В Индерском месторождении таким путем вместе с гипсом постепенно образовались значительные скопления вторичных борнокислых солей в виде шляп на соляных куполах.

Практическое значение. Гидроборацит, если встречается в значительных скоплениях, является важным сырьем для химической промышленности как источник борнокислых соединений. О применении см. ашарит.

Месторождения. Наиболее крупные скопления установлены в Индерском месторождении (к северу от Каспийского моря), где он встречается вместе с гипсом в виде прожилков и неправильной формы желваков, иногда крупных стяжений в красных глинах, в гипсовых породах, содержащих серые и серо-зеленые глины, и, наконец, в пустотах в виде почковидных масс с радиальнолучистым строением.

Из иностранных месторождений отметим Стассфуртское в Германии и месторождения в районе Иньо в Калифорнии.

КОЛЕМАНИТ—$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$. Сингония моноклинная. Кристаллы имеют короткостолбчатый, дипирамидальный облик. Чаще распространен в зернистых и сферолитовых массах.

Цвет белый. Блеск стеклянный. $Ng = 1{,}614$, $Nm = 1{,}592$ и $Np = 1{,}586$.

Твердость 4. Спайность по {010} совершенная Уд. вес 2,44. В воде нерастворим. В HCl растворяется при подогревании.

Крупные месторождения колеманита в ассоциации с гипсом и другими борными минералами известны в штатах Калифорния и Невада (США) в виде высохших соляных озер и солончаков в районах с жарким сухим

климатом. В Чили, близ Бакос-дель-Торо, колеманит отлагается из горячих источников. В небольших массах встречается в Индерском месторождении.

ПАНДЕРМИТ—$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$. Синоним: прицеит. Сингония моноклинная. Наблюдается в плотных метаколлоидных почковидных массах белого цвета с раковистым матовым изломом. $Ng = 1{,}593$ и $Np = 1{,}574$.

Твердость 3,5. Уд. вес 2,43. По поведению п. п. тр. и в кислотах сходен с колеманитом.

Впервые открыт около порта Пандерма в Мраморном море (Турция). Встречен в Иньо и в других местах штата Калифорния (США). В существенных количествах встречается в Индерском месторождении боратов (к северу от Каспийского моря) в виде плотных масс.

VIII класс. ***СИЛИКАТЫ***

Общие замечания. К классу силикатов относится огромное количество минералов. На долю их приходится примерно одна треть всего числа известных в природе минеральных видов. Количественное значение их окажется еще более разительным, если мы примем во внимание степень распространенности и весовые количества их в земной коре.

По подсчетам А. Е. Ферсмана, силикаты составляют 75% земной коры. Если мы сюда прибавим еще 12% свободного кремнезема (главным образом в виде кварца и опала), то нам станет совершенно ясной та исключительная роль, которую играет кремний в геохимии вообще.

Многие силикаты являются важнейшими породообразующими минералами не только во всех магматических горных породах, их гидротермально измененных разностях и контактово-метасоматических образованиях, но также в продуктах их выветривания, во многих осадочных горных породах (главным образом глинах и глинистых сланцах), а также в разнообразных кристаллических сланцах. Значительную роль они играют и в минеральных составах почти всех месторождений полезных ископаемых, и не только как спутники рудных минералов, но в ряде случаев как носители ценных металлов (Ni, Zn, Be, Zr, Li, Cs, Rb, U, TR и т. д.). Не мало мы знаем и неметаллических полезных ископаемых, представленных силикатами. К числу их принадлежат, например, асбест, каолин, так называемые отбеливающие глины, полевые шпаты как сырье для огнеупоров, керамики и т. д., не говоря уже о различных строительных материалах. Ряд силикатов (изумруд, аквамарин, турмалин, топаз, родонит, нефрит и др.) издавна используется в качестве драгоценных и поделочных камней.

Главнейшие элементы, входящие в состав силикатов, следующие:

Na, K, Li	
Ca, Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$, $Mn^{\cdot\cdot}$, Be	Si, Zr, Ti
Al, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, B	O, F H (в виде H^{1+}, $[OH]^{1-}$ и H_2O).

Многочисленные другие элементы (Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, Zn, Ni, Co, Cu, Bi, Sb, Cr, V, Sc, Y, TR, Th, Sn, U, Nb, S, Cl, C в виде $[CO_3]^{2-}$, P и другие) присутствуют в относительно редких минеральных видах.

Несмотря на сравнительно небольшое количество приведенных выше главнейших элементов, участвующих в составе силикатов, в природе мы наблюдаем необычайное разнообразие соединений, часто весьма сложной конституции и переменного состава. В ранее рассмотренных классах кислородных солей химические составы минералов выражались, как мы видели, довольно простыми химическими формулами. Среди силикатов к числу

таких соединений принадлежит сравнительно небольшое количество минералов. В очень многих случаях данные химических анализов нередко не позволяют вывести простых формул вследствие наличия многочисленных примесей и некоторого непостоянства состава минеральных видов. Это явление не может быть объяснено неточностью самих химических анализов или микроскопическими включениями каких-либо посторонних минералов. Сложность состава обусловлена, как мы увидим при описании отдельных групп минералов, кристаллохимическими особенностями этих соединений.

О конституции силикатов. Еще до рентгенометрических исследований вопросу о химической природе силикатов было уделено весьма большое внимание. Им занимались такие крупные ученые, как Вернадский, Чермак, Грот, Кларк и много других.

К разрешению этой труднейшей проблемы подходили путем тщательного сопоставления эмпирических формул минералов с учетом известных в то время из химии валентностей отдельных элементов, путем детального изучения химических и физических свойств минералов и продуктов лабораторного синтеза, поведения минералов в природных условиях, особенно продуктов их разложения, что приводило к выявлению ряда эмпирических закономерностей. В общей сложности была проделана огромная работа.

На основании многих косвенных умозаключений были созданы различные, нередко противоречивые, гипотетические представления по вопросу о конституции многих сложных по составу силикатов с построением тех или иных схем структурных формул. Ряд положений, выведенных с изумительной по глубине интуицией (Вернадский), полностью сохранил свое значение и до сих пор, но некоторые положения при применении современных точных методов исследования не получили подтверждения.

Несмотря на то что прежние гипотетические представления в настоящее время в большинстве утратили свое значение, следует все же сказать, что они сыграли бесспорную историческую роль в развитии минералогии силикатов. Без этих исследований, в особенности по выявлению свойств минералов, расшифровка ряда сложнейших кристаллических структур, в частности полевых шпатов, была бы в значительной мере затруднена.

Коснемся некоторых вопросов терминологии, укоренившейся в минералогической литературе.

Силикаты на основе представлений о молекулярном строении вещества рассматривались как соли (кислые, средние и основные) многочисленных гипотетических кислот: кремневых, алюмокремневых, титано-цирконо-кремневых и др. С этой точки зрения среди собственно силикатов выделялись:

1) ортосиликаты, как соли кислоты H_4SiO_4,
2) метасиликаты, как соли кислоты H_2SiO_3,
3) пиросиликаты, как соли кислоты $H_6Si_2O_7$, и т. д.

Если еще для первого типа соединений, как увидим ниже, по многим свойствам, в том числе и строению кристаллических решеток, мы действительно можем усмотреть признаки типичных солей, аналогичных ранее описанным фосфатам, сульфатам и др., то в последующих типах солей, особенно в более богатых кремнеземом, эти признаки заметно ослабляются. Последние типы соединений фактически занимают промежуточное положение между типичными солями и окислами (в частности SiO_2).

Упомянем также о том, что в литературе можно встретить другие, менее удачные названия типов силикатов, основанные на количественных соотношениях между атомами кислорода у ангидрида (SiO_2) и оснований (по эмпирическим формулам). Ортосиликаты (например форстерит—$2MgO \cdot SiO_2$) назывались **моносиликатами**, так как отношение количеств атомов кислорода у SiO_2 и MgO (2 : 2) равно 1, метасиликаты—**дисиликатами** (например энстатит—$MgO \cdot SiO_2$); альбит ($Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$) с этой точки зрения назывался **трисиликатом**.

Современные представления о конституции силикатов развились главным образом на основе обобщений в области кристаллохимии (Брэгг, Е. Шибольд, Л. Паулинг, Н. В. Белов).

Рентгенометрические исследования многих десятков, и притом самых различных по составу, силикатов привели к следующим весьма важным выводам, относящимся к особенностям кристаллических структур этих соединений.

1. Во всех изученных силикатах каждый ион Si^{4+} всегда находится в окружении четырех ионов O^{2-}, располагающихся в углах по тетраэдру вокруг него (рис. 271). Связь ионов кислорода с кремнием гораздо сильнее, нежели с другими металлами, играющими роль катионов в кристаллических структурах силикатов. Размеры этих кремнекислородных тетраэдров почти строго постоянны. Расстояние Si—O составляет всего 1,6Å. Это обстоятельство, а также другие рентгенометрические данные убеждают в том, что связь Si—O является не совсем полярной.

Таким образом, кремнекислородный тетраэдр, т. е. группа $[SiO_4]^{4-}$, является основной структурной единицей всех силикатов.

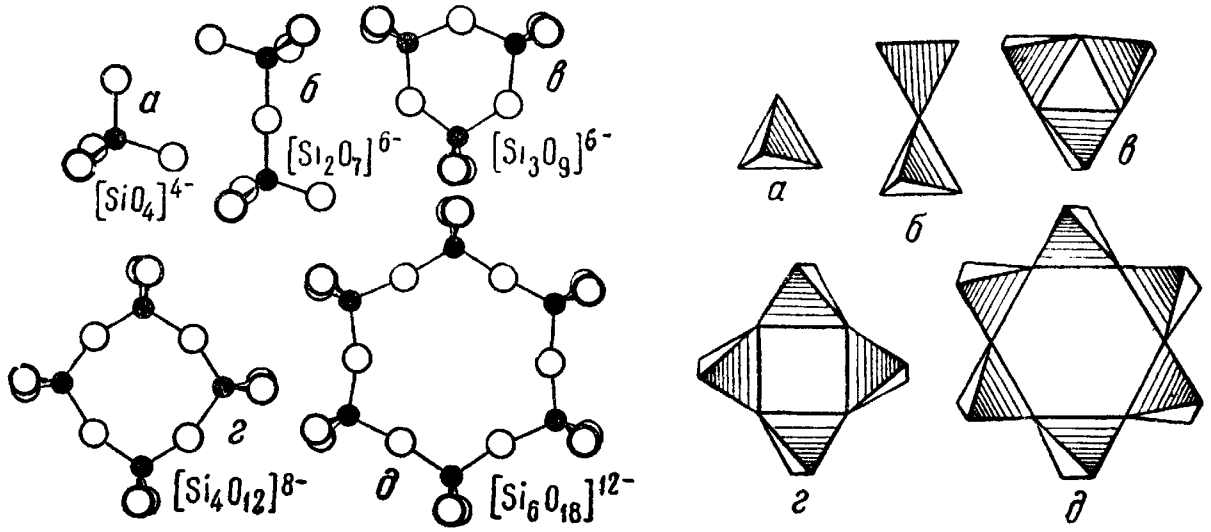


Рис. 271. Типы отдельных групп кремнекислородных тетраэдров (в двух изображениях)

а—единичный изолированный тетраэдр $[SiO_4]^{4-}$; *б*—группа из двух связанных общей вершиной тетраэдров $[Si_2O_7]^{6-}$; *в*—группа из трех тетраэдров, связанных в кольцо $[Si_3O_9]^{6-}$; *г*—группа из четырех тетраэдров, связанных в кольцо $[Si_4O_{12}]^{8-}$; *д*—группа из шести тетраэдров, связанных в кольцо $[Si_6O_{18}]^{12-}$

2. Кремнекислородные тетраэдры в кристаллических решетках силикатов могут находиться либо в виде изолированных друг от друга структурных единиц SiO_4, либо могут сочленяться друг с другом разными способами, образуя сложные комплексные анионные радикалы. При этом сочленение совершается только через углы тетраэдров с образованием общих вершин, но не через ребра или грани. Наиболее полный случай таких сочленений мы будем, очевидно, иметь тогда, когда все четыре вершины каждого тетраэдра одновременно являются общими и для окружающих четырех тетраэдров SiO_4. Такой случай, как мы знаем, имеет место для кристаллических структур минералов группы кварца (см. стр. 244) с общей формулой SiO_2.

Следовательно, отношение O : Si в комплексных анионных радикалах силикатов может колебаться в пределах от 4 : 1 до 2 : 1.

3. В зависимости от того, происходит ли сочленение кремнекислородных тетраэдров и каким образом оно происходит, мы будем иметь различные пространственные формы анионных комплексных радикалов.

Приведем наиболее типические примеры их:

а) Комплексный анион представлен изолированными тетраэдрами $[SiO_4]^{4-}$ (рис. 271-*а*), удерживаемыми в решетке с помощью катионов других металлов. Общий отрицательный заряд каждой такой группы равен четырем (каждый ион кислорода отдает кремнию лишь половину своего

отрицательного заряда, равного двум). Этот тип структуры широко представлен в ортосиликатах, например, цирконе $Zr[SiO_4]$, форстерите $Mg_2[SiO_4]$, гранате $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$ и т. д.

б) Комплексный анионный радикал представлен изолированными группами $[Si_2O_7]^{6-}$, состоящими из двух связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров SiO_4 с одной общей вершиной (рис. 271-*б*). Легко подсчитать, что общий отрицательный заряд этого комплекса равен шести. Кислородный ион, располагающийся в общей вершине, электростатически инертен. Следовательно, активные кислородные ионы, остаточные отрицательные заряды которых в кристаллической структуре нейтрализуются катионами металлов, располагаются на двух противоположных друг другу концах анионного комплекса (рис. 271-*б*). Примеры соединений (пиросиликатов), обладающих такими комплексными анионами, не многочисленны (тортвейтит—$Sc_2[Si_2O_7]$.

в) Комплексный анион состоит из трех, четырех, шести кремнекислородных тетраэдров, связанных друг с другом уже через две общие вершины

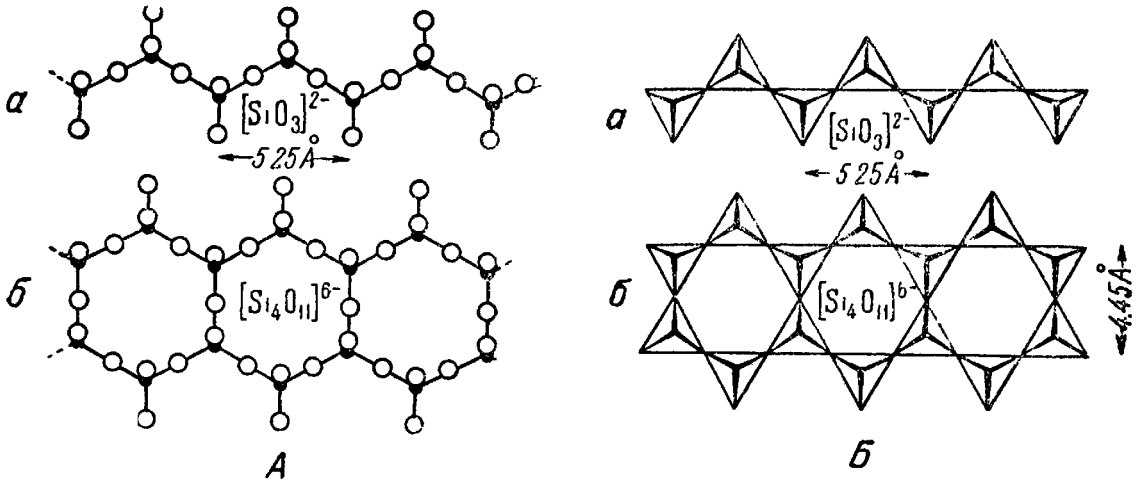


Рис. 272. Типы одномерных непрерывных цепочек кремнекислородных тетраэдров (в двух изображениях—*А* и *Б*)

а—одинарная цепочка; *б*—двойная цепочка (лента). Вершины тетраэдров, направленные к наблюдателю, утолщены (*Б*)

в замкнутые плоские изолированные кольца (рис. 271-*в*, *г* и *д*). Комплексные анионы в этих случаях представлены соответственно: $[Si_3O_9]^{6-}$, $[Si_4O_{12}]^{8-}$ и $[Si_6O_{18}]^{12-}$. Общая валентность каждого такого радикала определяется числом наружных кислородных ионов, каждый из которых обладает одной некомпенсированной отрицательной валентностью. Примерами могут служить: бенитоит—$BaTi[Si_3O_9]$ и берилл—$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. По прежней классификации соединения данного структурного типа на основании одной лишь химической формулы относили к метасиликатам—$R''[SiO_3]$. Следует добавить, что Н. В. Беловым в некоторых силикатах (миларит, турмалин) доказан новый тип анионов в виде комплексов, представленных сдвоенными (двухэтажными) кольцами.

г) Комплексные анионы представлены одномерными непрерывными цепочками связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров. В верхней части рис. 272 изображена простая одинарная цепочка, в которой каждый тетраэдр связан с соседними тетраэдрами двумя углами с инертными ионами кислорода в них, а два активных кислородных иона в каждом тетраэдре расположены таким образом, что один из них находится над ионом Si (в плоскости рисунка), а другой откинут попеременно то в верхнюю, то в нижнюю стороны. Между такими линейно вытянутыми радикалами располагаются катионы металлов.

Как и в предыдущем типе, в каждом кремнекислородном тетраэдре два иона кислорода целиком принадлежат иону Si, а два остальных (инертные) как бы делятся пополам между соседними тетраэдрами. В сумме на каждый ион Si приходится три иона кислорода, из которых два имеют по одной свободной валентности. Таким образом, состав и валентность таких ради-

калов могут быть выражены в следующем виде: $n[SiO_3]^{2-}$, где $n=\infty$ и означает полимеризацию. Такое строение кислотного радикала характерно для группы пироксенов, относимых к типичным метасиликатам с общей формулой $R''[SiO_3]$. Однако здесь так же, как и в предыдущем типе кристаллических структур, мы не наблюдаем изолированных групп SiO_3 [1].

В нижней части рис. 272-*б* приведена двойная цепочка или, вернее, лента непрерывно связанных кремнекислородных тетраэдров. Она может быть получена из одинарной цепочки путем ее отражения в плоскости, перпендикулярной к чертежу и параллельной оси цепочки. Такие ленточные сочленения кремнекислородных тетраэдров характерны для группы амфиболов. Нетрудно подсчитать, что состав и валентность таких радикалов в пределах одного периода (5,25 Å) выражается в виде формулы $[Si_4O_{11}]^{6-}$.

Необходимо упомянуть о том, что в кремнекислородных тетраэдрах ион Si иногда частично заменяется ионом Al, находящимся также в окружении четырех ионов кислорода.

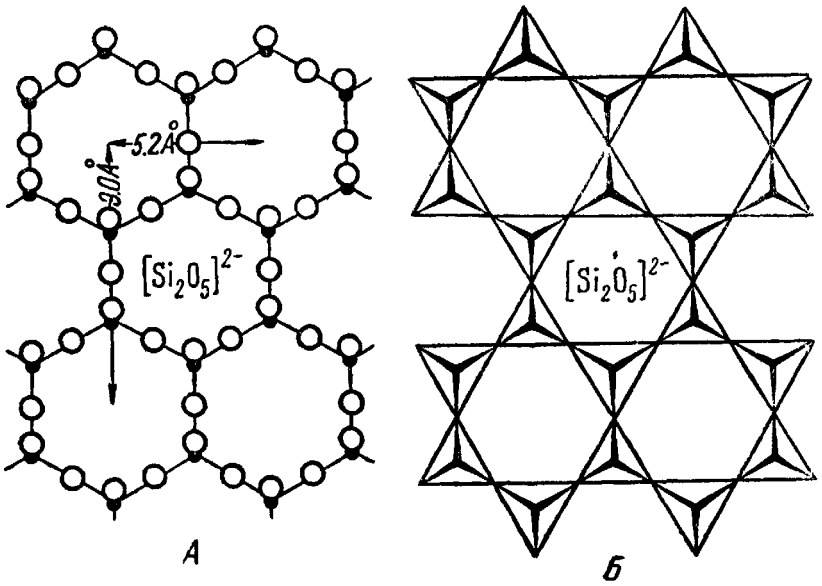


Рис. 273. Лист кремнекислородных тетраэдров гексагонального строения

д) Комплексные анионы представлены двумерными слоями кремнекислородных тетраэдров. Строение таких слоистых радикалов характеризуется тем, что тетраэдры соединяются друг с другом уже тремя общими вершинами и образуют плоский слой непрерывной протяженности в двух измерениях (рис. 273) наподобие гексагональной сетки. Активные ионы кислорода (по одному от каждого тетраэдра) направлены все в одну сторону (вверх или вниз от плоскости чертежа), образуя особый, активный лист в слое тетраэдров. Химическая формула такого анионного слоя в пределах гексагона выразится следующим образом: $[Si_2O_5]^{2-}$. При этом нередко часть ионов Si в кремнекислородных тетраэдрах бывает заменена ионами Al с координационным числом 4. Каждый такой слой с помощью листа активных ионов кислорода через катионы металлов тем или иным способом связан с другими, совершенно аналогичными по строению слоями. Примерами таких кристаллических структур могут служить структуры пластинчатых минералов, обладающих весьма совершенной спайностью в одном направлении (слюды, тальк, хлориты и т. д.).

е) Комплексные анионы образованы непрерывными трехмерными каркасами кремнекислородных тетраэдров, у которых каждый ион кислорода принадлежит одновременно двум тетраэдрам. Нет ни одного угла тетраэдра с активным кислородным ионом. Как уже указывалось, примером таких каркасов являются минералы группы кварца, представляющие как бы чистый ангидрид с формулой SiO_2. Однако подобные же кристаллические решетки наблюдаются и в силикатах (рис. 274). Правда, при этом часть ионов Si^{4+} всегда бывает заменена ионами Al^{3+} с тем же координационным числом (на этом вопросе ниже специально остановимся). Химическая формула комплексных анионов каркасного строения в общем виде

[1] Однако, как для данного комплексного аниона, так и для всех последующих типов сочленения тетраэдров в беспрерывные комплексы, в квадратных скобках будем обозначать условную единицу, в данном случае единицу длины цепочки одного периода в 5,25 Å (см. рис. 272). Таким образом, формула аниона для пироксенов будет $[Si_2O_6]$.

может быть выражена так: $[(Si_{n-x}Al_x)O_{2n}]^{x-}$. Вследствие того что какая-то часть ионов Si^{4+} заменена ионами Al^{3} (при сохранении общего числа кислородных ионов), этот радикал, как легко подсчитать, обладает все же некоторым остаточным отрицательным зарядом. Примером могут служить полевые шпаты: $Na[Si_3AlO_8]$, $Ca[Si_2Al_2O_8]$ и многие другие минералы. Катионы металлов Na, Ca и др., компенсирующие остаточную отрицательную валентность анионных каркасов, располагаются внутри их (в соответствующих «полостях» решетки).

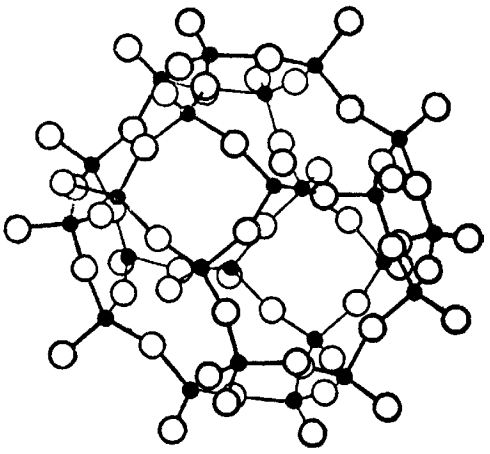


Рис. 274. Алюмо-кремнекислородный каркас в кристаллической структуре нозеана

Таким образом, общие черты кристаллохимии силикатов на основе деления комплексных анионов из тетраэдров SiO_4 на 0-, 1-, 2- и 3-мерные радикалы могут быть сведены в таблицу 12.

4. Одной из главных и наиболее замечательных особенностей конституции многих силикатов является роль ионов Al в их кристаллических структурах.

До рентгенометрических исследований одни ученые (например Грот, Кларк) считали, что Al по аналогии с Mg, K, Na и другими металлами в конституции силикатов играет роль основания, тогда как В. И. Вернадский доказывал, что Al в силикатах наряду с Si входит в состав кислотных радикалов, в связи с чем он выделял многочисленные алюмокремневые кислоты, их ангидриды и соли (алюмосиликаты).

Таблица 12

Систематика кремнекислородных анионов на основе соотношений Si : O

Si : O	Формула и тип аниона	Заряд аниона	Заряд на 1 Si	Примеры
1 : 4	$[SiO_4]$ тетраэдр	−4	4	Форстерит — $Mg_2[SiO_4]$
2 : 7	$[Si_2O_7]$ удвоенный тетраэдр	−6	−3	Тортвейтит — $Sc_2[Si_2O_7]$
1 : 3	$[Si_3O_9]$ кольцо	−6	−2	Бенитоит — $BaTi[Si_3O_9]$
1 : 3	$[Si_6O_{18}]$ кольцо	−12	−2	Берилл — $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$
1 : 3	$[SiO_3]_n$ цепочка	$-2n$	−2	Диопсид — $CaMg[Si_2O_6]$
4 : 11	$[Si_4O_{11}]_n$ лента	$-6n$	−1,5	Тремолит — $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
2 : 5	$[Si_2O_5]_n$ слой	$-2n$	−1	Тальк — $Mg_3[Si_2O_5]_2[OH]_2$
1 : 2	$[(Al_xSi_{n-x})O_{2n}]$ каркас	$-x$	—	Альбит — $Na[Si_3AlO_8]$

Изучение кристаллических структур силикатов с помощью рентгеновских лучей позволило решить этот вопрос. Оказалось, что алюмосиликаты действительно существуют среди соединений класса силикатов. Однако наряду с этим в значительном числе случаев устанавливаются и силикаты алюминия, часто вместе с другими металлами.

Таким образом, Al^{3+} в конституции силикатов играет двоякую роль: то как компонент анионных радикалов, находясь, так же как и Si^{4+}, в четверном окружении ионов кислорода; то как отдельный катион, один или вместе с катионами других металлов, нейтрализующими отрицательный заряд анионов, располагаясь в шестерном окружении ионов кислорода или гидроксила подобно Mg^{2+}. Известно даже немало случаев, когда в одном и том же силикате одни ионы Al участвуют в комплексном анионе, другие— среди катионов, занимающих промежутки между отрицательно заряженными радикалами.

Благодаря этим открытиям многое из того, что раньше казалось совершенно непостижимым, теперь на основании точнейших физических данных получило реальное объяснение в полном соответствии со свойствами минералов. При характеристике отдельных групп силикатов мы не раз остановимся на этом вопросе.

Итак, в алюмосиликатах ионы кислорода вокруг Al^{3+} имеют ту же четверную координацию, что и вокруг Si^{4+}. Возможность замены кремнекислородных тетраэдров алюмокислородными вытекает из чисто геометрических соображений: отношение ионных радиусов O^{2-} и Al^{3+} равно 0,43, т. е. находится близко к границе между возможной четверной координацией аналогично Si^{4+} и шестерной—аналогично Mg^{2+}. Однако такая замена Si^{4+} на Al^{3+} имеет очень важные последствия, весьма существенно сказывающиеся на конституции алюмосиликатов.

В самом деле, в то время как в кремнекислородном тетраэдре SiO_4 мы имеем четыре ненасыщенные валентности, в алюмокислородном тетраэдре AlO_4 это число возрастает до пяти (8—3 =5). Следовательно, каждый алюмокислородный тетраэдр в комплексном анионном радикале увеличивает его отрицательный заряд на единицу и требует его компенсации каким-либо положительно заряженным катионом в соответствии со стереометрией решетки данного соединения. Это легко показать на примере соединений с каркасным строением кристаллических решеток:

Кварц — Si_4O_8

Альбит — $Na[Si_3AlO_8]$

Нефелин — $Na_2[Si_2Al_2O_8]$

Анортит — $Ca[Si_2Al_2O_8]$ и др.

Отношение Si : Al не обязательно должно быть целым числом, но уравновешивание отрицательных и положительных зарядов для устойчивой кристаллической решетки является безусловно необходимым. Отсюда должно быть ясным, почему данные химических анализов алюмосиликатов не всегда просто рассчитываются на химическую формулу минерала. Например, общая формула роговой обманки имеет следующий вид:

$$(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Al)_5[(Si,Al)_4O_{11}]_2[O,OH]_2,$$

где в радикале отношение Al : Si может меняться от 1 : 3 до 0.

Важно подчеркнуть, что возникновение группы AlO_4 может происходить при определенных условиях. Образование каркасов из тетраэдрических групп AlO_4 и SiO_4 имеет место лишь при одновременном участии в строении решетки относительно крупных по размерам катионов с низким зарядом (Na^{1+}, K^{1+}, Ca^{2+}, Ba^{2+} и др.). Таковы многочисленные представители групп полевых шпатов и цеолитов. Характерно, что при выветривании, когда происходит выщелачивание щелочных и щелочноземельных металлов, группы AlO_4 разрушаются: в образующемся за счет полевых шпатов каолините Al^{3+} участвует уже в шестерной координации. То же самое происходит и с другими типами кристаллических структур, в которых присутствуют в качестве составной части анионов группы AlO_4.

В средах, богатых глиноземом, группы AlO_4 возникают при высоких температурах. Экспериментально показано, что такие минералы, как као-

линит и дистен, в которых весь Al^{3+} присутствует в шестерной координации, в этих условиях (1400—1500°) частью превращаются в силлиманит или муллит, т. е. в силикаты, содержащие также группы AlO_4 с четверной координацией. Характерно, что на кривых нагревания при этом устанавливаются резко выраженные экзотермические эффекты, отвечающие моменту перестройки решетки.

В связи с этим необходимо в двух словах коснуться также вопроса о так называемом каолиновом ядре. В свое время В. И. Вернадский, на основе наблюдений над природными явлениями разрушения минералов и данных экспериментальных исследований, пришел к выводу о существовании в алюмосиликатах, в частности в полевых шпатах, весьма стойкого по отношению к естественным процессам особого ядра состава $Al_2Si_2O_7$. Сама идея тесной связи Al с Si в глиноземсодержащих силикатах впоследствии оказала неоценимую услугу при расшифровке с помощью рентгенометрических исследований столь сложных в структурном отношении минералов, какими являются алюмосиликаты. При этом, однако, выяснилось, что далеко не все глиноземсодержащие силикаты являются алюмосиликатами, т. е. такими, в которых Al играет одинаковую роль с Si. Но и в алюмосиликатах с их непрерывной протяженностью в пространстве алюмо-кремнекислородных радикалов, строго говоря, не существует обособленности групп, подобных предполагавшемуся «каолиновому ядру». Сам каолинит, образующийся при выветривании алюмосиликатов, как оказалось, по существу является силикатом алюминия, а не алюмосиликатом или «алюмокремневой кислотой».

5. В составе многих силикатов принимают участие так называемые дополнительные анионы: O^{2-}, $[OH]^{1-}$, F^{1-}, Cl^{1-}, $[CO_3]^{2-}$ и другие, нейтрализующие избыточный положительный заряд катионов. В ряде случаев допускают, что $[OH]^{1-}$ и F^{1-} могут заменять ионы кислорода в самих комплексных анионных радикалах, но такая замена обычна для ионов кислорода, не входящих в состав кремнекислородных тетраэдров.

Наконец, в состав ряда силикатов входит H_2O в большинстве случаев цеолитного характера. Молекулы H_2O обычно весьма слабо удерживаются кристаллическими решетками в их пустых промежутках или каналах.

6. Во всех силикатах количество кислородных ионов превалирует над ионами остальных элементов. Так как ион кислорода обладает значительно большей величиной ионного радиуса по сравнению с катионами, то естественно, что размеры элементарных ячеек, как и в других кислородных соединениях, главным образом зависят от числа кислородных ионов в ячейке и их расположения в пространстве.

Отсюда вытекает, что в силикатах, являющихся членами одного и того же изоморфного ряда, число кислородных ионов должно быть одинаковым.

7. В классе силикатов наряду с изовалентным изоморфизмом широко распространены и явления гетеровалентного изоморфизма.

Классическим примером гетеровалентного изоморфизма является ряд плагиоклазов: $Na[Si_3AlO_8]$—$Ca[Si_2Al_2O_8]$. Здесь Na^{1+} заменяется близким к нему по объему Ca^{2+}. Происходящее при этом увеличение положительного заряда на единицу сопровождается соответствующей заменой в радикале: один ион Si^{4+} заменяется ионом Al^{3+}, или анион $[SiO_4]^{4-}$—анионом $[AlO_4]^{5-}$, т. е. происходит увеличение и отрицательного заряда на единицу.

Таким образом, как в этом, так и во многих других подобных примерах строго подтверждается, что компоненты, образующие изоморфные смеси, должны иметь: а) одно и то же число кислородных ионов, поскольку размеры элементарных ячеек мало меняются, и б) одинаковую общую валентность заменяемых и заменяющих ионов ($Na^{1+}Si^{4+} = Ca^{2+}Al^{3+}$, $Ca^{2+}Si^{4+} = Na^{1}P^{5+}$ и т. д.), требуемую необходимым условием равенства положительных и отрицательных зарядов в кристаллической структуре.

Что касается количественных соотношений заменяемого и заменяющего ионов, то следует сказать, что, как правило, их числа равны. Однако, как мы увидим ниже, при описании минералов устанавливаются вполне оправды-

ваемые исключения. Так, например, $3Mg^{2+}$ заменяются $2Al^{3+}$, $3Fe^{2+}$—$2Fe^{3+}$ и др., причем общая валентность среди катионов сохраняется (в анионном радикале при этом не будет происходить каких-либо изменений). Следует подчеркнуть, что такого рода замены могут происходить лишь в определенных типах кристаллических структур. Наиболее благоприятные условия для такого рода замещений создаются в слоистых структурах силикатов.

Как и в других классах, среди силикатов распространены случаи ограниченной смесимости минеральных видов, а также явления распада твердых растворов.

Ограниченная смесимость изоструктурных, т. е. сходных по кристаллической структуре, соединений обусловливается значительной разницей в размерах заменяющих и заменяемых ионов. Например, давно установлено, что однотипные силикаты Ca и Mg легко дают двойные соединения (монтичеллит, диопсид и др.), ограниченно смешивающиеся со своими составными компонентами (конечными членами ряда), и притом в условиях высоких температур.

Лишь между $Mg_2[SiO_3]_2$ и $MgCa[SiO_3]_2$ (клиноэнстатит—диопсид) существуют непрерывные изоморфные смеси в природных условиях, возникающие при высоких температурах.

8. Важной характеристикой структур силикатов являются также координационные числа, от которых зависят изоморфные замещения. Некоторые катионы имеют по два и даже по три таких числа. Ниже приведен список элементов, обычно распространенных в силикатах, и их координационных чисел, установленных в изученных кристаллических структурах:

B —4	Al —4, (5) и 6	$Mn^{\cdot\cdot}$—6 и 8	Ti —6
Si —4	$Fe^{\cdot\cdot\cdot}$—4 и 6	Na —6 и 8	Zr —6 и 8
Be —4	Mg —6 и 8	Ca —6, 7 и 8	K —6 и 10
Zn —4	$Fe^{\cdot\cdot}$ —6 и 8	Li —6	Ba —12

Как и следовало ожидать, координационные числа возрастают с увеличением радиусов ионов. Из приведенного списка можно также видеть, что Ti^{4+} и Zr^{4+} не встречаются в четверном окружении ионов кислорода и, следовательно, они не бывают заменителями Si^{4+} в кремнекислородных тетраэдрах. Поэтому прежние представления о «титаносиликатах» и «цирконосиликатах» оказываются с этой точки зрения неверными. Эти элементы в кристаллических структурах минералов принимают участие в качестве обычных катионов, располагаясь в решетках между анионными радикалами. Однако для титана все же удалось показать, что лишь при сравнительно высоких температурах Ti^{4+} в значительной степени способен заменять Si^{4+} в пироксенах.

Что касается Fe^{3+}, то этот элемент в ряде случаев входит в комплексный анион как заменитель Si^{4+} совершенно аналогично Al^{3+}, со всеми вытекающими отсюда последствиями. Такие случаи установлены для ряда сильно железистых силикатов.

О классификации силикатов. В настоящее время, когда рентгенометрические исследования минеральных тел достигли значительных успехов, классификация силикатов, естественно, должна быть построена не только на основании их химических составов, но также с учетом типов кристаллических структур, рассмотренных выше.

Различные способы сочленений кремнекислородных тетраэдров накладывают совершенно определенный отпечаток как на химические формулы минералов и морфологические особенности их кристаллов, так и на многие физические их свойства (показатели преломления, двупреломление, удельные веса и т. д.)

Порядок расположения этих типов структур может быть различным. Одни авторы систематику силикатов строят в том порядке, как это мы рассмотрели выше: начиная от типа структур с изолированными кремнекислородными тетраэдрами и кончая каркасными структурами непрерывного протяжения в трехмерном пространстве. Другие принимают обратный

порядок, причем систематика силикатов начинается с кварца, обладающего типичным каркасным строением решетки.

Мы остановимся на первом варианте, т. е. начнем с тех групп силикатов, которые отвечают типичным солям и являются наиболее простыми и близкими по своей конституции к минералам ранее рассмотренных классов кислородных солей. В отличие от них, класс силикатов разобьем на ряд подклассов.

Общая схема этого деления выразится в следующем виде:

Подкласс А. Силикаты с изолированными тетраэдрами SiO_4 в кристаллических структурах.

Подкласс Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах.
Тип 1. С изолированными группами Si_2O_7.
Тип 2. С кольцевыми анионными радикалами Si_nO_{3n}.

Подкласс В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах.
Тип 1. С одинарными цепочками.
Тип 2. С двойными цепочками.

Подкласс Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах.

Подкласс Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами тетраэдров $(Si,Al)O_4$ в кристаллических структурах.

Такова схема деления силикатов на подклассы и типы.

Подкласс А. Силикаты с изолированными тетраэдрами SiO_4 в кристаллических структурах

Характернейшей чертой кристаллических структур относящихся сюда силикатов является наличие в них в качестве структурных единиц обособленных тетраэдрических анионов $[SiO_4]^{4-}$. Как уже указывалось во введении, эти тетраэдры в кристаллических структурах рассматриваемых здесь минералов располагаются изолированно, т. е. ни один из кислородных ионов, окружающих ион Si, не является общим для других смежных с ним кремнекислородных тетраэдров.

С химической точки зрения эти силикаты рассматривались как ортосиликаты, т. е. соли гипотетической кислоты H_4SiO_4. Среди катионов в силикатах этого типа главнейшую роль играют: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, отчасти Ni^{2+}, Co^{2+}, Mn^{2+}, Zn^{2+}, а также Al^{3+}, Fe^{3+}, отчасти Mn^{3+}, Cr^{3+}, иногда Pb^{2+}, Be^{2+}, Ti^{4+}, Zr^{4+}, Th^{4+} и изредка Nb^{5+}. Щелочи Na^{1+} и K^{1+} встречаются в исключительных случаях. Редкие земли иногда также принимают участие в строении кристаллических решеток наряду с кальцием, натрием и отчасти торием. Алюминий, в отличие от других типов силикатов, никогда не входит в кристаллическую решетку в виде комплексных анионов с четверной координацией, т. е. не заменяет Si в его тетраэдрических группах. Допустимо лишь, что фосфор может заменять ионы кремния (см. группу апатита).

Физические свойства силикатов этого типа довольно характерны и обусловлены особенностями компактных кристаллических решеток. Формы кристаллов, как правило, изометрические. Минералы обладают высокой твердостью и относительно повышенными удельными весами, вследствие плотной упаковки ионов. Этим же объясняются и повышенные показатели преломления. В большинстве случаев минералы бесцветны или слабо окрашены. Интенсивная окраска бывает свойственна лишь разностям, содержащим хромофоры.

1. ГРУППА ЦИРКОНА

В эту группу входят ортосиликаты четырехвалентных Zr и Th, кристаллизующиеся в тетрагональной сингонии.

ЦИРКОН—$ZrSiO_4$. Название произошло от искаженных с течением времени персидских слов: «цар»—золото и «гун»—цвет. Синоним: гиацинт. Является довольно частым акцессорным (второстепенным по количеству) минералом в ряде кислых и щелочных изверженных горных пород (гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах).

Химический состав. Согласно формуле: ZrO_2 67,1% (Zr 49,5%), SiO_2 32,9%. Из примесей в небольшом количестве почти всегда присутствует Fe_2O_3 до 0,35% и больше, часто CaO (0,05—4%), иногда Al_2O_3. Всегда содержится окись гафния; в некоторых случаях HfO_2 достигает 4%, в альвите из Крагерё (Норвегия) даже 16%. В ряде случаев устанавливаются Y_2O_3 и редкие земли, главным образом Ce_2O_3 (хагаталит), иногда до 16% при содержании P_2O_5 до 4—5% (амагутилит). В некоторых разновидностях обнаруживаются, кроме того, Nb и Ta (наэгит), а также ThO_2 до 7%, иногда 12% (хетвейтит) и U_3O_8 до 1,5%, иногда больше. Изредка обнаруживаются незначительные содержания Sn и Be (в альвите $BeO + Al_2O_3$ доходит до 15%) и др. Наконец, известны разности, содержащие значительное количество P_2O_5 (оямалит). Малаконы и циртолиты[1], более богатые радиоактивными веществами и находящиеся в связи с этим в метамиктном состоянии, содержат также существенные количества H_2O (до 2—12%).

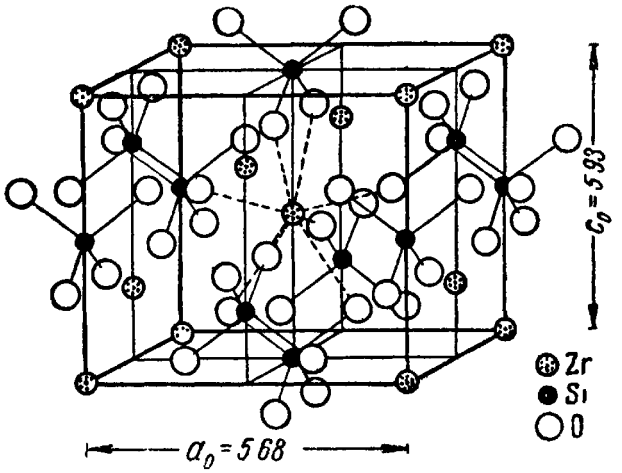


Рис. 275. Кристаллическая решетка циркона

В центре показано восемь связей иона Zr^{4+} с кислородными ионами группы SiO_4

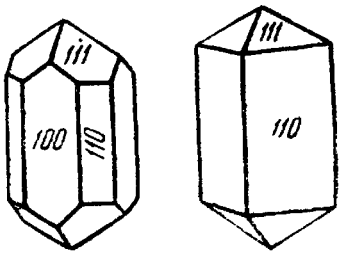


Рис. 276. Наиболее обычные кристаллы циркона

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. $L^4 4L^2 5PC$. Кристаллы вообще характерны для циркона. В неправильных зернах встречается реже. **Кристаллическая структура.** Рентгенометрические исследования показывают, что циркон имеет типичную радикал-ионную решетку, состоящую из анионных групп SiO_4 и катионов Zr^{4+}, окруженных восемью кислородными ионами (рис. 275). Тетраэдры SiO_4 чередуются вдоль L_4 с ионами Zr. Таким образом, структура циркона весьма существенно отличается от структуры рутила, кристаллы которого внешне очень похожи на кристаллы циркона, но является аналогичной структуре ангидрита ($Ca[SO_4]$). **Облик кристаллов** короткостолбчатый, изометрический, реже дипирамидальный. Обычные формы: тетрагональные призмы {100} и {110} и тетрагональные дипирамиды {111} и {101} (рис. 276). Двойники коленчатые, как у рутила, но встречаются гораздо реже.

Цвет. Бесцветный, но чаще окрашен в желтый, оранжевый, красный, реже зеленый цвет. Малаконы обычно обладают темнобурой окраской. **Блеск** алмазный, иногда жирный. $Ng = 1{,}968—2{,}015$ и $Nm = 1{,}923—1{,}960$.

Твердость 7—8. У разностей, испытавших метамиктный распад, снижается до 6; кроме того, они обладают удивительной вязкостью, тогда как обычные цирконы хрупки. **Спайность** обнаруживается сравнительно редко по {110}. Излом неровный или раковистый (у измененных разностей). **Уд. вес** 4,68—4,70; для измененных разностей—циртолитов—падает до 4,7 и даже

[1] От греческого «киртос» —кривой, выпуклый (имеется в виду искривленность граней кристаллов).

до 3,8 (происходит увеличение объема с сохранением несколько искаженной внешней формы кристаллов). **Прочие свойства.** Малаконы и циртолиты, как правило, радиоактивны.

Диагностические признаки. Для кристаллов циркона весьма характерен тетрагональный короткостолбчатый, реже дипирамидальный облик. Можно смешать: 1) с рутилом (отличие по твердости, показателям преломления), 2) с касситеритом (отличие по удельному весу, парагенезису, химическим реакциям и меньшему двупреломлению под микроскопом), 3) с торитом (отличие по твердости, отношению к реактивам, значительно более сильному двупреломлению) и 4) с монацитом, встречающимся в аналогичных условиях (отличие по твердости и облику кристаллов—монацит обычно в таблитчатых формах).

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. Разлагается при сплавлении порошка с содой, причем раствор сплава в разбавленной HCl окрашивает куркумовую бумажку в оранжевый цвет (реакция на Zr).

Происхождение. Циркон встречается в виде редко вкрапленных кристалликов в магматических интрузивных породах: нефелиновых сиенитах, гранитах, диоритах, гнейсах, а чаще и в более крупных кристаллах—в п е г м а т и т а х сиенитового и гранитного состава. В метаморфизованных осадочных породах (кристаллических сланцах и парагнейсах) встречается в виде реликтовых окатанных зерен.

На основании идиоморфизма кристаллов циркона по отношению ко всем сопровождающим его минералам считают, что он из магмы выделяется одним из первых. Однако ряд наблюдаемых в природе фактов не увязывается с таким представлением: 1) довольно часто он встречается в тесной ассоциации с более поздними минералами, содержащими летучие компоненты (апатит, флюорит, слюды и др.); 2) согласно данным Лакруа, в нефелиновых породах Мадагаскара, где количество циркона достигает 7%, он нередко приурочивается к трещинам в уже частично застывшей материнской породе; 3) в эффузивных породах (трахитах, базальтах) он в виде мельчайших кристалликов наблюдался в друзовых пустотах; 4) известны псевдоморфозы циркона по минералам магматического происхождения, в частности по щелочной роговой обманке—рибекиту, и т. д. По всей вероятности, идиоморфизм циркона во многих случаях обусловлен тем, что он подобно метакристаллам (пирит, магнетит, апатит и др.), несмотря на относительно поздний момент возникновения способен образовывать совершенные кристаллы.

Как химически устойчивый минерал, циркон при выветривании горных пород легко освобождается от своих спутников и механически переходит в россыпи, а отсюда в виде окатанных зерен—в осадочные породы.

Практическое значение. Прозрачные красиво окрашенные разности используются в ювелирном деле. Обычно перерабатывается для получения ZrO_2, обладающей слабой теплопроводностью и малым коэфициентом расширения, идущей на изготовление кислото- и огнеупорных тиглей (температура плавления около 3000°). В виде примеси добавляется к кварцевому стеклу (до 2,5%), с целью получения жаро- и кислотоупорной лабораторной посуды. Используется в виде огнеупорных кирпичей и цемента, применяемых для футеровки электроплавильных печей, а также для изготовления белых эмалей и весьма устойчивых красок.

Металлический цирконий в сплавах с магнием (40%) употребляется для бездымных вспышек (при световой сигнализации и фотографировании). Чистый цирконий, благодаря ковкости, заменяет платину при производстве приборов для научно-исследовательских работ. Он может быть применен также для свечей в двигателях внутреннего сгорания и для термоэлементов в пирометрах.

Примесь его в определенных количествах в виде ферроциркония или других сплавов к стали, меди, латуни и др. улучшает качество отливок, увеличивает твердость и химическую стойкость сплавов. В металлургии стали цирконий играет роль лучшего раскислителя. Благодаря способности обра-

зовывать соединения с азотом, цирконий полностью освобождает сталь от вредных нитридов.

Гафний, извлекаемый из циркона при переработке, применяется в виде окисла, вводимого в сплавы при изготовлении нитей электронных ламп. Благодаря высокой точке плавления и высокой термоэлектронной эмиссии, гафний может найти применение при изготовлении радиоламп, для покрытия поверхностей катодов рентгеновских трубок и других целей.

Месторождения. Циркон распространен главным образом среди миаскитовых и сиенитовых пегматитов, где он встречается вместе с черной слюдой, нефелином, альбитом, апатитом и различными минералами, содержащими TR, Nb, Ta, Th, U (пирохлором, эшинитом, самарскитом и др.). Кристаллы обычно небольшие—не свыше 1 *см* в поперечнике, но изредка встречаются и крупные экземпляры. В 1837 г. был найден самый крупный образец весом около 3,5 *кг*, состоящий из нескольких неделимых. Изучены ориентированные срастания циркона с пирохлором по плоскостям (111), причем грань октаэдра пирохлора совпадает с гранью тетрагональной дипирамиды (111) циркона. Закономерность этих срастаний, как выяснилось, обусловливается соизмеримостью параметров по ребрам [110] циркона и [112] пирохлора. Любопытно, что при разбивании сростков обнаружилось отсутствие идиоморфизма какого-либо из срастающихся минералов по отношению к другому: поверхности раздела между ними являются неровными и неправильными. Это заставляет предполагать об одновременном росте обоих минералов.

В ряде мест циркон довольно широко распространен также в россыпях, из которых легко добывается с помощью простой промывки на вашгердах. Для некоторых районов установлено, что акцессорный циркон гранитов имеет большей частью бочонковидный облик с заостренными вершинами, всегда прозрачен и обычно бесцветен. Циркон гранитоидов, залегающих в виде жил, обладает тетрагонально-призматическим обликом, также прозрачен, но почти всегда окрашен в розовый или фиолетовый цвет. Цирконы пегматитовых жил имеют, как правило, более или менее изометрический, дипирамидально-призматический вид, непрозрачны и в подавляющем большинстве случаев интенсивно окрашены в бурые цвета различных оттенков.

Из иностранных районов отметим район крупных месторождений циркона в Южной Норвегии в нефелиновых сиенитах, местами в весьма значительных количествах: Гитерё, Крагерё, Телемаркен и др., а также россыпи о. Цейлона, Бразилии, Австралии и на о. Мадагаскар.

ТОРИТ—$ThSiO_4$. Разновидности: оранжит—прозрачные разности оранжевого цвета; ураноторит с U_3O_8 до 10—16%; маккинтошит и торогуммит—тоже с U_3O_8, но более богатые H_2O; ауэрлит—фосфорсодержащая разность, богатая водой. Содержит также редкие земли, CaO, Fe_2O_3 до 13% (ферриторит) и др.

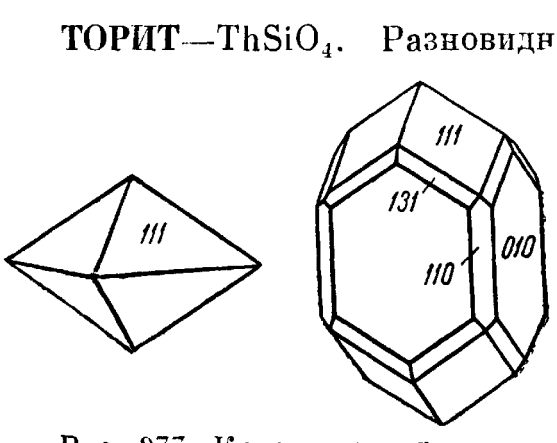


Рис. 277. Кристаллы торита

Сингония тетрагональная. Кристаллы очень редки; имеют тот же облик, что и кристаллы циркона (рис. 277). Обычно встречается в виде вкрапленных зерен, реже в сплошных массах.

Цвет черный, бурый, желтый, оранжевый. **Черта** темнобурая, светлооранжевая (у оранжита). **Блеск** стеклянный, жирный. N=1,68—1,82.

Твердость 4,5—5 (у измененных разностей падает). Хрупкий. **Спайность** отсутствует. Излом раковистый. **Уд. вес** 5,4 (у измененных разностей падает до 4,8 и даже до 4,0). Все разности сильно радиоактивны.

Диагностические признаки. П. п. тр. не плавится. В стеклянной трубке выделяет воду. Растворяется в HCl с выделением студенистого кремнезема.

Из раствора при прибавлении щавелевой кислоты выпадает осадок, растворимый в щавелевокислом аммонии. С бурой дает оранжевое стекло, бледнеющее при охлаждении.

Месторождения. Оранжит и торит встречаются в ряде мест Лангезундфиорда (Норвегия) в гранитах и сиенитах в ассоциации с роговой обманкой, черной слюдой, цирконом; на о. Лёвен, на о. Ланбё (в больших черных кристаллах) и в других пунктах. В небольших количествах известен также в Швеции близ Линденеса, на о. Мадагаскар (ферриторит) и в других местах.

2. ГРУППА ОЛИВИНА

К этой группе относятся силикаты типа $A_2^{\cdot\cdot}[SiO_4]$, где A=Mg, Fe, Mn, Ni, Co, Zn, Ca и Pb. Все они, за исключением Ca и Pb, в кристаллических решетках изоморфно замещают друг друга. Последние два элемента, вследствие больших размеров их ионных радиусов, обусловливают образование двойных соединений.

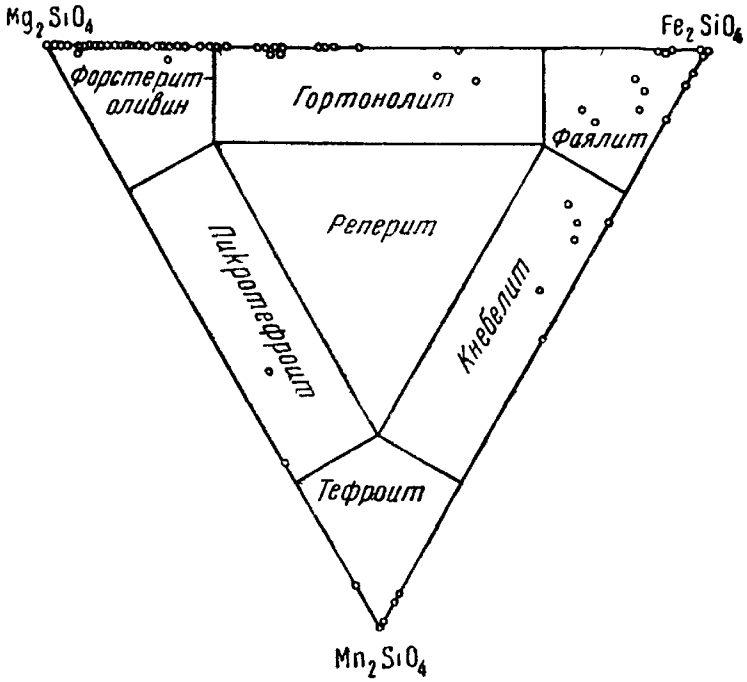


Рис. 278. Химический состав главнейших минералов группы оливина

ФОРСТЕРИТ — Mg_2SiO_4. Является чистым магнезиальным членом изоморфного ряда: Mg_2SiO_1—Fe_2SiO_4 (рис. 278). Теоретический состав: MgO 57,1%, SiO_2 42,9%.

Сингония ромбическая: ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Кристаллическая структура** рассмотрена ниже (см. оливин). **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы имеют изометрический или слегка уплощенный облик и представляют комбинацию следующих форм: {110}, {010}, {111} и {001}.

Цвет. Бесцветен; в агрегатах светлосерый. Прозрачен. **Блеск** стеклянный, сильный. Ng=1,670, Nm=1,651 и Np=1,635.

Твердость 7. **Спайность** по {010} заметная. **Уд. вес** 3,217.

Диагностические признаки. Точно определяется в шлифах под микроскопом по оптическим константам (показателям преломления, двупреломлению и углу оптических осей). В изоморфном ряду форстерит—фаялит обладает наименьшим удельным весом.

П. п. тр. не плавится. Не растворяется в HCl. Порошок в концентрированной H_2SO_4 дает студень SiO_2.

Происхождение и месторождения. Чаще встречается в контактово-метаморфических породах (доломитах и известняках), например в районе ст. Слюдянка (Забайкалье) в ассоциации с хондродитом и флогопитом, в Николае-Максимилиановской копи в Назямских горах (Ю. Урал, Златоустовский район) среди голубоватого грубозернистого мрамора с клиногумитом, бруситом и др. Известны случаи образования форстерита за счет серпентинизированных ультраосновных пород, например в Снаруме (Норвегия), в ассоциации с магнезитом, флогопитом, гематитом и шпинелью, очевидно как результат переработки под влиянием пневматолитовых агентов в окислительных условиях. Описаны также находки форстерита с оливином в древних вулканических выбросах Везувия на Монте-Сомма в сопровождении шпинели и авгита.

ОЛИВИН—$(Mg,Fe)_2SiO_4$. Назван по оливково-зеленому цвету. Синонимы: хризолит, перидот. «Хризос» по-гречески—золото. Оливин, по существу представляющий железистую разновидность форстерита (см. рис. 278), весьма широко распространен в природе как породообразующий минерал в ультраосновных изверженных породах.

Химический состав обычно варьирует в следующих пределах (в %): MgO 50—45, FeO 8—12, реже до 20, NiO 0,1—0,3, CoO до 0,01; иногда присутствует марганец. Часть железа устанавливается в окисной форме (в частично серпентинизированных оливинах).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$.

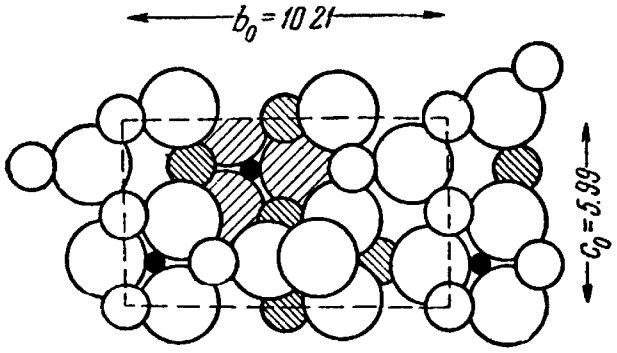


Рис. 279. Кристаллическая структура оливина в проекции на плоскость (100)

Черные кружочки—ионы кремния; большие кружки—ионы кислорода; средние—ионы магния

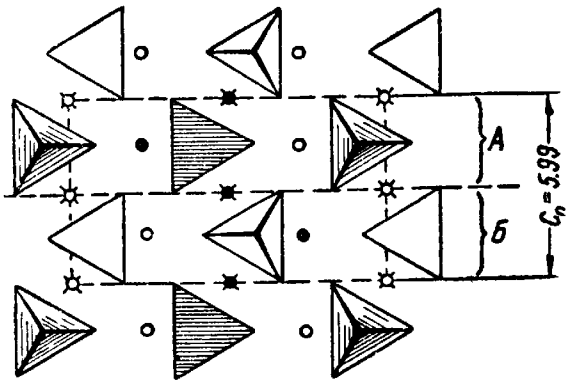


Рис. 280. То же в схематизированном виде

Решетка построена из отдельных блоков (*А* и *Б*). Тетраэдры SiO_4 поочередно вершинами направлены вверх и вниз, причем в разных блоках сидят на разных уровнях (заштрихованные тетраэдры расположены относительно выше). Малыми кружками обозначены ионы магния

Кристаллическая структура. Структура оливина, по Брэггу и Брауну, изображена на рис. 279 и 280 в проекции на плоскость (100). Особенности ее сводятся к следующему: 1) все кислородные ионы находятся в упаковке, близкой к гексагональной плотнейшей укладке, и в пределах элементарной ячейки располагаются в двух листах, параллельных (100); на рис. 279 один лист показан в виде заштрихованных кружков; 2) каждый ион Si окружен четырьмя кислородными ионами (изолированные тетраэдрические группировки на рис. 280 оконтурены); 3) каждый ион Mg находится в шестерном окружении кислородных ионов. **Облик кристаллов.** Оливин обычно распространен в зернистых агрегатах. Хорошо образованные кристаллы в пустотах (или вросшие в метаморфических породах) встречаются сравнительно редко. Наиболее характерные формы (рис. 281): {100}, {110}, {010}, {111}, {001} и др. Двойники редки, большей частью по (011).

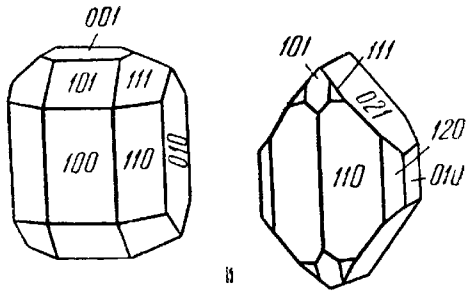


Рис. 281. Кристаллы оливина

Цвет оливина желтый с зеленоватым оттенком; чаще он бесцветен, совершенно прозрачный; в частично серпентинизированных оливиновых породах (дунитах) приобретает ложный зеленый оттенок, обязанный серпентину, развивающемуся метасоматическим путем вдоль трещинок в оливине. **Блеск** стеклянный, жирный. $Ng = 1{,}68$, $Nm = 1{,}66$ и $Np = 1{,}64$.

Твердость 6,5—7. Хрупок. **Спайность** средняя или несовершенная по {010}, реже по {100}. Излом часто раковистый. **Уд. вес** 3,3—3,5 (возрастает с увеличением содержания FeO).

Диагностические признаки. В оливиновых базальтах крупные вкрапленные зерна оливина на глаз узнаются по темной зеленовато-желтой окраске, стеклянному блеску и неровному излому. В интрузивных оливиновых горных

породах характерен парагенезис с магнезиальными силикатами (серпентином, пироксенами) и хромшпинелидами.

П. п.тр. не плавится. В HCl почти не растворяется. Порошок бурно разлагается в концентрированной H_2SO_4 с образованием студня SiO_2.

Происхождение. В главной своей массе оливин имеет магматическое происхождение. В горных районах встречаются целые массивы бедных кремнеземом изверженных оливиновых горных пород: 1) дунита, состоящего почти нацело из оливина с незначительной примесью хромшпинелидов, и 2) перидотитов, в которых, кроме оливина, присутствуют также пироксены. Правда, в большинстве случаев оливин в них подвергся серпентинизации (последующему гидротермальному процессу изменения).

Кроме того, нередко является составной частью таких горных пород, как габбро, диабаз, базальт и туфы основных эффузивов. В кварцсодержащих, т. е. более богатых кремнеземом, породах он, как правило, отсутствует.

Довольно крупные кристаллы и окатанные гальки прозрачного оливина красивого зеленого или желтовато-зеленого цвета (так называемые хризолиты) встречаются в россыпях Верхнего Египта (к востоку от Эсне), Индии, Бразилии и в других местах.

При процессах выветривания в оливине происходит окисление закисного железа, что выражается в побурении зерен.

Практическое значение. Маложелезистые чисто оливиновые породы, неизмененные или частично серпентинизированные, представляют высококачественное сырье для изготовления огнеупорных форстеритовых кирпичей. Так как при производстве их в условиях окислительного обжига все железо обособляется в виде магнетита, то очень важно, чтобы в исходном сырье было минимальное количество этого элемента и чтобы отношение $MgO : SiO_2$ было близким к 2 (в молекулярном исчислении). В противном случае при обжиге наряду с форстеритом будет образовываться более богатый кремнеземом пироксен, обладающий меньшей жаропрочностью. С целью компенсации закиси железа, уходящей из состава силикатной части, в обжигаемую смесь добавляется соответствующее количество магнезита.

Прозрачные, красиво окрашенные и не затронутые метаморфизмом кристаллы оливина (хризолиты) употребляются как драгоценные камни в ювелирном деле.

Месторождения. Крупные массивы оливиновых и оливиново-пироксеновых пород, правда большей частью сильно серпентинизированных, распространены в различных местах Урала, Северного Кавказа, Закавказья и вдоль южной окраины Сибири. Ко многим из них приурочены месторождения хромистого железняка, иногда платины (Средний и Северный Урал). В древних корах выветривания (Южный и Средний Урал) возникли экзогенные месторождения железных окисных руд и гидросиликатных руд никеля.

ФАЯЛИТ—Fe_2SiO_4. Фаяль—остров Азорского архипелага, где был впервые найден этот минерал в виде включений в глыбах на берегу моря. Является конечным членом изоморфного ряда форстерит—фаялит, а также ряда тефроит—фаялит (см. рис. 278).

Химический состав характеризуется резким преобладанием FeO. В чисто железистом минеральном виде содержание FeO достигает 76%. Содержание MgO обычно не превышает нескольких процентов. Нередко в более существенных количествах содержит MnO, иногда ZnO. Наряду с FeO иногда содержится Fe_2O_3, очевидно как продукт частичного окисления.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. **Облик кристаллов.** Редко встречающиеся кристаллы по своему облику похожи на кристаллы оливина, иногда таблитчатые или короткопризматические.

Цвет фаялита темножелтый до зеленовато-черного; окисленные разности обладают буровато-коричневой окраской. **Блеск** стеклянный, сильный, близкий к алмазному. $Ng=1{,}886$, $Nm=1{,}87$ и $Np=1{,}835$.

Твердость 6—6,5. **Спайность** ясная по {010} и несовершенная по {100}. **Уд. вес** 4,0—4,35.

П. п. тр. сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение и месторождения. В виде кристаллов встречается в пустотах в обсидиане (вулканическом стекле) Иеллоустонского парка в США, на Липарских островах и в других местах. Как крайнее исключение фаялит (таласкит)—наиболее бедный кремнеземом минерал из группы оливина—был встречен в жиле гранитного пегматита в виде крупных кристаллов, часто в окружении биотита, с микроклин-пертитом, альбитом, кварцем и другими минералами на берегу р. Джаши в бассейне р. Талас (Киргизский хребет). В виде сплошных зернистых масс фаялит известен, например, в Мысовском месторождении на южном берегу оз. Байкал.

3. ГРУППА ВИЛЛЕМИТА

Группа виллемита включает ортосиликаты Zn, отчасти Mn, кристаллизующиеся в тригональной сингонии. Здесь же рассмотрим и ортосиликат Be (фенакит).

ВИЛЛЕМИТ—Zn_2SiO_4. Является относительно редким минералом, лишь иногда образующим существенные скопления в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений.

Химический состав. ZnO 73,0%, SiO_2 27,0%. Обычно содержит также некоторые количества MnO и FeO.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. I_6^3C. **Кристаллическая структура** совершенно аналогична структуре фенакита. Места ионов Be заняты ионами Zn. **Облик кристаллов.** Кристаллы вообще редки (рис. 282) и образованы обычно гранями призм $\{11\bar{2}0\}$ и ромбоэдра $\{10\bar{1}1\}$. Часто наблюдается в виде щеток игольчатых кристаллов или радиальнолучистых агрегатов, а также в натечных формах в пустотах от выщелачивания.

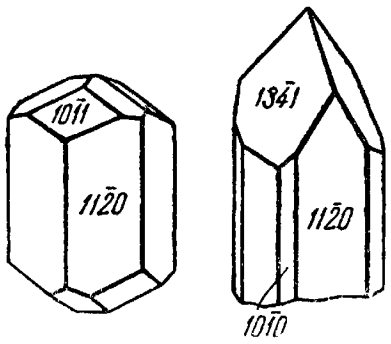


Рис. 282. Кристаллы виллемита

Цвет. Бесцветный или желтовато-бурый, иногда с зеленоватым или красноватым оттенком (примесь MnO). **Блеск** стеклянный, жирный. $Ng = 1{,}719—1{,}723$ и $Nm = 1{,}691—1{,}694$.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** иногда ясная по {0001}. Излом раковистый. **Уд. вес** 3,89—4,18. Некоторые разности светятся в ультрафиолетовых лучах зеленым цветом.

Диагностические признаки. Виллемит, в отличие от похожего на него каламина ($Zn_4[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$), встречающегося в подобных же условиях и часто в сходных формах агрегатов, легче всего отличим по оптическим константам, а также по более высокой твердости и большему удельному весу.

П. п. тр. почти не плавится. При продолжительном прокаливании в восстановительном пламени на угле дает налет ZnO, желтый в горячем состоянии, по охлаждении белый, зеленеющий при смачивании раствором азотнокислого кобальта и последующем прокаливании в окислительном пламени. В закрытой стеклянной трубке, в отличие от каламина, не выделяет или почти не выделяет воды. В HCl порошок минерала растворяется с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Главным образом встречается в зонах окисления свинцово-цинковых сульфидных месторождений, иногда в псевдоморфозах по каламину.

Как безводное соединение, весьма вероятно, образуется при выветривании месторождений в условиях жаркого климата.

Следует отметить также как редкий случай эндогенное происхождение марганцовистого виллемита в известном контактово-метасомати-

ческом месторождении Франклин в Нью-Джерси (США) в ассоциации с цинкитом, франклинитом и другими минералами цинка.

Практическое значение. Виллемит в редких случаях приобретает широкое развитие и имеет самостоятельное промышленное значение как цинковая руда. Применяется также для изготовления флюоресцирующих экранов в электроннолучевых трубках и других приборах.

Месторождения. Число известных до сих пор месторождений, в которых был встречен виллемит, очень ограничено (не больше 12—15). В значительных количествах он был найден в зонах окисления свинцово-цинкового месторождения Брокен-Хилл (Северная Родезия), а также в месторождении Кумыш-Таг в Киргизском хребте (Средняя Азия).

ФЕНАКИТ—Be_2SiO_4. «Фенакис» по-гречески—обманщик; название это дано в связи с тем, что бесцветные его разности в обломках почти не отличимы от кварца. Принадлежит к числу сравнительно редких минералов.

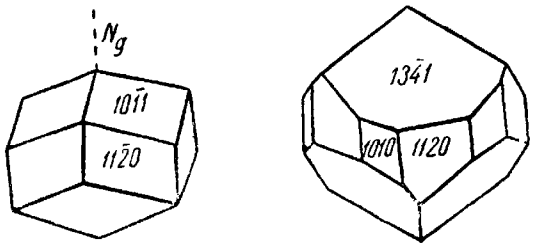


Рис. 283. Кристаллы фенакита

Химический состав. BeO 45,5%, SiO_2 54,5%. Химические анализы показывают присутствие в нем в очень незначительных количествах MgO, CaO, Al_2O_3 и Na_2O.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. L_6^3C. **Облик кристаллов** ромбоэдрический, короткостолбчатый. Обычные формы: призма $\{11\bar{2}0\}$ с ромбоэдрами $\{10\bar{1}1\}$, $\{13\bar{4}1\}$ и др. (рис. 283). Двойники прорастания по $\{10\bar{1}0\}$ встречаются часто. Обычно распространен в виде вросших в породу кристаллов, иногда в виде друз в пустотах.

Цвет. Прозрачный, бесцветный или слабо окрашен в винно-желтый, иногда розовый, редко бурый цвет. **Блеск** стеклянный, жирный. $Ng=1{,}670$, и $Nm=1{,}654$.

Твердость 7,5. **Спайность** несовершенная по $\{11\bar{2}0\}$. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,96– 3,0.

Диагностические признаки. Для кристаллов фенакита характерен ромбоэдрический или короткостолбчатый облик, отличающий их от призматических кристаллов берилла. По сравнению с последним фенакит обладает также несколько бо́льшим удельным весом. От хризоберилла его отличают, наоборот, несколько меньшая твердость, меньший удельный вес, меньший коэфициент преломления и иная форма кристаллов (у фенакита характерно отсутствие пинакоида).

П. п. тр. не плавится. В кислотах не растворяется. В сплаве фосфорной соли, медленно растворяясь, оставляет скелет кремнезема.

Происхождение. Условия нахождения и парагенезис минералов говорят о том, что фенакит образуется при пневматолитовых процессах. Большей частью встречается в пегматитовых образованиях в генетической связи с кислыми глубинными изверженными породами. В ассоциации с ним наблюдаются: берилл (изумруд), хризоберилл, топаз, полевые шпаты, слюды, кварц и др.

Практическое значение невелико ввиду незначительности его скоплений, но вместе с бериллом может добываться как бериллиевая руда. Прозрачные нежноокрашенные разности используются для ювелирных целей. Любопытно, что цвет фенакита весьма неустойчив: часто фенакит красивой окраски (в момент добычи) через несколько месяцев от действия солнечных лучей полностью обесцвечивается.

Месторождения. Впервые был найден в начале прошлого столетия. Кристаллы фенакита нередко являются спутником или «предвестником» изумрудов и встречаются среди слюдяных сланцев, достигая иногда в поперечнике 10 *см*. Часто он ассоциирует с бериллом и распределен очень неравномерно,

скопляясь в определенных местах. Затем в виде мелких кристаллов встречается в гранитных пегматитах в ассоциации с амазонитом, топазом и другими минералами.

Из иностранных месторождений отметим месторождения в К р а г е р ё в Телемаркене (Норвегия), где встречались крупные призматические кристаллы и двойники вместе с кварцем и альбитом.

4. ГРУППА ТОПАЗА

Топаз является единственным представителем переходной кристаллической структуры между гексагональным типом плотнейшей упаковки (оливин) и кубическим (дистен). Структура его характеризуется четырехслойной плотнейшей упаковкой (по классификации Н. В. Белова).

ТОПАЗ—$Al_2[SiO_4][F, OH]_2$. Название происходит от о. Топазос в Красном море.

Химический состав. Al_2O_3 62,0—48,2%, SiO_2 39,0—28,2%, F 13—20, 4%, H_2O до 2,45%. Для топаза, не содержащего OH, должно быть (в %): Al_2O_3 55,4, SiO_2 32,6, F 20,7; сумма 108,7, а за вычетом $O(=F_2)$ 8,7 равна 100%. Отношение F : OH в топазах, наиболее богатых OH, обычно составляет около 3 : 1. Часто содержит газово-жидкие включения.

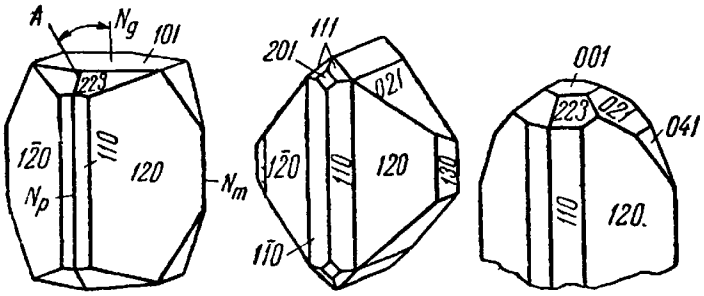


Рис. 284. Кристаллы топаза. Слева—из Алабашки (Урал), посредине—из Адун-Чилона (Забайкалье), справа—из Ильменских гор (Урал)

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов.** Хорошо образованные кристаллы встречаются исключительно в пустотах. Как правило, они отличаются богатством и совершенством своих граней и иногда своими относительно большими размерами (известны кристаллы до 25—32 *кг* весом). Преимущественно распространены призматические формы кристаллов с преобладанием форм {110}, {120}, {021}, {041}, пинакоида {001}, дипирамид {111}, {223} и др. (рис. 284).

Цвет. Бесцветные, водяно-прозрачные разности сравнительно редки. Большей частью бывает окрашен в светлые оттенки желтого, винно-желтого, соломенно-желтого, голубого, фиолетового, зеленого, розового, изредка красного цвета. При продолжительном действии солнечных лучей окраска его часто бледнеет. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}618—1{,}638$, $Nm=1{,}610—1{,}631$ и $Np=1{,}607—1{,}629$.

Твердость 8. **Спайность** совершенная по {001}. Излом не по спайности раковистый. **Уд. вес** 3,52—3,57.

Диагностические признаки. Довольно легко узнается по облику кристаллов, а по высокой твердости отличается от похожих на него минералов. В плотных зернистых массах бывает похож на кварц, от которого отличается наличием спайности и большей твердостью.

П. п. тр. не плавится, но при сильном прокаливании становится мутным. Лишь мутные или непрозрачные разности, содержащие обильные включения жидкостей и газов, при нагревании вспучиваются. Дает реакцию на F с фосфорной солью в закрытой трубке. Порошок предварительно прокаленного топаза, смоченный азотнокислым кобальтом, при последующем сильном прокаливании окрашивается в синий цвет (реакция на Al). Разлагается фосфорной солью с выделением скелета SiO_2.

Происхождение. Встречается в миаролитовых пустотах главным образом среди кислых изверженных горных пород (гранитов, риолитов) и особенно в п е г м а т и т о в ы х жилах. В виде мельчайших включений обнаруживается в контактовых ореолах вокруг интрузивных массивов, изредка в боковых породах рудных месторождений. В ассоциации с ним часто

наблюдаются флюорит, турмалин, дымчатый кварц, берилл, касситерит, полевые шпаты, а в грейзенах—такие минералы, как слюды, касситерит, вольфрамит, иногда сульфиды и др. Были установлены псевдоморфозы топаза по полевому шпату, кварцу и др. При наложении последующих гидротермальных процессов топаз иногда переходит в тонкочешуйчатый агрегат мусковита. В других случаях наблюдаются лишь фигуры вытравления на гранях.

Иногда наблюдается в гидротермальных жилах среди сланцев, гнейсов и других пород. Характерно, что топазы гидротермального происхождения богаче гидроксилом, замещающим фтор. Встречающиеся кристаллы имеют длиннопризматический облик и нередко обладают розовым цветом.

При выветривании месторождений топаз почти не поддается химическим изменениям и потому обычно встречается в хорошо сохранившихся кристаллах вместе с кварцем и бериллом среди полностью разрушенных и превращенных в глинистые продукты сопровождающих его минералов. Этим же объясняются его находки в россыпях в виде окатанных галек (вблизи коренных месторождений).

Практическое значение. Прозрачные красиво окрашенные кристаллы или гальки топазов употребляются как драгоценные камни. Высоко ценились желтые, а также синеватые, розоватые и бесцветные уральские и сибирские топазы.

Месторождения. В СССР топазы встречаются главным образом в пегматитовых жилах в связи с гранитными интрузивами на Урале, Волыни, в Восточной и Северо-Восточной Сибири.

На Урале в свое время большой известностью пользовался район минеральных копей Мурзинки, Алабашки, Южаковой и др. (к северо-востоку от г. Свердловска), где в «занорышах» (миаролитовых пустотах) пегматитовых жил встречались замечательные друзы кристаллов ортоклаза, мориона, дымчатого горного хрусталя, синеватого и нежноголубого топаза, лепидолита, альбита и др.

В Ильменских горах (Ю. Урал) в XVIII и в начале XIX столетий в пегматитовых жилах гранито-гнейсовой полосы был заложен ряд копей для добычи кристаллов топаза, считавшихся в то время лучшими.

В районе рр. Каменки и Санарки (Кочкарский район Ю. Урала) в золотоносных россыпях попутно добывались вместе с другими самоцветами гальки топазов розового, фиолетового и винно-желтого цвета.

На Украине в Волыни за последнее время были вскрыты пегматитовые жилы с уникальными топазами дымчатого и слегка винно-желтого цвета. Были встречены экземпляры размером 12×12 *см* в поперечнике.

Из иностранных месторождений наибольшей известностью пользуются бразильские: в провинции Минас-Жерайж и в округе Минас-Новас. В зоне выветривания и в россыпях здесь издавна добываются топазы желтовато-красного и винно-желтого цвета, иногда прозрачные бесцветные.

5. ГРУППА ДИСТЕНА

В этой группе объединены три отличающиеся по структурным особенностям модификации одного и того же по составу вещества с одинаковой эмпирической формулой $Al_2O_3 \cdot SiO_2$, или Al_2SiO_5, носящие названия: дистен (или кианит), андалузит и силлиманит.

Характерной особенностью кристаллических структур этих соединений является то, что среди ионов Al в каждой решетке устанавливаются два сорта: половина их всегда входит в решетку с координационным числом 6, другая же половина имеет разные координационные числа: 6 (для дистена), 5 (для андалузита) и 4 (для силлиманита).

ДИСТЕН—$Al_2[SiO_4]O$, или $Al_2O_3 \cdot SiO_2$. По-гречески: «ди»—двояко, «стенос»—сопротивлящийся; имеется в виду существенное различие в твердости

в двух направлениях. Синоним: кианит; «кианос» по-гречески—темно-синий.

Химический состав. Al_2O_3 63,1%, SiO_2 36,9%. В виде изоморфной примеси обычно присутствуют Fe_2O_3 до 1—2%, иногда до 7%, Cr_2O_3 до 1,8% и в незначительных количествах CaO, MgO, FeO, TiO_2. Согласно спектральным анализам, присутствуют также Ga, K и некоторые другие элементы. Под микроскопом в тонких шлифах обычно содержит мельчайшие включения посторонних минералов.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Облик кристаллов.** Дистен обычно наблюдается в длинных столбчатых по оси *c*, часто уплощенных кристаллах (рис. 285). Главнейшими формами являются пинакоиды {100}, {010} и {110}. Двойники встречаются очень часто. Двойниковой плоскостью служит обычно (100), а двойниковой осью—перпендикуляр к ней. Они легко узнаются по входящим углам (рис. 286). Встречаются также двойники, в которых индивиды пересекаются под углом, близким к 60°. Иногда наблюдаются сростки радиально расходящихся кристаллов.

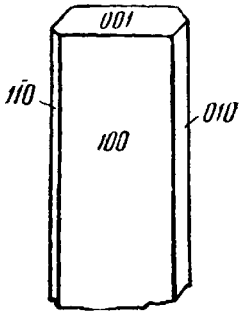


Рис. 285. Кристалл дистена

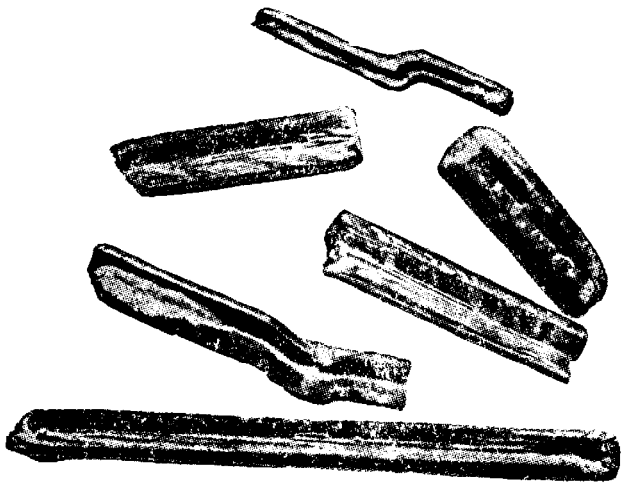


Рис. 286. Двойники дистена. По А. Н. Игумнову

Цвет дистена голубой, синий (различной интенсивности), иногда зеленый, желтый, реже он бесцветный, редко черный. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда перламутровый.

Твердость в различных направлениях не одинакова, что весьма характерно для дистена: на грани (100) параллельно удлинению кристалла 4,5, в поперечном направлении 6; на гранях (010) и (110) 7. Хрупок. **Спайность** по {100} совершенная, по {010} менее совершенная; по {001} отдельность. **Уд. вес** 3,56—3,68 (колеблется в зависимости от количества включений). Он существенно больше, чем андалузита и силлиманита, что находится в соответствии с плотностью упаковки ионов в кристаллической структуре.

Диагностические признаки. Легко узнается по голубой или синей окраске, неоднородной твердости и нахождению в кристаллических, главным образом слюдистых сланцах.

П. п. тр. не плавится. В HCl не растворяется. С раствором азотнокислого кобальта предварительно прокаленный порошок (белого цвета) после сильного повторного прокаливания получает темносинее окрашивание.

Происхождение. Дистен, как показывает сравнительное изучение условий его нахождения в кристаллических сланцах, преимущественно образуется в процессе метаморфизма богатых глиноземом пород в обстановке весьма высоких давлений, т. е. на значительных глубинах в земной коре.

В ассоциации с дистеном, кроме слюд, довольно часто встречаются корунд (иногда в значительных количествах), турмалин, иногда рутил, ставролит, андалузит и другие минералы, образующиеся в метаморфических породах.

Нередко наблюдаются явления замещения кристаллов дистена слюдой, иногда пирофиллитом, очевидно под действием кремнекислых щелочных

растворов. Обнаруживается в параморфозах по андалузиту. Интересно отметить, что дистен со ставролитом образует иногда правильные срастания.

Как химически устойчивый минерал, дистен при выветривании горных пород переходит в россыпи.

Практическое значение. Породы, содержащие дистен, андалузит и силлиманит, являются важным для промышленности высокоглиноземистым сырьем. Эти минералы обладают свойством разлагаться в процессе обжига при высоких температурах с образованием муллита ($Al_6Si_2O_{13}$) со спутанно-волокнистой структурой и кристобалитового стекла. Муллиту свойственны высокая огнеупорность, механическая прочность, химическая инертность по отношению к кислотам и щелочам и даже по отношению к HF. Поэтому дистеновые, андалузитовые и силлиманитовые породы или их концентраты применяются при производстве высококачественных фарфороподобных огнеупорных и кислотоупорных изделий, обладающих существенными преимуществами перед кварцевыми и другими огнеупорными материалами, а также при производстве специальных изоляторов, запальных свечей, тиглей для литья стали, трубок для пирометров и т. д. Вредной примесью является окись железа (выше 2%). Отметим также, что электротермическим методом из минералов группы дистена непосредственно получается кремниево-алюминиевый сплав—силумин.

Месторождения. Ряд крупных месторождений дистенсодержащих кристаллических сланцев известен в северо-западной части СССР. По окраске, морфологическим признакам и ассоциации минералов наблюдается несколько разновидностей дистена. Голубой дистен в виде крупных столбчатых кристаллов (до 20—30 *см* в длину) рассеян в дистен-ставролитовых сланцах. Местами эти породы обогащены силлиманитом и кордиеритом.

На Южном Урале известностью пользуется сравнительно небогатое Борисовское месторождение (в Кочкарском районе) в слюдяных сланцах, залегающих среди гранитного массива и прорезанных жилами гранита, аплита и пегматитов. В зонах контакта сланцев с гранитами дистен отсутствует (высокие температуры). Иногда он встречается в ассоциации с турмалином. Линзы дистенсодержащих сланцев образуют постепенные переходы в «пустые», т. е. не содержащие его, сланцы. В районе развиты россыпи с содержанием дистена до 7%; из них он извлекается промывкой.

Из иностранных месторождений отметим крупные залежи почти сплошных дистеновых пород в Северной Индии, особенно Лапса-Буру, затем в С. Каролине (США), где месторождения дистена приурочены к мощной полосе метаморфических пород, интрудированных габбро, диоритами, гранитами, пегматитами, кварцевыми жилами. Полагают, что дистен образовался при воздействии на вмещающие породы пневматолитовых агентов магмы.

АНДАЛУЗИТ—$Al_2[SiO_2]O$. Название происходит от провинции Андалузия в Испании.

Химический состав тот же, что и дистена; часто небольшое содержание Fe_2O_3. Виридин—марганецсодержащая разновидность (до 7% Mn_2O_3).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** крупнопризматический с сечением, близким к квадратному, столбчатый. Главные формы: ромбические призмы {110}, {101}, пинакоид {001} и др. Типичный кристалл показан на рис. 287. В углисто-глинистых сланцах иногда встречаются кристаллы с оригинальным внутренним строением, получившие название хиастолита. Захваченное при росте кристаллов углистое или глинистое вещество располагается по определенным кристаллографическим направлениям: в поперечном разрезе в виде черного креста (рис. 288), а в продольных в виде параллельных длине кристалла полос на белом или сером общем фоне (на рисунке цвета показаны наоборот). Двойники не наблюдались. Встречается также в лучисто-шестоватых и зернистых агрегатах.

Цвет. Редко бесцветный; обычно окрашен в серый, желтый, бурый, розовый, красный и темнозеленый (марганцовистая разность) цвет. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}639—1{,}647$, $Nm=1{,}633—1{,}644$ и $Np=1{,}629—1{,}640$.

Твердость 7—7,5. **Спайность** по {110} ясная. Излом неровный, занозистый. **Уд. вес** 3,1—3,2.

Диагностические признаки. Для кристаллов характерны почти прямоугольные призматические формы с призматической спайностью. По высокой твердости отличается от многих других силикатов, похожих на него по цвету, а под микроскопом—по оптическим константам.

П. п. тр. не плавится. Разлагается с образованием муллита при температурах свыше 1380°. В кислотах не разлагается. С азотнокислым кобальтом дает реакцию на Al.

Происхождение. Андалузит нередко распространен как контактово-метаморфический минерал в глинистых или углисто-глинистых сланцах, а также в измененных эффузивных породах, особенно в генетической связи с интрузивами гранитов. Реже встречается в гнейсах и слюдяных сланцах в ассоциации с гранатом, корундом, дистеном и др.

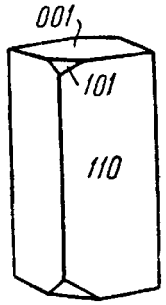


Рис. 287. Кристалл андалузита



Рис. 288. Поперечные сечения хиастолита

Месторождения. О практическом значении было сказано выше (см. дистен).

На территории Казахстана распространены многочисленные андалузитсодержащие «вторичные кварциты», образовавшиеся в результате контактово-пневматолитического метаморфизма кислых эффузивных горных пород. Наиболее значительным является месторождение Семиз-Бугу (в 145 *км* к востоку от ст. Нуринск, Омской ж. д.). Центральные части месторождения сложены чисто корундовыми и мусковито-корундовыми залежами, постепенно переходящими к периферии в андалузитовые породы с рутилом, мусковитом, диаспором, пирофиллитом, иногда топазом, в свою очередь сменяющиеся андалузитсодержащими кварцитами. Содержание андалузита вблизи корундовых тел достигает 90—95%, а в андалузитсодержащих кварцитах 18%.

Хиастолит красновато-бурой окраски, представляющий минералогический интерес, встречается в слюдяном сланце в районе Александровского прииска, около д. Манково (Нерчинский округ, Забайкалье), а желто-серого цвета—по берегам р. Аргуни. Пользуются известностью замечательные кристаллы хиастолита с горы Хоуден (Южная Австралия).

Крупнейшее месторождение андалузита известно в Калифорнии (Уайт-Маунтен). Здесь очень богатая андалузитом (85%) порода залегает в виде линз и гнезд в андалузитсодержащих кварцитах среди кварцево-серицито-турмалиновых сланцев. Образование андалузита связывают с переработкой эффузивных порфиров под влиянием гранитной магмы.

СИЛЛИМАНИТ—$Al[AlSiO_5]$. **Химический состав** тот же, что и дистена. Обычно устанавливается содержание Fe_2O_3 до 2—3%.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** игольчатый без концевых граней. Грани призм пояса [001] сильно исштрихованы. Наблюдается в плотных лучистых массах, волокнистых агрегатах и в виде микроскопических волосовидных, часто изогнутых включений в других минералах (в кварце и полевых шпатах).

Цвет силлиманита серый, светлобурый, бледнозеленый. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}677$, $Nm=1{,}658$ и $Np=1{,}657$.

Твердость 7. **Спайность** по пинакоиду {010} совершенная. **Уд. вес** 3,23—3,25.

Диагностические признаки. Характерны игольчатые, шестоватые и волосовидные формы кристаллов. От андалузита. с которым он нередко встречается совместно, отличается по оптическим свойствам.

П. п. тр. не плавится. При температуре около 1545° разлагается с образованием муллита. В кислотах не растворяется. Реакция на Al.

Происхождение. Как высокотемпературный контактово-метаморфический минерал встречается часто непосредственно на контакте с изверженными породами и даже в самих изверженных породах в качестве продукта реакции с обломками богатых глиноземом пород, захваченными при внедрении. Встречается также в кристаллических сланцах как более ранний минерал, иногда совместно с андалузитом, шпинелью, кордиеритом, корундом и др.

Месторождения. О практическом значении см. дистен. Большие месторождения сплошных масс силлиманита (до 85%) в виде крупных линз и гнезд в кристаллических сланцах известны в Индии: Хази-Хиллс и Пипра. Образовались они в результате воздействия на сланцы пневматолитовых агентов, генетически связанных с интрузией турмалино-мусковитового гранита. На территории СССР пока не известно сколько-нибудь богатых силлиманитом горных пород.

6. ГРУППА СТАВРОЛИТА

Из минералов, относящихся к этой группе, лишь один ставролит является детально изученным. Он по своим свойствам и условиям нахождения в природе близок к минералам предыдущей группы.

СТАВРОЛИТ — $Fe^{\cdot\cdot}Al_4[SiO_4]_2O_2[OH]_2$ или $Fe[OH]_2 \cdot 2Al_2SiO_5$. Назван по форме часто встречающихся крестообразных двойников: «ставрос» по-гречески—крест.

Химический состав. FeO 15,8%, Al_2O_3 55,9%, SiO_2 26,3%, H_2O 2,0%. $Fe^{\cdot\cdot}$ замещается $Mn^{\cdot\cdot}$, иногда в значительных количествах.

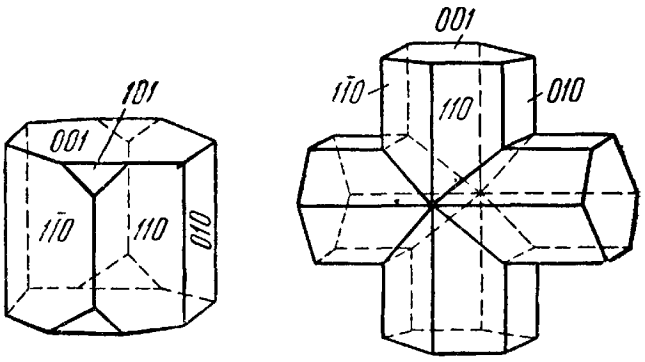


Рис. 289. Кристалл и двойник ставролита (по 032)

Сингония ромбическая: ромбодипирамидальный в.с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют вид коротких и толстых призм. Наблюдаются преимущественно следующие формы: призмы {110}, иногда {101} и пинакоиды {001} и {010} (рис. 289). Двойники очень характерны (рис. 289) и напоминают прямоугольный—по (032) или косой—по (232) крест. Изредка встречается в виде неправильных зерен.

Цвет ставролита красновато-бурый до буровато-черного. Редко прозрачен. **Черта** белая. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}746$, $Nm=1{,}741$ и $Np=1{,}736$.

Твердость 7—7,5. **Спайность** по {010} ясная. Излом неровный. **Уд. вес** 3,65—3,77 (колеблется в зависимости от включений посторонних минералов).

Диагностические признаки. Легко узнается по цвету и характерным формам кристаллов, особенно двойников.

П. п. тр. не плавится, за исключением разностей, богатых марганцем, легко сплавляющихся в черное магнитное стекло. В кислотах не растворяется. Лишь H_2SO_4 частично разлагает его.

Происхождение. Ставролит как относительно высокотемпературный минерал является весьма характерным минералом некоторых кристаллических сланцев, образовавшихся в результате регионального, реже контактового метаморфизма. Часто встречается в породах, богатых кремнеземом и железом, в ассоциации с гранатами, андалузитом, кордиеритом, слюдами, магнетитом, брукитом и др.

Химически довольно стойкий минерал. Наблюдались превращения в зеленую слюду и хлориты, очевидно в результате наложения последующих гидротермальных процессов. Встречается в россыпях.

Практического значения не имеет.

На перечислении многочисленных мест нахождения останавливаться не будем. Укажем лишь, что в пределах СССР встречается в сланцах горы Таганай (Ю. Урал), а также в россыпях по рр. Санарке и Каменке (Кочкарский район), в северо-западной части СССР в дистено-мусковито-ставролитовых сланцах, в районе оз. Байкал и в других местах.

7. ГРУППА ГРАНАТА

Сюда относится обширная группа минералов с общей формулой $A_3B_2[SiO_4]_3$, где A=Mg,Fe$^{\cdot\cdot}$, Mn$^{\cdot\cdot}$,Ca и B=Al,Fe$^{\cdot\cdot\cdot}$, Mn$^{\cdot\cdot\cdot}$. Среди них особенно многочисленны минеральные виды двух изоморфных рядов:

Альмандиновый ряд—$(Mg, Fe, Mn)_3Al_2[SiO_4]_3$

Пироп	$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$
Альмандин	$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$
Спессартин	$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$

Андрадитовый ряд—$Ca_3(Al\ Fe, Cr)_2[SiO_4]_3$

Гроссуляр	$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$
Андрадит	$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$
Уваровит	$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$

Так как все они кристаллизуются в одной сингонии и имеют много общих свойств, мы дадим общее описание их.

ГРАНАТЫ (формулы см. выше). «Гранатус» по-латыни—подобный зернам. Название дано по сходству цвета первоначально изученных кристалликов граната с цветом зернышек в плодах гранатового дерева. «Вениса»—старое русское название гранатов. Происхождение названий отдельных минеральных видов различно.

Пироп—от греческого «пиропос»—подобный огню; назван за его темнокрасный цвет.

Альмандин—искаженное название местности Алабанда, где в старые времена гранили камни («алабандская вениса» Плиния).

Спессартин—по местности Спессарт в Баварии.

Гроссуляр—так была названа бледнозеленая разность (по ботаническому названию крыжовника); в 1790 г. она была открыта акад. Э. Лаксманом по р. Вилюю (Восточная Сибирь).

Эссонит (гессонит)—железистая разновидность гроссуляра коричневого цвета из Цейлона.

Андрадит—по имени португальского минералога д'Андрада, описавшего в 1800 г. марганцево-железистый гранат. Демантоид—прозрачная зеленая разность андрадита (в россыпях р. Бобровки на Урале).

Уваровит—в честь министра Уварова; открыт на Урале (анализ был произведен акад. Г. И. Гессом в 1832 г.).

Шорломит является богатой титаном разновидностью андрадита.

Химический состав. Теоретический состав главных минеральных видов приведен в табл. 13.

Mg и Fe$^{\cdot\cdot}$, а также Fe$^{\cdot\cdot}$ и Mn$^{\cdot\cdot}$ в рассматриваемой группе минералов неограниченно заменяют друг друга, давая любые соотношения, но магнезиально-марганцовистый гранат редок. Что касается трехвалентных элементов, то они могут широко заменять один другой. Правда, хромсодержащие гранаты в природе встречаются очень редко.

Из примесей в незначительных количествах иногда присутствуют K_2O, Na_2O, а также P_2O_5, V_2O_5, ZrO_2, BeO и др.

Таблица 13

Химический состав гранатов (в % по весу)

Минералы	MgO	FeO	MnO	CaO	Al_2O_3	Fe_2O_3	Cr_2O_3	SiO_2
Пироп	29,8	—	—	—	25,4	—	—	44,8
Альмандин	—	43,3	—	—	20,5	—	—	36,2
Спессартин	—	—	43,0	—	20,6	—	—	36,4
Гроссуляр	—	—	—	37,3	22,7	—	—	40,0
Андрадит	—	—	—	33,0	—	31,5	—	36,5
Уваровит	—	—	—	33,5	—	—	30,6	35,9

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. $3L^44L^6_6L^29PC$. Кристаллы вообще чрезвычайно характерны для гранатов. **Облик кристаллов.** Наиболее распространенной является форма ромбического додекаэдра {110} (рис. 290), реже в комбинации с тетрагон-триоктаэдром {211}. Последняя форма может быть представлена и самостоятельно, причем грани бывают покрыты штрихами, параллельными длинной диагонали. Крайне редко встречаются грани куба или октаэдра. Двойники срастания по (210) представляют также большую редкость. **Агрегаты.** Часто встречаются в виде сплошных зернистых масс.

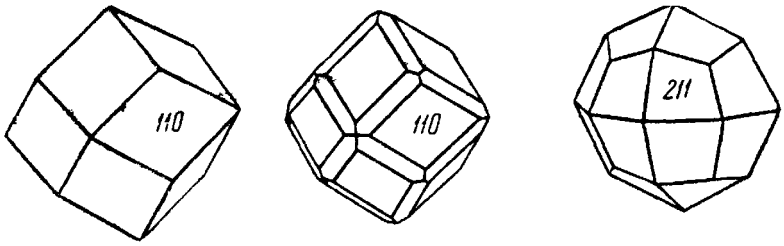


Рис. 290. Кристаллы граната (обычно распространенные)

Цвет гранатов варьирует весьма широко. Бесцветные прозрачные разности редки. Наиболее обычные цвета различных минералов приведены в табл. 14. Гранаты синего цвета не встречаются.

Таблица 14

Физические свойства гранатов

Минерал и состав	Уд. вес	Цвет	*N*
Пироп—$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	3,51	Темнокрасный, разовато-красный, черный	1,705
Альмандин—$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	4,25	Красный, буро-красный, черный	1,830
Спессартин—$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	4,18	Темнокрасный, оранжево-желтый, бурый	1,800
Гроссуляр—$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	3,53	Медово-желтый, бледно-зеленый, бурый, красный	1,735
Андрадит—$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	3,75	Желтый, зеленоватый, буро-красный, черный	1,895
Уваровит—$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	3,52	Изумрудно-зеленый	1,870
Шорломит—$Ca_3(Al,Fe,Ti)_2[(Si,Ti)O_4]_3$	3,88	Черный, буровато-черный	2,0

Хромсодержащие гранаты обычно окрашены в яркозеленый цвет, а иногда, при малом содержании хрома,—в красный. В зеленый цвет иногда окрашены и некоторые прозрачные разности андрадита (демантоид). Вообще каких-либо строгих закономерностей окраски гранатов в зависимости от их

состава не установлено. **Черта** белая или светло окрашенная в различные оттенки. **Блеск** жирный, стеклянный, иногда близкий к алмазному (андрадит) или алмазный (шорломит). Показатели преломления главных минеральных видов приведены в табл. 14. Они увеличиваются по мере увеличения содержания FeO, Fe_2O_3 и TiO_2.

Твердость 6,5—7,5. Более высокой твердостью обладают альмандин, пироп и спессартин (7—7,5). **Спайность** несовершенная по {110}, обычно отсутствует. Излом неровный. **Уд. вес** 3,5—4,2 (см. табл. 14).

Диагностические признаки. Макроскопически легко узнаются по характерному облику кристаллов, жирному блеску, высокой твердости и сравнительно большому удельному весу.

П. п. тр., за исключением хромовых гранатов, более или менее легко плавятся, особенно андрадит и близкие по составу к нему разновидности. При сплавлении дают шарики, окрашенные в различные цвета. Железистые разновидности при этом становятся магнитными. С бурой и фосфорной солью многие из них реагируют на Fe, Mn и Cr. В HCl лишь андрадит растворяется с большим трудом, выделяя студенистый кремнезем. Остальные разлагаются только после сплавления.

Происхождение. Наибольшим распространением пользуются гранаты контактово-метасоматического происхождения, возникающие в результате реакций преимущественно кислых магм с карбонатными породами (известняками и доломитами) в условиях сравнительно высоких температур. Нередко встречаются в виде сплошных масс (гроссуляр и андрадит) или входят в состав скарнов, состоящих главным образом из известковистых силикатов: диопсида, геденбергита, эпидота, везувиана, иногда волластонита, актинолита, хлоритов, гельвина и др. Андрадитовые скарны содержат также рудные минералы.

Реже встречаются месторождения гранатов (главным образом альмандина), возникшие под воздействием кислых магм на основные метаморфические породы (амфиболиты, роговообманковые гнейсы, роговообманково-хлоритовые породы и др.), особенно если последние наблюдаются в виде ксенолитов среди изверженных пород.

Как новообразования гранаты широко распространены также в кристаллических сланцах: слюдяных, хлоритовых, тальковых, амфиболовых и др. Состав образующихся гранатов зависит от состава исходных горных пород. При метаморфизме пород, богатых Al и Fe, образуется альмандин, известковистых пород—гроссуляр, магнезиально-глиноземистых пород—пироп и т. д. В кристаллах гранатов, достигающих иногда значительных размеров (до 1 *см* и больше), нередко устанавливаются включения посторонних минералов, образующихся в сланцах. В парагенезисе с ними довольно часто наблюдаются мусковит, биотит, кварц, дистен, силлиманит, графит, рутил, магнетит и др.

Уваровит и другие богатые хромом гранаты довольно часто наблюдаются в виде хорошо образованных кристаллов в ассоциации с хромшпинелидами и хромовыми хлоритами в пустотах (главным образом в трещинах) среди месторождений хромистых железняков в ультраосновных изверженных горных породах (Сарановское месторождение на Урале).

В процессе выветривания гранаты, как относительно стойкие в химическом отношении минералы, переходят в россыпи. Однако железистые гранаты при интенсивных процессах выветривания разлагаются, образуя бурые железняки в виде железных шляп. Еще легче разрушаются марганцовистые гранаты с образованием гидроокислов марганца.

Практическое значение. Прозрачные красиво окрашенные разности гранатов применяются в ювелирном деле как полудрагоценные камни. В настоящее время они большого значения не имеют.

Гранаты, обладающие высокой твердостью (альмандин, пироп, спессартин), широко применяются в качестве абразивного материала. Для этой цели более пригодны гранаты, образовавшиеся в виде изолированных срав-

нительно крупных кристаллов, нежели гранаты из сплошных зернистых масс. Около 90% гранатов идет на изготовление так называемой гранатовой бумаги или полотна, употребляемых преимущественно для полировки твердых пород дерева (дуба, ореха, клена, красного дерева и др.), шлифования зеркальных стекол, полировки кожи, твердого каучука, целлулоидных и других изделий.

Для получения абразивных материалов гранатсодержащие породы подвергаются специальному обогащению. Промышленными считаются породы, содержащие более 10% хорошо образованных крупных кристаллов (более 1 *см* в поперечнике).

Месторождения. Наиболее широким развитием гранаты пользуются в скарнах. Они являются постоянными спутниками магнетитовых месторождений контактового происхождения: гора Магнитная, гора Высокая, гора Благодать (Урал), Дашкесан (Закавказье) и др. С гранатовыми скарнами бывают связаны также месторождения шеелита.

8. ГРУППА ВЕЗУВИАНА

Название везувиан по существу является собирательным и обнимает несколько еще недостаточно изученных минеральных видов колеблющегося состава. Химическая формула выведена условно. Однако, согласно рентгенометрическим исследованиям Уоррена и Моделя, кристаллическая структура везувиана имеет много общего со структурой гранатов.

ВЕЗУВИАН—$Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$. Формула приблизительная. Впервые был встречен на Везувии, но неправильно определен. Синоним: вилуит (по названию р. Вилюй в Якутии). Это название было дано раньше, чем первое.

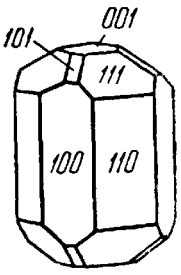


Рис. 291. Кристалл везувиана. Везувий

Химический состав не постоянен. Содержание (в %): CaO 33—37, Al_2O_3 13—16, SiO_2 35—39, H_2O 2—3. Кроме того, присутствуют щелочи K_2O, Na_2O, Li_2O (до 1,5), MgO, FeO, MnO, иногда ZnO (до нескольких процентов), SrO, Fe_2O_3 (до 4—9), Cr_2O_3 (до 4,3), TiO_2 (до 4,7), изредка BeO до 9,2 (бериллиевый везувиан). Часто OH замещается F (до 2%). Почти постоянно присутствует также B_2O_3.

Сингония тетрагональная; дитетрагонально-дипирамидальный в. с. L^44L^25PC. **Облик кристаллов.** Характерны призматические (рис. 291), реже пирамидальные кристаллы, наблюдаемые обычно в пустотах. Встречаются и таблитчатые формы. Наиболее обычны комбинации граней призм {110}, {100}, пирамиды {111} и пинакоида {001}. Грани призм часто бывают покрыты вертикальными прерывающимися штрихами, а грани пинакоида—выпуклыми квадратными фигурами. Двойники неизвестны. **Агрегаты.** Сплошные везувиановые массы обладают зернистым или шестоватым строением.

Цвет везувиана желтый, серый, зеленый, бурый различных оттенков, иногда черный, редко голубой, красный и розовый. Для хромвезувиана характерна интенсивная изумрудно-зеленая окраска. **Блеск** стеклянный, жирный. $Nm=1{,}705—1{,}732$ и $Np=1{,}701—1{,}726$.

Твердость 6,5. Хрупкий. **Спайность** несовершенная по {100} и {110}. Излом неровный или раковистый. **Уд. вес** 3,34—3,44.

Диагностические признаки. В кристаллах довольно легко определяется по их формам. В сплошных массах по внешним признакам почти не отличим от агрегатов граната и эпидота, зато довольно просто определяется в тонких шлифах под микроскопом по оптическим константам и ассоциации с кальций содержащими минералами.

П. п. тр. легко сплавляется, вспучиваясь вследствие выделения летучих компонентов; получается зеленоватое или бурое стекло. В HCl разлагается

частично, а после предварительного прокаливания полностью, причем выделяется SiO_2 в виде студня.

Происхождение. Везувиан хотя встречается и не так часто, как гранаты, но все же является типичным минералом в некоторых контактово-метасоматических образованиях, возникших за счет известняков или доломитов. В ассоциации с ним встречаются гранаты (гроссуляр), диопсид, эпидот, кальцит, хлориты, скаполиты и др.

Реже он наблюдается в метаморфических породах: серпентинитах, хлоритовых сланцах, гнейсах и др., образуясь в результате воздействия летучих компонентов на какие-либо первичные богатые кальцием минералы: основные полевые шпаты, диопсид, роговые обманки и др.

В процессе наложения гидротермальной деятельности везувиан, так же как и гранаты, замещается вторичными минералами (хлоритами, слюдой, тальком и др.). Известны псевдоморфозы эпидота по везувиану.

Практического значения не имеет.

Месторождения. Из многочисленных пунктов нахождения везувиана отметим лишь некоторые. На Монте-Сомма (Везувий) он встречается в вулканических выбросах среди кристаллического известняка в сопровождении слюды, авгита, хлорита, скаполита, магнетита и др. На Урале хорошо образованные кристаллы и зернистые массы находят среди хлоритовых сланцев в Назямских горах (Златоустовский район), в Ахматовской, Николае-Максимилиановской и Еремеевской копях в Шишимских горах (там же), в окрестностях ст. Медведевки, у с. Поляковки (Ю. Урал), в серпентинитах, по берегам р. Борзовки (Средний Урал, Кыштымский район) в виде валунов сплошного везувиана яблочно-зеленого цвета в ассоциации с корундом.

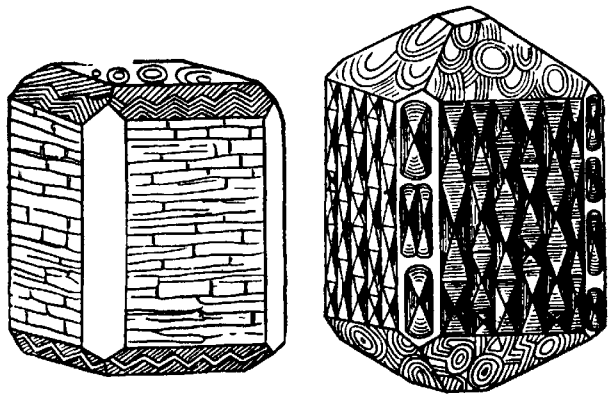


Рис. 292. Кристаллы вилуита

Вилуит, открытый акад. Э. Лаксманом в 1790 г., встречается в Якутии по берегам р. Вилюя близ впадения р. Ахтарагды в виде прекрасно образованных крупных (до 2 *см* в длину) кристаллов (рис. 292) темнозеленого или зелено-бурого цвета среди полуразрушенной метаморфизованной породы. Интересно строение граней на кристаллах. В одних случаях (слева рис. 292), когда сильно развита грань (001), грани призмы бывают как бы покрыты горизонтально ориентированными пластинками наподобие сложенных кирпичей, а в других—конвертоподобными возвышениями (справа рис. 292). Грани пирамиды покрыты более тонкими и сложными рисунками.

9. ГРУППА СФЕНА

СФЕН—$CaTi[SiO_4]O$. «Сфен» по-гречески—клин. Назван по характерной клиновидной форме кристаллов. Синоним: титанит. Впервые у нас он был описан Г. Розе в 1842 г. в Ильменских горах. Как акцессорный минерал он довольно часто встречается, преимущественно в кислых и щелочных интрузивных изверженных горных породах (гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, диоритах и др.).

Химический состав. CaO 28,6%, TiO_2 40,8%, SiO_2 30,6%. Нередко устанавливаются примеси FeO (до 6%), иногда MnO (до 3%), MgO, Fe_2O_3, Al_2O_3, изредка Cr_2O_3, ZrO_2 (до 0,18%) и Nb_2O_5.

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L^2PC.

Облик кристаллов. Одиночные кристаллы вообще характерны для этого минерала; внешний вид их весьма разнообразен по комбинациям форм. Чаще всего они представляют собой уплощенные конвертообразные призмы,

имеющие в поперечном разрезе клиновидную форму (рис. 293). При преимущественном развитии граней {001} принимают таблицеобразную форму. Гораздо реже, при развитии граней призмы {110} и пинакоида, образуют кристаллы призматического облика (рис. 294). Двойники срастания наблюдаются довольно часто по (100), реже по (001).

Цвет сфена желтый, бурый, зеленый, серый, иногда черный, розовый или красный. **Черта** белая. **Блеск** близкий к алмазному или алмазный, жирный. $Ng = 1{,}979—2{,}054$, $Nm = 1{,}894—1{,}935$ и $Np = 1{,}888—1{,}918$.

Твердость 5—6. **Спайность** по {110} ясная или несовершенная. **Уд. вес** 3,29—3,56.

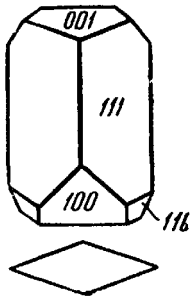


Рис. 293. Кристалл сфена

Диагностические признаки. Для сфена часто весьма характерны клиновидные формы кристаллов с острыми и тупыми углами между гранями, отличающие его от ряда минералов, похожих на него по желтовато-бурому цвету.

П. п. тр. сплавляется по краям в темное стекло. С фосфорной солью в восстановительном пламени после присадки олова дает реакцию на титан (фиолетовый перл). В горячей HCl разлагается частично, в H_2SO_4 полностью с образованием сульфата Ca. Концентрированный солянокислый раствор при кипячении с металлическим оловом принимает фиолетовую окраску вследствие образования $TiCl_3$.

Происхождение. В небольших количествах в виде акцессорной примеси сфен встречается довольно часто в магматических горных породах (гранитах, сиенитах, трахитах, андезитах и пр.) в ассоциации с полевыми шпатами, нефелином, эгирином, цирконом, апатитом и другими минералами. В более крупных кристаллах распространен также в пегматитах преимущественно сиенитового состава. Реже встречается в контактово-метасоматических образованиях при воздействии менее кислых магм на известняки и наблюдается в парагенезисе с диопсидом, гранатом, эпидотом, хлоритами, магнетитом и др.

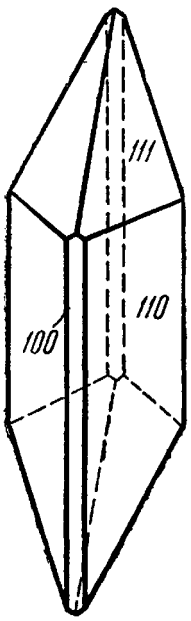
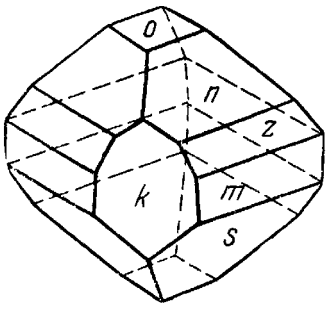


Рис. 294. Призматический кристалл сфена



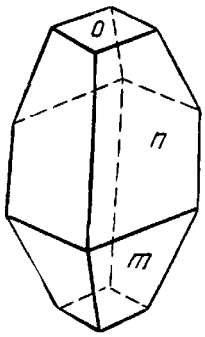


Рис. 295. Кристаллы сфена из Ильменских гор
o {001}, n {111}, m {110}, k {100}, s {02$\bar{1}$}

Иногда он довольно характерен для некоторых метаморфических пород (гнейсов, слюдяных и хлоритовых сланцев, амфиболитов и др.). В хорошо образованных кристаллах наблюдается также в жилах альпийского типа с кальцитом, хлоритом, эпидотом, альбитом, адуляром и др.

При воздействии последующих гидротермальных углекислых растворов разлагается с образованием кальцита, кварца и скрытокристаллических рутила или анатаза; иногда переходит в брукит или перовскит. Известны также псевдоморфозы граната по сфену.

В зоне выветривания, как химически устойчивый минерал, накопляется в россыпях, хотя установлены продукты изменения его в так называемый ксантитан в виде бледножелтых пленок или порошковатого тонкодисперсного вещества, повидимому рутила или анатаза с гидроокислами других элементов.

Практическое значение. Сфен, если содержится в значительных массах, может являться сырьем для получения при переработке окиси титана и других соединений (о применении их см. ильменит).

Месторождения. Встречается в апатитовых месторождениях среди нефелино-апатито-сфеновых пород на Кольском полуострове. Наблюдается как

в виде неправильных зерен до 1 *см* в поперечнике, так и в виде призматических, вытянутых по оси *c* кристаллов с преимущественным развитием призмы {110} (рис. 294). Очень оригинальны также игольчатые, радиальнолучистые или волокнистые агрегаты сфена с розоватым или желтоватым оттенком, располагающиеся как более поздние образования между зернами других минералов.

В Ильменских горах (Урал) сфен различных генераций встречается главным образом в сиенитовых и нефелиново-сиенитовых пегматитах в ассоциации с апатитом, иногда эгирином, магнетитом, ильменитом, за счет которого он нередко образуется, черной слюдой, роговой обманкой, эгирин-авгитом и другими минералами. Часто содержит в себе включения этих минералов. Наблюдается в форме хорошо образованных кристаллов (рис. 295), достигающих иногда величины 10×15 *см*. Некоторые разности его содержат примеси Sr и V.

В Назямских и Шишимских горах (Златоустовский район на Ю. Урале) сфен встречается в контактовых образованиях на границе габбро и амфиболитов с известняками. Он наблюдается в бледножелтых, буровато-желтых, изредка прозрачных бесцветных кристаллах в мраморизованном известняке. Встречаются кристаллы до 300 *г* весом (музей Горного института в Ленинграде) как простые, так и богатые комбинациями. Описаны оригинальные двойники срастания по (100) таблицеобразной формы. Спутниками сфена являются разнообразные (главным образом кальций- и магний-содержащие) минералы: диопсид, гранат, эпидот, везувиан, перовскит, хлориты, апатит, кальцит, шпинель, форстерит и др.

Из иностранных месторождений пользуются известностью жилы «альпийского типа» в ряде мест Швейцарии (Сен-Готтард, Биннеталь, Церматт и др.), где встречаются замечательно образованные прозрачные богатые гранями кристаллы бледнозеленого цвета, а также в Пьемонте (Италия)—широкие красноватые или желтоватые кристаллы, в Сен-Марчеле—марганцовистая разновидность (гриновит) и др.

10. ПРОЧИЕ ОРТОСИЛИКАТЫ

Здесь, в значительной мере условно, объединены разные по составу силикаты, в кристаллических структурах которых, по тем или иным соображениям, могут участвовать изолированные тетраэдры SiO_4.

АКСИНИТ—$Ca_2(Mn,Fe)Al_2BSi_4O_{15}[OH]$. «Аксине» по-гречески—топор. Кристаллы нередко обладают клиновидными сильно уплощенными формами с острыми двугранными углами.

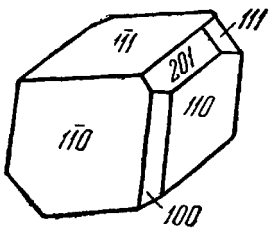


Рис. 296. Кристалл аксинита

Химический состав не постоянен. Содержание CaO более или менее выдерживается. Существенно колеблется содержание MnO (достигающее иногда значительных количеств), FeO (до 8%) и MgO. Присутствуют также Fe_2O_3 (до нескольких процентов), иногда K_2O и Na_2O.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Облик кристаллов** определяется главным образом формами $\{1\bar{1}0\}$, {110}, {111} и др. (рис. 296). Кристаллы вообще богаты гранями. На указанных выше гранях обычно наблюдается штриховка. **Агрегаты.** В пустотах часто встречается в виде друз. Образует также прожилки и сплошные массы в виде листоватых или пластинчатых агрегатов.

Цвет аксинита коричнево-бурый, красный, розовый, фиолетово-синий, белый, серый, желтый (манганаксинит). От включений хлорита иногда принимает зеленовато-серый цвет. **Блеск** стеклянный.

Твердость 6,5—7. **Спайность** средняя по {010}, по другим направлениям несовершенная. **Уд. вес** 3,25—3,30.

Диагностические признаки. По клиновидным формам можно спутать со сфеном, от которого отличается более высокой твердостью. Кристаллы аксинита встречаются главным образом в пустотах.

П. п. тр. вспучивается и легко плавится первоначально в зеленое стекло, которое в окислительном пламени чернеет (окисление марганца). С содой дает реакцию на марганец. При сплавлении в ушке платиновой проволоки со смесью 3 ч. $KHSO_4$ и 1 ч. CaF_2 окрашивает пламя в зеленый цвет (бор). В HCl не разлагается, но после предварительного прокаливания растворяется с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Как гидротермальный минерал иногда наблюдается в пустотах среди гранита или диорита, в контактовых зонах, в качестве редкого спутника в жильных гидротермальных рудных месторождениях. Довольно часто встречается среди метаморфических горных пород в трещинах в виде жилок, наросших кристаллов, особенно в жилах альпийского типа среди сланцев, обогащенных глиноземом. В ассоциации с ним наблюдаются: кварц, полевые шпаты, эпидот, хлорит, асбест (амфиболовый), а в рудных месторождениях—магнетит, сульфиды (сфалерит, халькопирит, арсенопирит и др.).

Месторождения. Отдельные пункты находок аксинита, иногда в существенных количествах, известны во многих местах Союза: на Урале—в известной Евгение-Максимилиановской копи (в Златоустовском районе), у д. Палкиной (Свердловский район), в жилах альпийского типа северных частей Урала и др.; в Средней Азии—в ряде пунктов Гиссарского и Алайского хребтов на Памире; на Дальнем Востоке и др.

Из иностранных месторождений отметим лишь Бург д'Уазан в Дофинэ (Франция), где встречаются крупные кристаллы аксинита на стенках трещин в диорите, и жилы в кристаллических сланцах в Швейцарии.

ДАТОЛИТ—$Ca_2B_2[SiO_4]_2[OH]_2$. **Химический состав.** CaO 35,0%, B_2O_3 21,8%, SiO_2 37,6%, H_2O 5,6%. **Сингония** моноклинная. **Облик кристаллов.** Встречаются кристаллы самого различного облика, необычайно богатые гранями; преобладают {110}, {011}, {201} и др. Широко распространен в зернистых агрегатах.

Цвет белый, иногда с сероватым оттенком, беднозеленый, желтый, красный, фиолетовый и оливково-зеленый. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}670$, $Nm = 1{,}653$ и $Np = 1{,}625$.

Твердость 5—5,5. **Спайность** не наблюдается. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,9—3,0.

Диагностические признаки. Узнается по характерному стеклянному блеску, раковистому излому и поведению п. п. тр. Легко определяется по оптическим константам под микроскопом.

П. п. тр. легко плавится, вспучиваясь, в прозрачное стекло. Пламя окрашивает в зеленый цвет. Разлагается в HCl с выделением студенистого кремнезема.

Практическое значение. В случае крупных сплошных скоплений представляет несомненный промышленный интерес как источник бора. В отличие от многих боросиликатов, легко разлагается кислотами. О применении бора см. ашарит.

Происхождение и месторождения. Встречается в рудных жилах, часто в пустотах миндалекаменных изверженных пород в ассоциации с кальцитом, пренитом, цеолитами, в участках скарновых образований и др.

В СССР описан в Крыму, в окрестностях Пятигорска (гора Машук), в окрестностях Тбилиси, в Турьинских рудниках (С. Урал), в районе Тетюхэ (Приморье) возле скарнов и в других местах.

Из иностранных месторождений упомянем: Андреасберг в Гарце (Германия) в жилах с кальцитом и сульфидами; месторождения самородной меди с цеолитами в Кьюиноуском районе в Мичигане (США); Арендаль (Норвегия) в залежах магнетита и др.

РИНКОЛИТ — $(Ca,Na)_6(La,Ce)_2Ti[SiO_4]_4[F,OH]_4$? Установлен К. А. Ненадкевичем.

Химический состав (в %): CaO 24,7—27,3, Na_2O 6,3—9,2, TiO_2 8,4—10,7, $Nb_2O_5+Ta_2O_5$ 2,2—2,6, Ce_2O_3 5,4—8,8, La_2O_3 5,4—7,3, Y_2O_3 1,3—3,1, SiO_2 27,3—29,8, F 5,1—6, H_2O 0,5—2,4 и др.

Сингония моноклинная. **Облик кристаллов** призматический. Кристаллы обычно плохо образованы, вытянуты по оси *c* и, кроме того, уплощены (рис. 297); достигают в длину 7—8 *см*. Распространен также в виде сплошных зернистых или сноповидных агрегатов. Стекловатая или скрытокристаллическая разность, напоминающая по внешнему виду столярный клей, названа ловчорритом. Ловчоррит встречается в плотных массах, выполняющих промежутки между другими минералами.

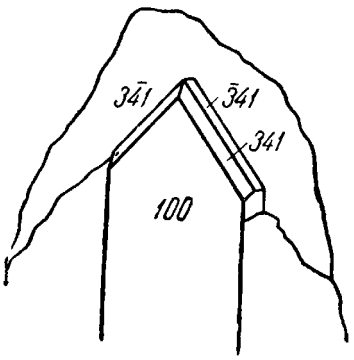


Рис. 297. Кристалл ринколита

Цвет темножелтый, буровато-желтый или зеленовато-желтый. **Черта** бледножелтая. **Блеск** на плоскостях спайности стеклянный, в изломах по другим направлениям жирный или восковой (у ловчоррита). $Ng=1{,}651—1{,}681$, $Nm=1{,}645—1{,}667$ и $Np=1{,}643—1{,}663$.

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** по {100} совершенная, по {010} средняя. Излом неровный, у ловчоррита мелкораковистый. **Уд. вес** 3,40, у ловчоррита 3,2—3,36.

Диагностические признаки. Для ринколита характерны цвет, плохо образованные вытянутые кристаллы, сноповидные агрегаты. От ринкита существенно отличается по оптическим константам. Ловчоррит узнается по внешнему виду.

П. п. тр. плавится с трудом. В кислотах разлагаются. При нагревании до 750° аморфный ловчоррит раскристаллизовывается в ринколит. Температура плавления 1200—1400°. Радиоактивный.

Происхождение. Как редкий магматогенный минерал встречается главным образом в пегматитах среди очень богатых щелочами интрузивных изверженных пород: нефелиновых сиенитов и других родственных им по составу пород. В ассоциации с ним наблюдаются: полевые шпаты, нефелин, эгирин, роговая обманка, эвдиалит, астрофиллит и др.

При выветривании становится матовым, рассыпчатым. Ловчоррит буреет и превращается в землистую массу белого цвета; при этом в весьма значительных количествах выносятся CaO, SrO, щелочи, фтор, несколько уменьшается количество SiO_2 и происходит обогащение H_2O и CO_2.

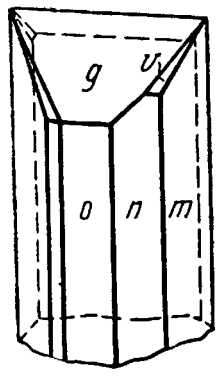


Рис. 298. Кристалл лампрофиллита
o {100}, *m* {110}, *g* {301}, *v* {851}

Практическое значение. Ринколит и ловчоррит, как минералы, богатые редкими землями, могут служить источником для получения их. О применении редких земель см. монацит.

ЛАМПРОФИЛЛИТ—$Na_2SrFe''Ti_2[SiO_4]_3O$? Содержит, кроме того, BaO (до 2%), K_2O (до 2,3%), MnO (до 5,2%), F (до 1,8%), H_2O и др.

Сингония ромбическая. **Облик кристаллов.** Кристаллы таблитчатые по (100), вытянутые по оси *c* (рис. 298), нередко очень крупные (до 20 *см* в длину). Встречен также в виде розеток удлиненных кристаллов, похожих на астрофиллит, и звездчатых агрегатов.

Цвет золотисто-бурый, на плоскостях спайности темнобурый. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}779$ и $Np=1{,}747$.

Твердость 2—3. Хрупкий. **Спайность** по {100} весьма совершенная; легко расщепляется на ломкие пластинки. **Уд. вес** 3,44—3,53.

П. п. тр. легко плавится в темносерую непрозрачную массу, немагнитную (отличие от астрофиллита). В кислотах разлагается.

Месторождения. Как акцессорный минерал распространен в нефелиновых сиенитах, но главным образом встречается в пегматитовых обособлениях. В ассоциации с ним наблюдаются эгирин, нефелин, эвдиалит и др. Является характерным минералом луявритов (щелочных пород), в которых содержится нередко в значительном количестве в парагенезисе с полевым шпатом, нефелином, содалитом, эгирином, эвдиалитом, мурманитом и др.

АСТРОФИЛЛИТ—$(K,Na)_2(Fe^{\cdot\cdot},Mn)_4(Ti,Zr)Si_4O_{14}[OH,F]_2$. Соотношение между Mn и Fe колеблется в широких пределах. Содержит также BaO, MgO, Al_2O_3 и Nb_2O_5.

Сингония моноклинная или триклинная. Похож на лампрофиллит. Кристаллы редки и несовершенны. Характерен пластинчатый (рис. 299) или игольчатый по оси *b* облик (рис. 300). Распространен в пластинчатых, иногда в эффектных звездчатых агрегатах.

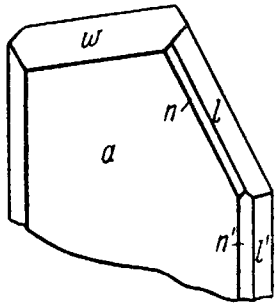


Рис. 299. Кристалл астрофиллита

Цвет бронзово-бурый, золотисто-желтый, оранжевый. **Блеск** стеклянный с перламутровым отливом на плоскостях спайности. $Ng=1.733$, $Nm=1{,}703$ и $Np=1{,}678$.

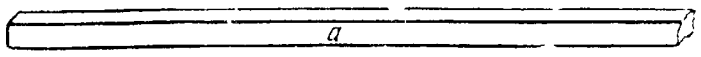


Рис. 300. Часть игольчатого кристалла астрофилллита. *a* {100}

Твердость 3—3,5. Хрупок. **Спайность** совершенная по {100} и несовершенная по {001}. По спайности легко выбиваются ломкие тонкие пластинки. **Уд.вес** 3,28—3,30.

П. п тр. легко сплавляется в черный магнитный (в отличие от лампрофиллита) шарик. В закрытой трубке выделяет немного воды. В HCl и H_2SO_4 разлагается.

Месторождения. Встречается в щелочных интрузивных изверженных породах (нефелиновых сиенитах и др.) в ассоциации с эгирином, черной слюдой, полевыми шпатами, цирконом, сфеном и др. Впервые установлен на островах в Лангезундфиорде (Норвегия) в цирконовом сиените.

Широко распространен в пегматитах щелочных изверженных пород, иногда в виде крупных пластинчатых выделений или спутанно-пластинчатых агрегатов, часто в виде игольчатых индивидов. Наблюдаются также радиально-лучистые скопления—«солнца».

Подкласс Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах

а. Силикаты с изолированными группами Si_2O_7

С химической точки зрения, сюда относятся так называемые пиросиликаты. Согласно рентгенометрическим исследованиям, в кристаллических решетках их принимают участие изолированные группы $[Si_2O_7]^{6-}$, образованные двумя кремнекислородными тетраэдрами с общим ионом кислорода (см. рис. 271).

Характерной особенностью соединений этого типа является то, что в числе катионов мы встречаем ионы преимущественно с большими ионными радиусами: Y, Ce, La, Sc, Pb, Ba, K, Ca, Na, а в двойных соединениях—в комбинации с Al, Mg, Be, Zn. Правда, среди основных солей мы имеем простые силикаты Zn и Be (каламин, бертрандит). Для примера рассмотрим лишь каламин.

КАЛАМИН—$Zn_4[Si_2O_7][OH]_2 \cdot H_2O$. Синоним: гемиморфит, принятый в иностранной литературе ввиду того, что каламином часто называют также смитсонит. Название «каламин» Агрикола производит от латинского слова «каламус»—тростник (по сходству длинных сталактитовых образований). Второе название предложено в связи с гемиморфными формами кристаллов. В нашей литературе употребляется также название г а л м е й.

Химический состав. ZnO 67,5%, SiO_2 25,0%, H_2O 7,5%. Половина H_2O при нагревании до 500° непрерывно удаляется без потери кристаллами прозрачности, а остальная часть, представленная гидроксилом, уходит при более высокой температуре, причем кристаллическая решетка разрушается.

Сингония ромбическая; ромбо-пирамидальный в. с. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно мелкие и встречаются только в пустотах. Обладают таблитчатым обликом (рис. 301). Они явно гемиморфны в направлении вертикальной оси, т. е. показывают отсутствие плоскости симметрии параллельно (001): верхний и нижний концы образованы разными гранями, причем на нижнем конце устанавливаются только грани $\{12\bar{1}\}$, а на верхнем—многие другие. **Агрегаты.** Чаще наблюдается в виде кристаллических корок с радиальнолучистым строением, а также в почковидных или сталактитовых массах, реже в сплошных зернистых агрегатах или в землистом виде.

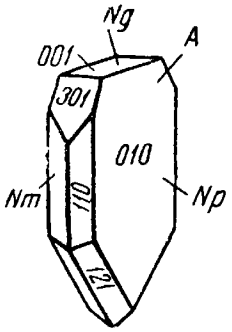


Рис. 301. Кристалл каламина

Цвет. Кристаллы, как правило, бесцветны. Плотные массы имеют белый или серый цвет, но чаще обладают желтой, бурой, зеленой и голубой окраской. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng = 1{,}636$, $Nm = 1{,}617$ и $Np = 1{,}614$.

Твердость 4—5. Спайность совершенная по {110} и несовершенная по {101}. **Уд. вес** 3,40—3,50. **Прочие свойства.** При нагревании верхний и нижний концы кристаллов электрически разноименно заряжаются.

Диагностические признаки. От смитсонита, с которым часто встречается совместно, отличается тем, что не выделяет CO_2 при растворении в кислотах.

П. п. тр. почти не плавится. С содой на угле дает желтый налет (в горячем состоянии), белеющий при остывании (ZnO). В кислотах растворяется с выделением студенистого кремнезема (отличие от смитсонита). В закрытой трубке растрескивается, белеет и выделяет воду.

Происхождение. Вместе со смитсонитом, церусситом, лимонитом и другими минералами образуется в зонах окисления при выветривании свинцово-цинковых сульфидных месторождений. Не исключена возможность нахождения каламина как первичного минерала и в гидротермальных месторождениях, образующихся вблизи поверхности.

Известны псевдоморфозы каламина по смитсониту, кальциту, доломиту, флюориту, пироморфиту, галениту и другим минералам. Наблюдались псевдоморфозы по каламину: виллемита, малахита, кварца и др.

Практическое значение. Вместе со смитсонитом является важной цинковой рудой. В зонах окисления многих месторождений каламин встречался в значительных массах.

Месторождения, в которых был установлен каламин, весьма многочисленны. Богатые его скопления известны в О л ь к у ш е в Верхней Силезии (Польша). В СССР каламин описан в ряде месторождений Восточного Забайкалья: К л и ч к и н с к о м, Т а й н и н с к о м, Т р е х с в я т и т е л ь с к о м и др. Здесь находили и довольно крупные кристаллы каламина. Обнаружен также в месторождениях Центрального Казахстана: А к д ж а л, К ы з ы л - Э с п е, Г у л ь ш а д. В месторождениях Р а й б л и Б л е й б е р г в Каринтии (Восточные Альпы) он, возможно как эндогенный минерал, встречается в ассоциации со смитсонитом, сфалеритом, галенитом, кальцитом, доломитом и другими минералами.

б. Силикаты с кольцевыми анионными радикалами

Как было указано во введении к силикатам, этот тип кристаллических структур отличается особыми чертами: кристаллические решетки содержат изолированные группы тетраэдров SiO_4, связанных в кольца, т. е. характеризуются комплексными радикалами $[Si_3O_9]^{6-}$, $[Si_6O_{18}]^{12-}$ и др.

Здесь, кроме минералов, для которых установлены кольцевые формы анионных радикалов, описаны также эвдиалит и так называемые «триклинные пироксены»—волластонит и родонит, которые, несмотря на то что их эмпирические формулы совершенно аналогичны формулам пироксенов, описываемых ниже, существенно отличаются от последних в структурном отношении. После силиката меди—аширита здесь же опишем колломорфную разность силиката меди—хризоколлу.

БЕРИЛЛ—$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. Из числа бериллиисодержащих минералов является наиболее распространенным в земной коре.

Химический состав. BeO 14,1%, Al_2O_3 19,0%, SiO_2 66,9%. В виде примеси устанавливаются щелочи (до 7%): Na_2O, K_2O, Li_2O, иногда Rb_2O, Cs_2O (в воробьевите до 3%)[1]. Иногда присутствуют также гелий и H_2O (до 3%).

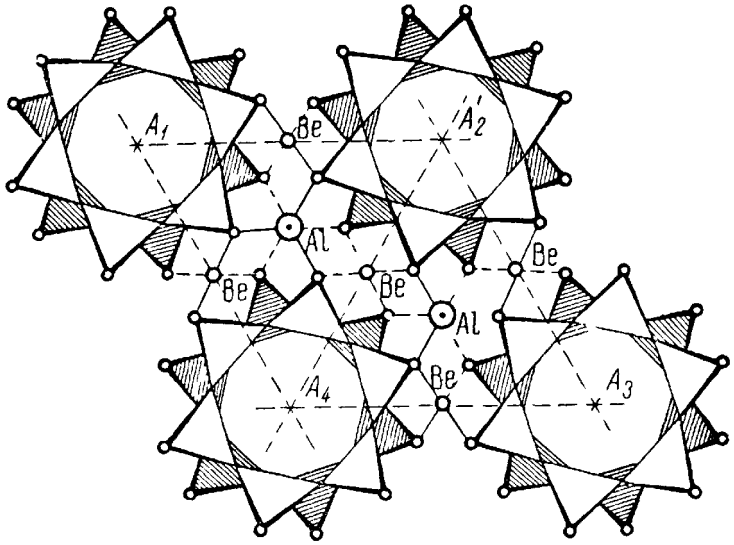


Рис. 302. Проекция кристаллической решетки берилла на плоскость (0001)

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. $L^6 6L^2 7PC$. **Кристаллическая структура** представляет исключительный интерес. Она изображена на рис. 302 в проекции на плоскость (0001). Здесь по углам ромба показано по два кольцевых радикала (один под другим), несколько повернутых друг относительно друга. Ионы Al и Be в плане располагаются между кольцевыми радикалами, однако не на одном уровне с ними, а, как показано в вертикальной проекции (рис. 303), между слоями колец. Таким образом, кристаллическая решетка в целом связана как боковыми, так и вертикальными связями. Ионы Al находятся в шестерном, а ионы Be—в четверном окружении ионов кислорода. Ионы Be^{2+} тесно связывают кольцевые радикалы в общий прочный остов. Характерно, что в каждом звене располагающиеся друг под другом кольца радикалов внутри имеют большой свободный канал. Такие крупные по размерам ионы, как Na^{1+}, K^{1+} и Cs^{1+}, а также H_2O, присутствующие иногда в бериллах, располагаются именно в этих каналах.

Облик кристаллов. Кристаллы берилла имеют столбчатый или призматический облик и обычно хорошо образованы (рис. 304). Как правило, развиты призма $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоид $\{0001\}$. В гораздо меньшей степени представлены грани дипирамид $\{11\bar{2}1\}$, $\{10\bar{1}1\}$ и призмы $\{11\bar{2}0\}$. Грани призм часто покрыты вертикальными штрихами. Двойники не установлены; вернее, закономерности наблюдающихся иногда срастаний индивидов не изучены. **Агрегаты.** Обычно встречается в виде одиночных вкрапленных кристаллов, иногда сое-

[1] Вхождение в состав берилла щелочей должно сопровождаться соответственным увеличением заряда в анионном радикале. Формула воробьевита в чистом виде, например, могла быть написана так: $Cs(Be,Li)_3Al_2[Si_5AlO_{18}]$.

диненных в друзы. Изредка устанавливаются шестоватые агрегаты сплошных масс.

Цвет. Чаще всего берилл окрашен в зеленовато-белый, желтый, желтовато-зеленый, голубой, яркозеленый, иногда розовый цвет. Причины окраски изучены недостаточно. Встречаются и бесцветные, прозрачные разности. По окраске различают следующие разновидности: 1) изумруд—густо окрашенная в приятный яркозеленый цвет (отсюда обычно употребляющееся название цвета: изумрудно-зеленый); прозрачные экземпляры, не содержащие трещин, высоко ценятся как драгоценный камень; окраска обусловлена ничтожным содержанием хрома; 2) аквамарин—прозрачная разновидность синевато-голубой окраски; название происходит от латинских слов: «аква»—вода и «марэ»—море; 3) воробьевит—разновидность розового цвета (содержит цезий); названа в честь русского минералога В. И. Воробьева; 4) гелиодор—желтая прозрачная разновидность (содержит небольшое количество окиси железа). **Блеск** стеклянный. $Nm = 1{,}568$—$1{,}602$ и $Np = 1{,}564$—$1{,}595$.

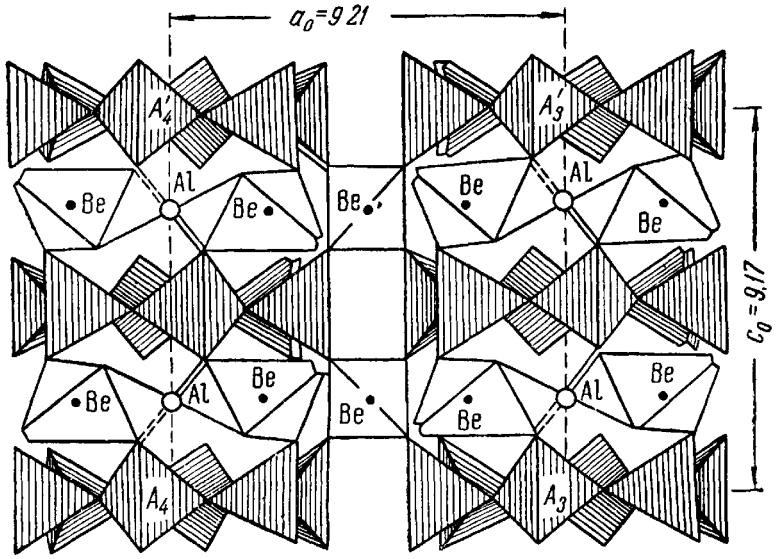


Рис. 303. Вертикальная проекция кристаллической решетки берилла

Твердость 7,5—8. Хрупок. **Спайность** несовершенная по призме {10$\bar{1}$0} и пинакоиду {0001}. Излом неровный, часто раковистый. **Уд. вес** 2,63—2,91.

Диагностические признаки. Берилл узнается сравнительно легко по облику кристаллов и высокой твердости, отличающей его от похожих по форме других столбчатых минералов гексагональной сингонии. По сравнению с хризобериллом и фенакитом он обладает меньшим удельным весом и иными оптическими свойствами.

П. п. тр. не плавится, лишь края осколков закругляются. Прозрачные разности становятся мутными (при высокой температуре). Стекло с бурой прозрачное и бесцветное; лишь изумруд дает бледно окрашенный в зеленый цвет перл. В кислотах не растворяется.

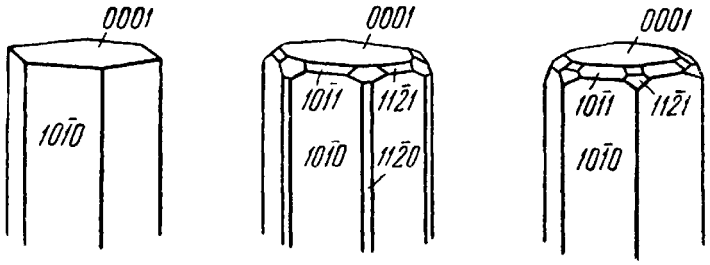


Рис. 304. Кристаллы берилла

Происхождение. Чаще всего берилл встречается в пегматитовых жилах среди кислых интрузивных пород или в боковых породах среди реакционно-метасоматических образований в генетической связи с пегматитами. Наблюдается также в измененных пневматолитовыми процессами гранитах—грейзенах, реже в пустотах среди самих гранитов в парагенезисе с минералами, содержащими летучие компоненты.

В ассоциации с ним, кроме полевых шпатов, слюд и кварца, часто наблюдаются: топаз, турмалин, флюорит, иногда фенакит, хризоберилл, вольфрамит, касситерит, сульфиды (арсенопирит, молибденит) и др.

Как химически устойчивый минерал, при выветривании и размыве коренных месторождений переходит в россыпи, где встречается в виде окатанных кристаллов или галек. Следует упомянуть о том, что изредка наблюдались фигуры вытравления на гранях кристаллов. Известны также

случаи замещения берилла каолинитом (очевидно, при гидротермальном процессе).

Практическое значение. Красиво окрашенные прозрачные разности изумруда и аквамарина имеют применение в ювелирном деле.

В последнее время берилловые руды интересуют промышленность как источник бериллия—одного из легчайших металлов (уд. вес в 1,5 раза меньше алюминия). Он образует легкие, прочные сплавы с алюминием и магнием, особенно важные для самолетостроения. Кроме того, получены очень важные в практическом отношении сплавы бериллия и с другими металлами. Бериллиевые соли находят применение в различных отраслях промышленности и в медицине.

Месторождения. Месторождения берилла, кроме СССР, находятся в США, Колумбии (Южная Америка) и в Южной Африке.

В США следует отметить месторождение берилла в О л б е н и (штат Мэйн), где были обнаружены гигантских размеров кристаллы (до 5 *м* в длину и 1,5 *м* в поперечнике) весом до 16 *т*, в Б р э н ч в и л л (Коннектикут) и в других местах. В Колумбии (Южная Америка) в окрестностях М у з о известно крупное месторождение изумрудов, где они встречаются в богатых углистым и битуминозным веществом известняках и сланцах и связаны с пегматитовыми жилами. В ассоциации с ними здесь наблюдаются кварц, кальцит, пирит, паризит и ряд других минералов.

КОРДИЕРИТ—$Al_3(Mg,Fe)_2[Si_5AlO_{18}]$. Синонимы: и о л и т («иол» по-гречески—фиалка), дихроит («дихрос» по-гречески—двуцветный; имеется в виду его дихроизм). Впервые был открыт акад. Н. И. Кокшаровым в 1856 г. на Урале.

Химический состав. Содержит около 50% SiO_2. Количества MgO и FeO колеблются в широких пределах. Встречаются разности, в которых присутствует исключительно FeO—ж е л е з и с т ы й к о р д и е р и т. Устанавливаются также примеси CaO, Na_2O и H_2O (в виде OH). Fe_2O_3 в неизмененных разностях не обнаруживается.

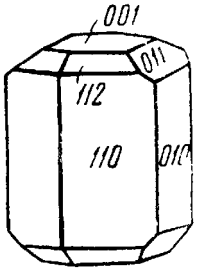


Рис. 305. Кристалл кордиерита

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура** похожа на структуру берилла, с той лишь разницей, что здесь места ионов бериллия заняты ионами алюминия. В анионном радикале один ион Si^{4+} заменен Al^{3+} в связи с необходимостью компенсировать лишний заряд среди катионов (см. формулу). Элементарная ячейка имеет псевдогексагональную форму. **Облик кристаллов.** Кристаллы наблюдаются редко, и большей частью в неясно образованных призматических формах (рис. 305), имеющих псевдогексагональный облик вследствие двойникования (аналогично арагониту). Гораздо шире распространен в сплошных массах или в виде вкрапленных зерен неправильной формы.

Цвет. Бесцветный или чаще окрашен в различные оттенки синего и фиолетового, реже желтовато-белого или бурого цвета (очевидно, у окисленных разностей). **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}541$, $Nm = 1{,}539$ и $Np = 1{,}534$.

Твердость 7—7,5. Хрупкий. **Спайность** по {010} средняя и по {100} и {001} несовершенная. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,60—2,66.

Диагностические признаки. Для кордиерита, по внешнему виду очень похожего на кварц, характерны раковистый излом, синеватые оттенки окраски, стеклянный блеск. От сапфира его отличает меньшая твердость. От кварца с достоверностью отличим по оптическим свойствам (двуосность, наличие лимонно-желтых плеохроичных двориков вокруг включений).

П. п. тр. не плавится или плавится с трудом. В кислотах не разлагается. С азотнокислым кобальтом дает реакцию на Al.

Происхождение и месторождения. Кордиерит чаще всего встречается в гнейсах, кристаллических сланцах и измененных изверженных горных

породах в ассоциации с магнезиальными и глиноземистыми минералами (гиперстеном, ромбическими амфиболами, биотитом, силлиманитом, основными плагиоклазами, тальком и др.). Кроме того, кордиерит встречается в лавах, причем содержит включения вулканического стекла. Это обстоятельство указывает на высокотемпературные условия его образования. Встречается в виде галек в россыпях.

Очень часто кордиерит находят полуразложенным; при этом в нем проявляются листоватое строение параллельно основанию и перламутровый отлив. При наложении гидротермальных процессов за счет кордиерита довольно легко образуются тальк, тонколистоватые агрегаты слюды, хлоритов и др.

В СССР описан в окрестностях Мурзинки (д. М а с л я н к а), в Забайкалье (Ципиканский район) и в ряде других мест.

АШИРИТ—$Cu_6[Si_6O_{18}] \cdot 6H_2O$, или $CuSiO_3 \cdot H_2O$. Синоним: д и о п т а з («диа» по-гречески—сквозь, «оптазиа»—видение; так был назван вследствие того, что спайность минерала часто бывает видна сквозь кристалл). Сравнительно редкий минерал, встречающийся в медных месторождениях.

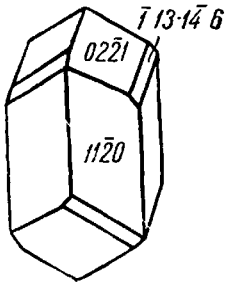


Рис. 306. Кристалл аширита

Химический состав. CuO 50,5%, SiO_2 38,1%, H_2O 11,4%. Примеси обычно отсутствуют. В небольших количествах (до 0,2%) устанавливается Fe_2O_3.

Сингония тригональная; ромбоэдрический в. с. L^3_6C. **Кристаллическая структура,** детально изученная Н. В. Беловым, обнаруживает кольцевое строение комплексного аниона в виде шестичленных колец $[Si_6O_{18}]^{12-}$. Молекулы воды располагаются в каналах колец. **Облик кристаллов.** Кристаллы обычно имеют вид коротких заостренных столбиков (рис. 306). Реже встречаются кристаллы ромбоэдрического облика. Нередки друзы кристаллов в трещинах и неправильной формы пустотах.

Цвет аширита изумрудно-зеленый. **Черта** зеленая. **Блеск** стеклянный. Прозрачен или просвечивает. $Ng = 1{,}697$ и $Nm = 1{,}644$.

Твердость 5. Хрупок. **Спайность** совершенная по ромбоэдру $\{10\bar{1}1\}$. **Уд. вес** 3,28—3,35.

Диагностические признаки. Характерны облик кристаллов, изумрудно-зеленый цвет и относительно высокая твердость.

П. п. тр. не плавится. При сильном накаливании в окислительном пламени чернеет, а в восстановительном краснеет, причем пламя окрашивается в зеленый цвет. С содой дает королек меди. В HCl и HNO_3 разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Аширит, судя по парагенезису минералов, повидимому, образуется при процессах выветривания медных месторождений. В ассоциации с ним встречаются такие минералы, как малахит, кальцит, иногда вульфенит, каламин и др.

Как химически устойчивый и твердый минерал, встречался в золотоносных россыпях.

Месторождения. В Союзе большой известностью пользуется месторождение А л т ы н - Т ю б е (Центральный Казахстан), где встречались довольно крупные кристаллы аширита в трещинах среди известняков. Отсюда в 1780 г. казахским купцом Аширом были доставлены кристаллы, долгое время принимавшиеся за изумруд, позднее названные аширитом, затем диоптазом.

Из иностранных месторождений упомянем находки диоптаза в бассейне р. Н и а р и (Французское Конго), в районе К а т а н г и (Бельгийское Конго), в К о п и а п о в Атакаме (Чили) и в других местах.

ХРИЗОКОЛЛА—$CuSiO_3 \cdot nH_2O$; n—около 2. «Хризос» по-гречески—золото, «колла»—клей.

Химический состав переменный. Часто содержит примеси: Al_2O_3 до 17% (пиларит), Fe_2O_3 до 7%, P_2O_5 до 7—9% (демидовит).

Сингония не известна. Обычно хризоколла представлена типичным коллоидом. Встречается в опаловидных массах в виде корочек с натечной, иногда пузырчатой поверхностью, а также в землистых массах.

Цвет хризоколлы голубой, голубовато-зеленый или синий, бурый (от примесей гидроокислов железа) и даже черный. **Черта** у более чистых разностей зеленовато-белая. **Блеск** у опаловидных разностей стеклянный, восковой, матовый.

Твердость около 2, иногда 4. Хрупкая. Излом неровный, раковистый. **Уд. вес** 2,0—2,3. Часть воды удаляется при нагревании до 110°, другая часть—при более высоких температурах.

Диагностические признаки. Узнается по колломорфным массам, голубовато-зеленым оттенкам и сравнительно невысокой твердости.

П. п. тр. не плавится, пламя окрашивает в зеленый цвет. В колбе легко выделяет воду, чернеет. В кислотах разлагается и выделяет кремнезем в порошковидном состоянии.

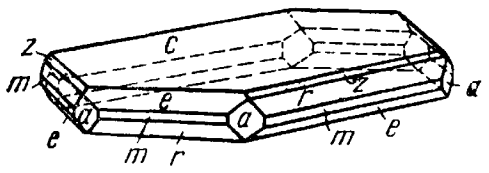
Происхождение. Хризоколла является типичным минералом зон окисления медных месторождений и преимущественно распространена в районах с сухим жарким климатом.

В ассоциации с ней встречаются самые различные кислородные соединения меди. Наблюдались псевдоморфозы хризоколлы по малахиту, азуриту, атакамиту, либетениту, церусситу, кальциту и т. д. Установлены также постепенные переходы к менее водным силикатам меди (планшеиту).

В старых заброшенных рудниках образуется на стенках выработок из растворов с нейтральной реакцией.

Месторождения, в которых встречается хризоколла, весьма многочисленны. На Урале она была описана в Турьинских рудниках, в Меднорудянске (демидовит). В Центральном Казахстане она встречается в Джезказганском медном месторождении, а также в Коктас-Джартас, Успенском руднике и в других местах.

Из иностранных месторождений наиболее интересные образования встречаются в Чили, в западных штатах США, в Африке (Бельгийское Конго) и др.



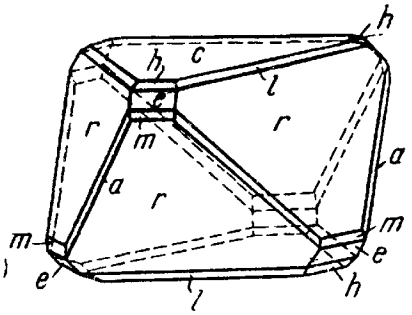


Рис. 307. Кристаллы эвколита $r\{10\bar{1}1\}$ $c\{0001\}$, $m\{10\bar{1}0\}$, $a\{11\bar{2}0\}$ $z\{10\bar{1}4\}$, $e\{00\bar{1}2\}$

ЭВДИАЛИТ—$(Na,Ca)_6Zr[Si_6O_{18}][OH,Cl]_2$? «Эв» по-гречески—легко, «диалитос»—разлагаемый (имеется в виду поведение перед паяльной трубкой и в кислотах). Эвколит — разновидность, обогащенная FeO. Мезодиалит—промежуточная разность по содержанию FeO.

Химический состав (в %): Na_2O 11,6—17,3, CaO 8,9—11,3, ZrO_2 12,0—14,5, $(Ce, La, Y)_2O_3$ 0,3—2,9, FeO 3,1—7,1, MnO 0,3—3,1, SiO_2 47,2—51,2, H_2O 0,03—2,9, Cl 0,7—1,6.

Сингония тригональная; дитригонально-скаленоэдрический в. с. $L_3^3 3L^2 3PC$. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый, пластинчатый, реже призматический (рис. 307). Главнейшие формы: пинакоид {0001}, ромбоэдры $\{10\bar{1}1\}$, $\{10\bar{1}3\}$, призмы $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$ и др. Наблюдается также в виде неправильной формы зерен, реже сплошных жилообразных масс.

Цвет эвдиалита розовый, розовато-красный различных оттенков, красновато-бурый, бурый, желто-бурый и светложелтый. **Блеск** стеклянный. Для эвдиалита: $Ng = 1{,}610$ и $Nm = 1{,}608$. Для эвколита: $Nm = 1{,}620$ и $Np = 1{,}618$.

Твердость 5—5,5. Хрупок. **Спайность** по {0001} несовершенная. **Уд. вес** 2,84—2,98 (увеличивается от эвдиалита к эвколиту).

Диагностические признаки. Для эвдиалита обычно характерен розовый или красный (малиновый) цвет различных оттенков, по которому его легко заподозрить среди щелочных изверженных пород, особенно в ассоциации с цирконийсодержащими силикатами. В прозрачных шлифах он сразу узнается по оптическим свойствам: плеохроизму и очень низкому двупреломлению.

П. п. тр. легко сплавляется в зеленое пузырчатое стекло; пламя окрашивает в желтый цвет. В закрытой трубке устанавливается выделение воды. В кислотах быстро разлагается. Раствор в HCl дает реакцию на Zr (оранжевая окраска куркумовой бумажки).

Происхождение. Встречается исключительно среди магматических щелочных пород (нефелиновых сиенитов) и в пегматитовых обособлениях среди них в парагенезисе с нефелином, полевыми шпатами, эгирином и др. Известны породы (например эвдиалитовый луяврит), где эвдиалит столь широко распространен, что является породообразующим минералом.

При наложении гидротермальных процессов эвдиалит, очевидно, легко подвергается изменениям, так как наблюдались образования на его месте катаплеита, а иногда мелких пирамидальных кристалликов циркона среди полуразрушенной его массы в ассоциации с цеолитами, флюоритом и другими минералами гидротермального происхождения.

При выветривании из эвдиалита выносятся щелочи и кремнезем, а на месте их в виде бурой пористой массы накапливаются ZrO_2 и Fe_2O_3 (повидимому, в форме гидроокислов).

Практическое значение. Значительно обогащенные эвдиалитом разности щелочных изверженных пород могут служить сырьем для получения эвдиалитовых концентратов как источника циркония. Среднее содержание эвдиалита в таких породах (эвдиалитовых луявритах) достигает 6—8%, иногда (в жильных разностях) до 30% и больше.

ТУРМАЛИН—$(Na,Ca)(Mg,Al)_6[B_3Al_3Si_6(O,OH)_{30}]$. Формула относится к наиболее распространенному минеральному виду. Название происходит от сингалезского слова «турмали». Под этим названием он был привезен в Голландию в 1703 г. вместе с другими драгоценными камнями с о. Цейлон.

Химический состав не постоянен вследствие широкого проявления изоморфных замещений. Наблюдаются следующие пределы содержания главных компонентов (в %): SiO_2 30—44, B_2O_3 8—12, Al_2O_3 18—44, $FeO+Fe_2O_3$ 0—38, MgO 0—25, Na_2O 0—6, CaO 0—4, H_2O 1—4. Кроме того, в виде изоморфных примесей устанавливаются следующие элементы: K (до 2,5% K_2O), Li (до 1,3% Li_2O), $Mn^{\cdot\cdot}$ (до 3,5% MnO), Cr (до 10,7% Cr_2O_3), а также F (до 1,2%) и Cl.

Магнезиальные разности турмалинов носят общее название дравита, железистые—шерлита, литиевые—эльбаита; богатые глиноземом не имеют названия.

Сингония тригональная; дитригонально-пирамидальный в. с. L^33P. **Кристаллическая структура** турмалина изучена Е. Н. Беловой и Н. В. Беловым. Выяснилось, что ранее опубликованные Бюргером данные по расшифровке структуры этого минерала неверны. Согласно новым данным, характерной структурной единицей в турмалине являются двухэтажные (в отличие от берилла) кольцевые анионные радикалы (рис. 308) с формулой $A_{12}O_{30}$, где половина ионов A представлена Si^{4+}, а другая половина—ионами Al^{3+} и B^{3+}. При этом ионы кремния в четверном окружении ионов кислорода занимают один слой (этаж) в указанном анионном радикале, образуя шестичленные кольца дитригональной конфигурации, обладающие тройной осью и тремя проходящими через нее зеркальными плоскостями симметрии. Второй слой каждого спаренного кольца представлен ионами Al^{3+} и B^{3+}, нахо-

дящимися в тетраэдрическом окружении ионов кислорода и вместе с ними образующими форму, в общей сложности близкую к треугольнику. Эти изолированные двухэтажные кольца располагаются в вершинах ромбоэдрической элементарной ячейки и соединяются между собой с помощью ионов Mg и Al (но уже в шестерной координации ионов кислорода). Эти ионы, будучи связаны друг с другом общими ионами кислорода, в кристаллической структуре образуют винтообразные цепочки вдоль правых и левых тройных винтовых осей ромбоэдрической ячейки. Что касается ионов Ca и Na, то они, находясь в шестерном окружении ионов кислорода, располагаются на тех же тройных осях, на которых сидят спаренные анионные кольца, и, таким образом, связывают их собою вдоль оси *c*. Все эти особенности кристаллического строения турмалина хорошо согласуются с характерными для него физическими и химическими свойствами и, прежде всего, с формой кристаллов, различием притупляющих их граней на концах кристаллических инди-

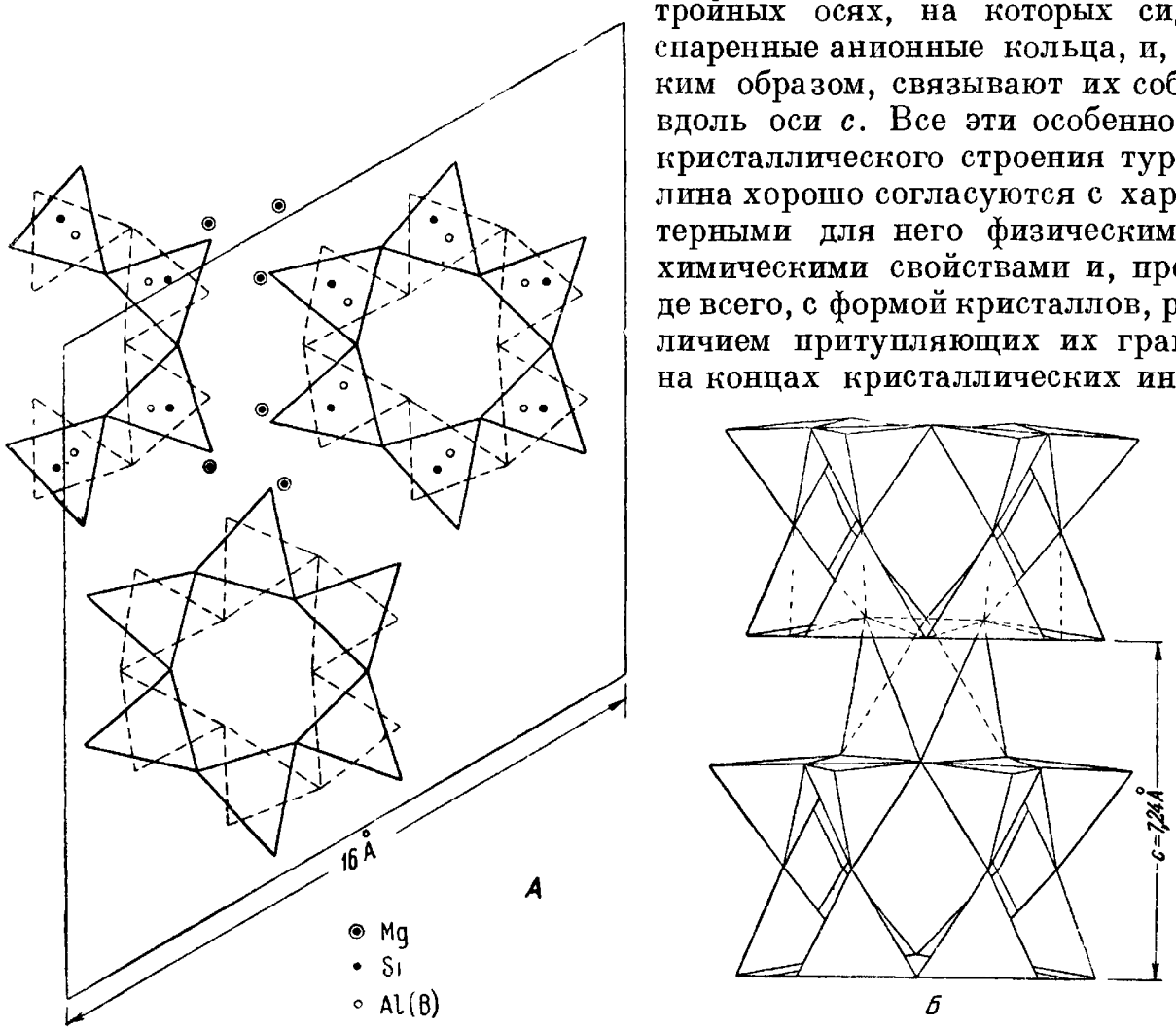


Рис. 308. Кристаллическая решетка турмалина
А—вид двухэтажных колец вдоль оси *c*; *Б*—вертикальная проекция их

видов, пиро- и пьезоэлектрическими свойствами, оптическими свойствами (оптический знак, схема абсорбции света) и др. Повышенная твердость турмалина ставится в связь с повышенным координационным числом бора (4 вместо 3) подобно тому, как это имеет место в силикатах алюминия (с координационным числом 6). **Облик кристаллов.** Кристаллы турмалина обычно имеют столбчатый облик и вытянуты вдоль тройной оси симметрии. Изредка встречаются короткопризматические кристаллы. Как правило, кристаллы небольшие, часто микроскопически мелкие, но иногда попадаются и крупные экземпляры, до 20 *см* и более в длину при нескольких сантиметрах в поперечнике. Из форм наиболее часто встречаются призмы $\{10\bar{1}0\}$ и $\{11\bar{2}0\}$, тригональные пирамиды $\{10\bar{1}1\}$, $\{02\bar{2}1\}$ и др. (рис. 309). Всего установлено около 180 простых форм. Нередко концы кристаллов развиты не одинаково. Очень часто наблюдаются на гранях призм весьма характерная для турмалинов вертикальная штриховка и не менее характерная форма сферических треугольников в поперечном разрезе (рис. 310), обусловленная комбинацией многочисленных граней призматического пояса. Двойники очень редки по $(10\bar{1}1)$. **Агрегаты.** Нередко турмалин наблюдается в шестоватых, радиальнолучи-

стых (в виде так называемого турмалинового солнца), спутанноигольчатых или волокнистых агрегатов. Реже встречается в сплошных зернистых, иногда скрытокристаллических массах.

Цвет турмалина зависит от его химического состава. Разности, не содержащие железа или бедные им, окрашены в различные оттенки зеленого, розового, красного цвета. Они обычно бедны MgO и FeO, но часто богаты Li_2O. Розовый цвет обязан присутствию Mn, Li и Cs. Темнокрасные турмалины носят название р у б е л л и т а. Богатые MgO турмалины чаще всего обладают бурой и желтой окраской. Железистые разности интенсивно окрашены в темные цвета: черный (шерл), темнозеленый, темносиний (индиголит) и темнобурый. Реже наблюдаются совершенно бесцветные, прозрачные разности. Хромсодержащие турмалины окрашены в густой темнозеленый цвет. Иногда концы кристаллов окрашены в какой-либо другой цвет; например, бесцветные кристаллы с о. Эльбы на конце обладают густой черной окраской. Кроме того, встречаются разности с кристаллически-зональной окраской. Например, в поперечном изломе ядро имеет красный цвет, а с периферии одна или несколько резко очерченных полигональных зон окрашены в различные оттенки зеленого или какого-либо другого цвета. **Черта** белая. **Блеск** стеклянный. Для дравита: $Nm = 1{,}635$ и $Np = 1{,}614$. Для шерлита: $Nm = 1{,}698$ и $Np = 1{,}658$.

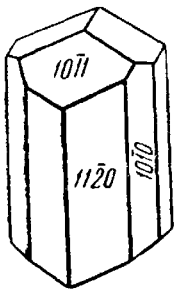


Рис. 309. Призматический кристалл турмалина

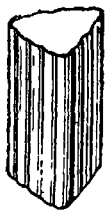


Рис. 310. Штриховка и форма поперечного сечения кристаллов турмалина

Твердость 7—7,5. В направлении, перпендикулярном к оси *c*, больше, чем в параллельном. **Спайность** практически отсутствует или весьма несовершенная по призме {11$\bar{2}$0} и пирамиде {10$\bar{1}$1}. Излом неровный. **Уд. вес** 2,90—3,25. **Прочие свойства.** Электризуется при нагревании, трении, давлении, причем один конец кристалла заряжается положительно, другой—отрицательно.

Диагностические признаки. Кристаллы турмалина легко узнаются по характерному поперечному сечению (в виде сферического треугольника), часто сильно проявленной вертикальной штриховке и высокой твердости. От внешне похожих на него некоторых пироксенов и амфиболов, а также эпидота отличается по отсутствию спайности и по высокой твердости. От рутила отличается по твердости, черте и форме поперечного сечения.

П. п. тр. турмалин в зависимости от состава ведет себя не одинаково. Бесцветные или бледноокрашенные разности, особенно богатые литием, вообще не плавятся, но становятся мутными, иногда несколько вспучиваются. Более богатые железом плавятся с трудом, а железисто-магнезиальные сплавляются довольно легко в пузыристое стекло. Все турмалины в смеси с CaF_2 и $KHSO_4$ дают реакцию на бор (зеленое окрашивание пламени). В кислотах не разлагаются.

Происхождение. Турмалины довольно часто встречаются в ассоциации с другими минералами, содержащими летучие компоненты, в п е г м а т и т а х (рубеллит и полихромные турмалины наблюдались исключительно в них), нередко г и д р о т е р м а л ь н ы х рудных месторождениях, а также в различных измененных породах, в том числе кристаллических сланцах, гнейсах, филлитах, подвергшихся воздействию пневматолитовых агентов. В виде микроскопических кристалликов наблюдается также в некоторых гранитах и в их контактовых ореолах, преимущественно в ассоциации с кварцем, иногда с топазом, касситеритом и другими минералами в г р е й з е н а х.

При выветривании пород он ведет себя как химически стойкий минерал и, как остаточный продукт, попадает в россыпи. Устанавливается также во многих осадочных породах. Наблюдающиеся иногда на кристаллах турмалина фигуры разъедания, вероятно, обязаны своим происхождением гидротермальным процессам.

Практическое значение. Красиво окрашенные прозрачные разности турмалина применяются в ювелирном деле на мелкие поделки. Крупные кристаллы, обладающие пьезоэлектрическими свойствами, имеют применение в радиотехнике для изготовления пластинок, служащих для стабилизации длин волн передатчиков.

Месторождения, в которых встречается в том или ином количестве турмалин, весьма многочисленны, причем наибольшим распространением пользуются черные турмалины. Отметим лишь некоторые, наиболее интересные с минералогической точки зрения месторождения.

Заслуженной славой пользуются месторождения пегматитовых жил Шайтанки, Мурзинки, Южаковой, Сарапулки и Липовки (на Урале, к северо-востоку от г. Свердловска), где встречаются различных цветов полихромные турмалины, нередко в лучисто-шестоватых сростках. Особенно замечательны карминно-красные турмалины Сарапулки. Прекрасные кристаллы малинового цвета вместе с лепидолитом были найдены на северном склоне Борщовочного кряжа (Забайкалье). В Нижне-Исетском районе Урала, близ дер. Шабры, в трещинах среди залежей хромистого железняка и на границах их с тальковыми сланцами были обнаружены довольно крупные (до нескольких сантиметров в длину и до 1 *см* в поперечнике) кристаллы хромовых турмалинов темнозеленого или почти черного цвета.

Из иностранных месторождений упомянем лишь некоторые. Большой известностью пользуются замечательные по окраске и размерам турмалины из пегматитовых жил о. Мадагаскар. Красиво окрашенные в различные цвета (красный, розовый, зеленый, синий, фиолетовый и др.) турмалины встречаются среди пегматитов Сан-Диего и в других местах Калифорнии. Из россыпей о. Цейлон издавна добывались интенсивно окрашенные прозрачные образцы турмалина и вывозились как драгоценные камни в Европу. Частью отсюда происходят редко встречающиеся синие турмалины (индиголит).

ВОЛЛАСТОНИТ—$Ca_3[Si_3O_9]$, или $CaSiO_3$. Назван по фамилии химика В. Волластона (1766—1828). Синоним: досчатый шпат.

Химический состав. CaO 48,3%, SiO_2 51,7%. Иногда обнаруживается FeO (до 9%), в незначительных количествах устанавливаются также примеси Na_2O, MgO и Al_2O_3.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Кристаллическая структура** детально не изучена, но отлична от структуры типичных пироксенов, поскольку элементарные ячейки разные. **Облик кристаллов.** Волластонит образует таблитчатые (рис. 311), нередко удлиненные по оси *b* кристаллы, чем и обусловлено прежнее название этого минерала (досчатый шпат). Главное развитие имеет пинакоид {001}, в меньшей степени {100}, а также грани призм {110}, {101} и др. Двойники по (100) или (001). **Агрегаты** листоватые, радиальнолучистые или шестоватые, скорлуповатые, реже волокнистые с параллельным и сетчатым расположением отдельных волокон.

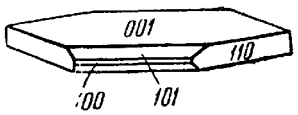


Рис. 311. Кристалл волластонита

Цвет волластонита белый с сероватым или красноватым оттенком, реже мясо-красный. Встречаются и совершенно прозрачные бесцветные разности. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда с перламутровым отливом. $Ng = 1{,}631$, $Nm = 1{,}623$ и $Np = 1{,}616$.

Твердость 4,5—5. **Спайность** по {100} совершенная и по {001} средняя с углом 74°; по другим направлениям несовершенная. **Уд. вес** 2,78—2,91.

Диагностические признаки. В сплошных массах, встречающихся в контактово измененных известняках, узнается обычно по белому или серовато-белому цвету, радиальношестоватым агрегатам, спайности и по парагенезису с другими минералами контактово-метасоматического происхождения (гранатами, диопсидом и др.).

П. п. тр. сплавляется с трудом. В HCl вполне разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение и месторождения. Встречается главным образом в мраморизованных известняках, подвергшихся воздействию кислой магмы, или в ксенолитах перекристаллизованных известняков в изверженных горных породах. В ассоциации с ним наблюдаются известковистые гранаты, диопсид, везувиан и другие минералы скарновых зон. Таковы, например, случаи нахождения волластонита в Турьинских рудниках (С. Урал), некоторых Минусинских контактово-метасоматических рудных месторождениях и др. Заслуживают упоминания исключительно редко встречающиеся огромные массы (в несколько тысяч кубических метров) волластонита близ Санта-Фе в Мексике. В виде кристаллов наблюдался в вулканических выбросах на Монте-Сомма (Везувий).

Волластонит встречается также в известковистых кристаллических сланцах, образующихся при метаморфизме в условиях глубинных зон.

Чисто волластонитовые горные породы используются для изготовления «горной шерсти» белого цвета, большой прочности и значительной длины волокна. Плавка производится в электропечах.

РОДОНИТ—(Mn, Ca) SiO_3. Название происходит от греческого «родон»—розовый. Синоним: орлец (на русском языке).

Химический состав (в %): MnO 46,0—30,0, FeO 2—12, CaO 4—6,5 (в природных образцах больше не бывает, чем отличается от бустамита—$CaMn[SiO_3]_2$), SiO_2 45—48. В виде примесей присутствуют FeO, в очень незначительных количествах щелочи и Al_2O_3.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Облик кристаллов.** Редко встречающиеся в пустотах кристаллы обычно плохо образованы, с шероховатыми гранями и закругленными ребрами. Однако акад. Кокшаровым были описаны кристаллы, число форм в которых доходило до 40. Чаще встречаются кристаллы таблитчатой, изометрической, реже призматической формы. **Агрегаты.** Преимущественно наблюдается в виде сплошных плотных или зернистых масс.

Цвет родонита характерный розовый, иногда розовато-серый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. $Ng = 1{,}730$, $Nm = 1{,}726$ и $Np = 1{,}721$.

Твердость 5—5,5. **Спайность** по {110} и {110} совершенная, по {011} менее совершенная. **Уд. вес** 3,40—3,75.

Диагностические признаки. В сплошных массах узнается по розовому цвету. В образцах, частично затронутых окислением, чрезвычайно характерны черные прожилки гидроокислов марганца (главным образом, вернадита).

П. п. тр. в окислительном пламени буреет и затем чернеет (окисление марганца). В восстановительном пламени сплавляется в красное или бурое стекло. С бурой и фосфорной солью дает реакцию на Mn. В HCl немедленно разлагается с образованием белого порошка кремнезема.

Происхождение. Как сравнительно низкотемпературный минерал встречается иногда в гидротермальных, а также в контактово-метасоматических месторождениях в ассоциации с родохрозитом, бустамитом и другими минералами марганца, а иногда с сульфидами Mn, Zn, Pb и др.

В значительных массах образуется в процессе регионального метаморфизма осадочных марганцевых руд за счет окислов или карбонатов марганца и опала или кварца. В парагенезисе с ним почти постоянно наблюдаются почти незаметные на глаз скопления бустамита, часто марганцовистых гранатов желтого цвета и карбонатов марганца.

При выветривании чрезвычайно легко поддается окислению с образованием налетов, корок, прожилков черных гидроокислов марганца. Двухвалентный марганец непосредственно переходит в четырехвалентный. Даже

в течение года глыбы свежего розового родонита с поверхности покрываются блестящими черными налетами вернадита.

Практическое значение. Массивные породы, сплошь состоящие из родонита, употребляются в качестве поделочного камня для изготовления ваз, письменных приборов, облицовки колонн и т. д. В частности, он был использован при отделке станции «Маяковская» московского метрополитена.

Месторождения. Лучшее месторождение родонита находится на Урале, близ д. Малой Седельниковой (к югу от Свердловска), откуда в свое время было добыто немало монолитных глыб, использованных для крупных и мелких поделок, многие из которых хранятся в музеях. Аналогичные месторождения метаморфизованных осадочных руд марганца, но меньших размеров, встречаются во многих пунктах Примагнитогорского района (Урал) среди слоистых красных яшм, туффитов и других метаморфизованных осадочных пород; зоны окисления представлены богатыми рудами марганца; эти руды используются в черной металлургии.

Подкласс В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах

Главнейшими представителями силикатов данного подкласса являются пироксены и амфиболы, считающиеся типичными метасиликатами. Несмотря на существенное различие в количественных соотношениях составляющих компонентов, эти минералы имеют ряд общих характерных внешних черт: аналогичный облик кристаллов, близкие кристаллические структуры, одинаковую степень проявления спайности, много общего в оптических свойствах, близкие удельные веса, близкую твердость и т. д. Среди катионов в пироксенах и амфиболах представлены главным образом следующие элементы: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Ca^{2+}, Na^{1+}, иногда Li^{1+}, а также Al^{3+}, Fe^{3+}, а среди анионов: $[SiO_4]^{4-}$, иногда $[AlO_4]^{5-}$, а также $[OH]^{1-}$, F^{-1} и Cl^{1-} (в амфиболах).

Наибольшим распространением в природе пользуются железо-магнезиальные пироксены и амфиболы, являющиеся важнейшими породообразующими минералами во многих изверженных горных породах. Общее их количество по весу в земной коре достигает 16%.

От железо-магнезиальных породообразующих ортосиликатов (минералов группы оливина) пироксены и амфиболы отличаются следующими химическими особенностями:

1) содержат больше SiO_2 (при недостатке SiO_2 в расплавах образуются оливины);

2) кроме Mg и Fe, в них весьма существенную роль играет Ca (в ортосиликатах его роль совершенно ничтожна), в соответствии с чем в них широко представлены двойные соединения (диопсид, тремолит и др.);

3) многие пироксены и амфиболы, особенно те, что представлены двойными соединениями, часто содержат примеси Al_2O_3, Na_2O, иногда Fe_2O_3 и др. (ортосиликаты характеризуются сравнительной чистотой состава).

Физические свойства описываемых здесь минералов находятся в полном соответствии с их кристаллической структурой, отличающейся уже весьма существенно от структур ортосиликатов тем, что здесь принимают участие вытянутые в одном направлении (вдоль оси *c*) анионные комплексы непрерывно связанных друг с другом кремнекислородных тетраэдров. Главнейшие особенности минералов этого подкласса сводятся к следующему:

1. Кристаллические индивиды обычно вытянуты в одном направлении (минералы группы оливина обладают изометрическим обликом). Это обусловлено тем обстоятельством, что связь Si—O—Si вследствие своего преимущественно неполярного характера более прочна, чем связь металлических катионов Ca^{2+} и Mg^{2+}, располагающихся между цепочками и несущих небольшой заряд; именно поэтому расщепление кристалла вдоль оси *c* происходит несравненно легче, чем разрыв самих цепочек.

2. По сравнению с ортосиликатами здесь резче проявлена спайность, причем характерно, что она устанавливается по призме согласно вытянутости индивидов.

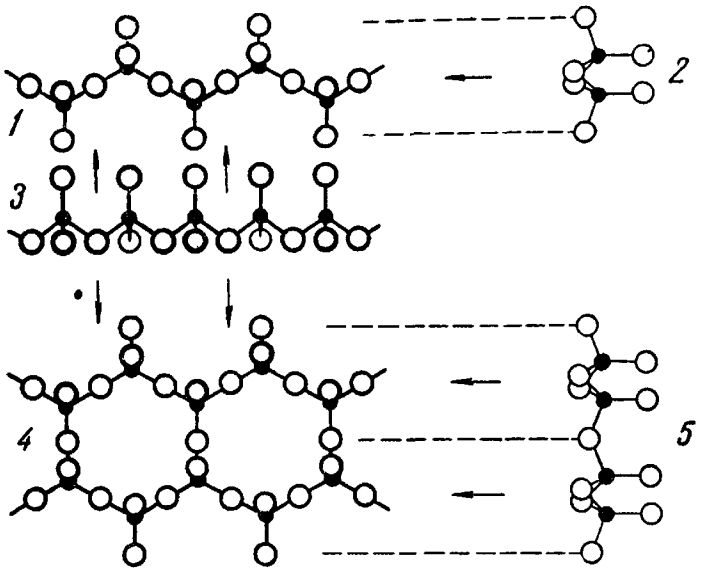


Рис. 312. Кремнекислородные цепочки в трех проекциях (в пироксенах: *1*, *2* и *3* и в амфиболах: *4*, *5* и *3*)

3. Показатели преломления и двупреломление по сравнению с минералами группы оливина, как правило, ниже.

4. Удельные веса пироксенов и амфиболов благодаря относительно менее плотной упаковке ионов несколько меньше, чем у соответствующих минералов группы оливина.

Пироксены и амфиболы наряду со сходством существенно отличаются друг от друга некоторыми особенностями. Отметим наиболее важные из них.

а) Было указано, что, согласно рентгенометрическим исследованиям, в кристаллических структурах пироксенов анионные радикалы представлены простыми одинарными цепочками кремнекислородных тетраэдров, а в структурах амфиболов—двойными (см. рис. 272). Для дальнейшего важно обратить внимание на проекции (*2*) и (*5*) вдоль оси *c* (рис. 312).

б) Как следствие, отсюда вытекает различие в углах призматической спайности у пироксенов и амфиболов, параллельной вытянутости цепочек. На рис. 313 схематически изображены структуры диопсида и тремолита, состоящие из четырех элементарных ячеек, в проекции на (001). Цепочки кремнекислородных тетраэдров очерчены линиями в виде трапеций—блоков. Из рисунков видно, что подобные блоки у амфиболов имеют вдвое больший раз-

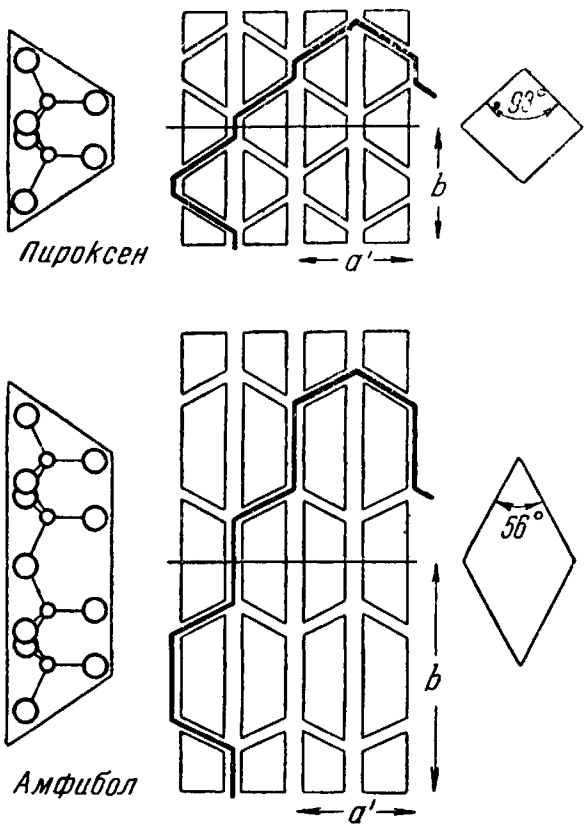


Рис. 313. Проекции схематически изображенных кристаллических структур пироксена и амфибола вдоль оси *c*. Слева показаны в той же проекции кремнекислородные цепочки

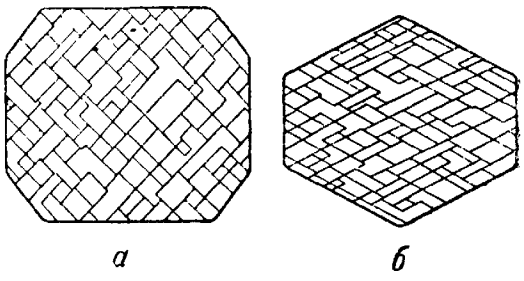


Рис. 314. Поперечные разрезы кристаллов пироксена (*а*) и амфибола (*б*) с направлениями следов спайности (под разными углами в каждом из них)

мер по оси *b*, чем у пироксенов. Плоскости спайности, как показывают жирные линии, не разрывая цепочек, в обоих случаях проходят в диагональных направлениях между ними, т. е. параллельно призме {110}. Нетрудно видеть, что в целом направления ломаных линий для пироксенов будут

иметь фигуру, приближающуюся к квадрату, с углом 87°, а для амфиболов—фигуру ромба с углом 124°.

в) В полном соответствии с этим находится и облик кристаллов. При этом в поперечном разрезе (рис. 314) кристаллы пироксена имеют псевдотетрагональные, а кристаллы амфибола—псевдогексагональные формы.

В данном подклассе, согласно сказанному, выделяются типы:

Тип. 1. Силикаты с одинарными цепочками (группа пироксенов).

Тип. 2. Силикаты с двойными цепочками (группа амфиболов).

а. Силикаты с одинарными анионными цепочками

ГРУППА ПИРОКСЕНОВ

По кристаллографическим признакам среди этой сравнительно большой группы минералов давно уже различались две подгруппы: моноклинных и ромбических пироксенов.

Мы опишем следующие минеральные виды, относящиеся к этой группе:

Моноклинные пироксены

Диопсид	$CaMg[Si_2O_6]$
Геденбергит	$CaFe[Si_2O_6]$
Авгит	$Ca(Mg, Fe, Al)[(Si, Al)_2O_6]$
Жадеит	$NaAl[Si_2O_6]$
Эгирин	$NaFe^{\cdots}[Si_2O_6]$
Сподумен	$LiAl[Si_2O_6]$

Ромбические пироксены

Энстатит	$Mg_2[Si_2O_6]$
Гиперстен	$(Mg, Fe)_2[Si_2O_6]$

Моноклинные пироксены в главной своей массе представлены двойными и более сложными соединениями, в кристаллических структурах которых в качестве катионов участвуют в одних случаях Mg^{2+} и Fe^{2+}, замещающие друг друга, а также Ca^{2+}, в других—Na^{1+} (Li^{1+}) с Fe^{3+} и Al^{3+}. Кроме того, известен пироксен, получивший название авгита, в котором, кроме (Mg,Fe) и Ca, присутствуют Al, Fe^{3+} и иногда Ti, причем часть Al, очевидно, замещает Si в кремнекислородных цепочках (т. е. по существу мы имеем здесь дело уже с алюмосиликатом). Так как при замене части ионов Si^{4+} ионами Al^{3+} общий отрицательный заряд цепочек соответственно возрастает, то он, естественно, должен компенсироваться путем вхождения в решетку минерала более высокозарядных катионов.

Ромбические пироксены представляют собой метасиликаты Mg и Fe и так же, как это мы имели в группе оливина, образуют непрерывный ряд изоморфных смесей: $Mg_2[Si_2O_6]$—$Fe_2[Si_2O_6]$. В природных условиях весьма широко распространены магнезиальные и магнезиально-железистые разности пироксенов этого ряда.

ДИОПСИД—$CaMg[Si_2O_6]$. Название происходит от греческих слов: «дис»—дважды и «опсис»—появление. Диопсид представляет собой типичное двойное соединение и является крайним членом важного изоморфного ряда $CaMg[Si_2O_6]$—$CaFe^{\cdot\cdot}[Si_2O_6]$(диопсид—геденбергит); промежуточный по составу минеральный вид носит название салита. Диопсид широко распространен как породообразующий минерал во многих изверженных породах, а также в контактово-метасоматических образованиях.

Химический состав. CaO 25,9%, MgO 18,5%, SiO_2 55,6%. В виде примесей содержит FeO, MnO, иногда Al_2O_3, Fe_2O_3, Cr_2O_3 до нескольких процентов (хромдиопсид), V_2O_3 до 2—4% (лавровит), нередко TiO_2.

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Облик кристаллов.** Хорошо образованные кристаллы встречаются сравнительно редко. Обычно они имеют короткостолбчатый облик (рис. 315) с преимущественным развитием пинакоидов {100} и {010}. Двойники по (100) и (102) нередки. **Агрегаты.**

Сплошные массы диопсида чаще всего представлены зернистыми агрегатами, но в контактово-метасоматических образованиях встречаются шестоватые или радиальнолучистые агрегаты индивидов.

Цвет. Редко бывает бесцветный. Обычно окрашен в различные, преимущественно бледные оттенки грязнозеленого или серого цвета. **Блеск** стеклянный. Показатели преломления меняются в зависимости от содержания геденбергитовой молекулы. Для чистого диопсида: $Ng = 1{,}694$, $Nm = 1{,}671$ и $Np = 1{,}664$.

Твердость 5,5—6. Хрупок. **Спайность** по призме {110} средняя с углом 87°. Нередко наблюдается также отдельность по {010}. **Уд. вес** 3,27—3,38.

Диагностические признаки. Хорошо образованные кристаллы диопсида отличаются от кристаллов авгита по своему облику (преимущественным развитием вертикальных пинакоидов) и серыми или светлозеленоватыми оттенками окраски. Но так как диопсид способен образовывать изоморфные смеси с различными другими пироксенами, то точная диагностика его может быть произведена только путем определения оптических констант, а в ряде случаев —с помощью химического анализа.

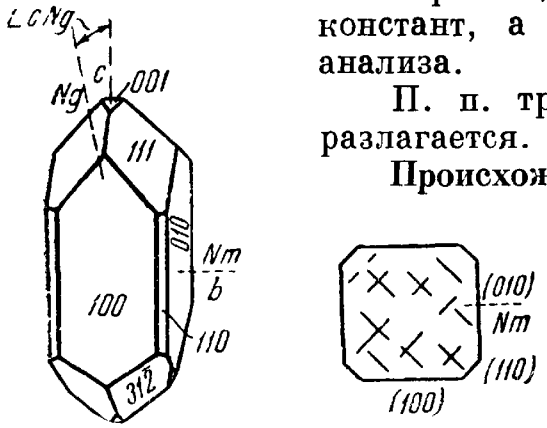


Рис 315. Кристалл диопсида. Справа—форма поперечного разреза

П. п. тр. плавится с трудом. В кислотах почти не разлагается.

Происхождение и месторождения. Диопсид как минерал магматического происхождения широко распространен в основных и ультраосновных изверженных породах (пироксенитах, перидотитах, габбро, диабазах), иногда в пироксеновых диоритах, сиенитах, а также в базальтах, долеритах и др.

В контактово-метасоматических образованиях диопсид очень часто принимает существенное участие, входя в состав скарнов и роговиков вместе с волластонитом, гранатами и другими минералами в многочисленных месторождениях магнитных железняков и других полезных ископаемых на Урале, в Средней Азии, Сибири и других местах.

Подобного же происхождения диопсид в хороших кристаллах встречается в Назямских горах (Златоустовский район, Урал) в Ахматовской копи среди хлоритовых сланцев с гранатом, клинохлором и др. Крупные кристаллы диопсида известны из мраморизованных известняков на Монте-Сомма (Везувий). Очень крупные, хорошо образованные кристаллы под названием «байкалита» были описаны еще акад. В. М. Севергиным в Слюдянском районе (Юго-Западное Прибайкалье) в флогопитовых месторождениях.

ГЕДЕНБЕРГИТ—$CaFe^{"}[Si_2O_6]$. Название дано по фамилии Л. Геденберга, шведского химика, впервые анализировавшего этот минерал.

Химический состав. CaO 22,2%, FeO 29,4%, SiO_2 48,4%. Богатая магнезией разность называется салитом. Довольно часто содержит также MnO (до 7%)—мангангеденбергит. В небольших количествах устанавливаются очень незначительные содержания щелочей и глинозема.

Сингония моноклинная; призматический в. с. Встречается преимущественно в радиальнолучистых или крупношестоватых агрегатах.

Цвет геденбергита темнозеленый до черно-зеленого. **Черта** светлосерая с зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. Для чистого геденбергита: $Ng = 1{,}757$, $Nm = 1{,}745$ и $Np = 1{,}739$.

Твердость 5,5—6. **Спайность** по призме {110} с углом 87°. **Уд. вес** 3,5—3,6.

Диагностические признаки. Довольно легко узнается по шестоватым агрегатам, темнозеленому или зеленовато-черному цвету. Так же как и салит,

обычно располагается по контакту интрузивных пород с мраморизованными известняками.

П. п. тр. плавится в черное магнитное стекло.

Происхождение и месторождения. Наряду с салитом является характерным минералом многих контактово-метасоматических месторождений магнетита, иногда медных сульфидных руд, а также некоторых высокотемпературных гидротермальных месторождений метасоматического происхождения в известняках. В парагенезисе с геденбергитом встречаются такие минералы, как ильваит, магнетит, железистые гранаты, сульфиды (пирротин, халькопирит, черный сфалерит), кальцит, эпидот и др.

Геденбергит в этих месторождениях развивается явно путем замещения известняка или мрамора. В свою очередь, по геденбергиту, как и по салиту, метасоматически образуются сульфиды железа и меди, ильваит, иногда эпидот, хлориты и другие минералы.

В СССР известен в Турьинских медных рудниках (в зоне скарнов), в месторождении Чокпак (Казахстан), в Троицком руднике (Алтай), в Джимаре (Осетия) и в других местах.

АВГИТ—$Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$. Глиноземистый пироксен. Название происходит от греческого слова «авге»—блеск (кристаллы его имеют нередко блестящие грани). Авгит является важным породообразующим минералом некоторых изверженных пород.

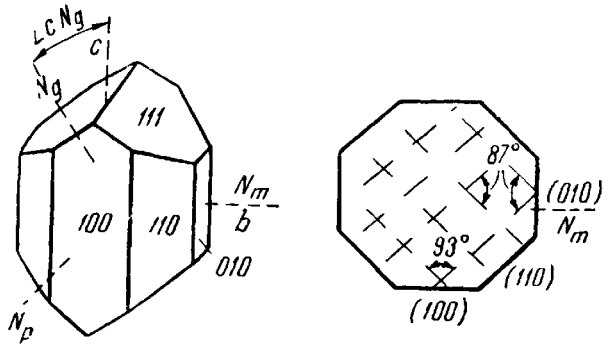


Рис. 316. Кристалл авгита. Справа—форма поперечного разреза

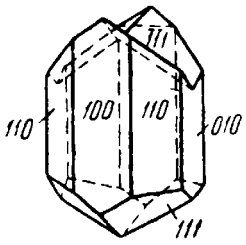


Рис. 317. Двойник авгита по (100)

Химический состав авгита гораздо сложнее, чем других пироксенов. Почти постоянно устанавливаются избыток MgO, FeO и, что особенно важно, обогащение Al_2O_3 (до 4—9%) и Fe_2O_3. Часть MgO замещается FeO и MnO.

Эгирин-авгит—разность, богатая Na_2O и Fe_2O_3,—отличается от обыкновенного авгита по оптическим свойствам. Распространена в щелочных изверженных породах. Разность, промежуточная по составу между авгитом и эгирин-авгитом, названа федоровитом (в честь русского кристаллографа Е. С. Федорова).

Титанавгит—разность, обогащенная TiO_2, Fe_2O_3 и Al_2O_3 (TiO_2 до 4—5%, в обыкновенном авгите—0,1—0,7%).

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Облик кристаллов** коротко-столбчатый, таблитчатый, реже изометрический. В отличие от диопсида, грани призмы {110}, как правило, развиты больше, чем пинакоиды. Наиболее обычная форма кристаллов и поперечный разрез приведены на рис. 316. Для разрезов характерны очертания восьмиугольника с более или менее одинаково развитыми сторонами. Двойники часты по (100) (рис. 317). **Агрегаты** сплошных масс зернистые.

Цвет черный, зеленовато- и буровато-черный, реже темнозеленый или бурый. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}710—1{,}724$, $Nm=1{,}692—1{,}706$ и $Np=1{,}685—1{,}700$.

Твердость 5—6. **Спайность** по призме {110} средняя. Нередко бывает развита отдельность по {100}. Те авгиты, а также другие моноклинные пиро-

ксены, у которых чрезвычайно резко проявлена эта отдельность, носят название д и а л л а г а. **Уд. вес** 3,2—3,6.

Диагностические признаки. Отдельные кристаллы авгита, легко освобождающиеся из вулканических туфов и пеплов основных пород, довольно просто определяются по своим характерным формам (см. рис. 316) и черному цвету. В других случаях точная диагностика его без тщательных микроскопических исследований и химических анализов бывает невозможной.

П. п. тр. плавится с трудом. В кислотах не растворяется. Титанавгит разлагается в горячей HCl полностью.

Происхождение и месторождения. Авгит чаще всего встречается в некоторых м а г м а т и ч е с к и х эффузивных породах основного состава: андезитах, фонолитах, базальтах, в их туфах и вулканических пеплах. В этих породах иногда можно встретить довольно крупные кристаллы характерной формы (см. рис. 316 и 317). В ассоциации с ним наблюдаются обычно основные плагиоклазы, магнетит, иногда оливин и др.

Эгирин-авгит встречается в щелочных изверженных породах, например в нефелиновых сиенитах в И л ь м е н с к и х г о р а х (Ю. Урал), а также в эффузивных их аналогах—фонолитах, лейцитофирах и др.

В постмагматическую стадию для авгита, как и для других моноклинных пироксенов, устанавливаются явления замещения его минералами группы амфибола. Под микроскопом нередко удается наблюдать, что роговая обманка в этих случаях развивается как единое целое с сохранением формы пироксена. Подобные псевдоморфозы носят название у р а л и т а (впервые были установлены на Урале).

При гидротермальном изменении изверженных горных пород авгит, разлагаясь, часто подвергается замещению эпидотом, хлоритами, кальцитом и другими минералами.

ЖАДЕИТ—$NaAl[Si_2O_6]$. Жадеитовая молекула входит в состав диопсида и эгирина, обусловливая в них повышенное содержание Na_2O и Al_2O_3.

Сингония моноклинная. Кристаллы редки; чаще наблюдается в плотных зернистых агрегатах яблочно-зеленого, зеленовато-голубого и белого цвета. Блеск стеклянный. $Ng=1{,}667$, $Nm=1{,}659$ и $Np=1{,}654$.

Твердость 6,5—7. Необычайно вязкий. Спайность по призме {110} средняя, по {010} и {100} несовершенная. Излом скрытокристаллических разностей неровный, занозистый. Очень похож на нефрит (из группы амфибола). Уд. вес 3,3—3,4. П. п. тр. легко плавится в полупрозрачное стекло. Кислоты действуют только после сплавления.

Встречается в метаморфических щелочных породах, реже в контактово-метасоматических образованиях.

ЭГИРИН—$NaFe^{\cdots}[Si_2O_6]$. Название происходит от имени Эгир исландского «бога моря». Синоним: акмит (для остроконечных кристаллов, содержащих вместо $Fe^{\cdots}$—$Fe^{\cdot\cdot}$,Ti и Al). Важнейший породообразующий минерал многих богатых щелочами изверженных пород.

Химический состав. Na_2O 13,4%, Fe_2O_3 34,6%, SiO_2 52%. Примеси: K_2O, нередко CaO, FeO, MnO, MgO, Al_2O_3, TiO_2, иногда V_2O_3, изредка в очень небольшом количестве редкие земли, BeO, ZrO_2 и ThO_2. Между эгирином и авгитом, эгирином и диопсидом, а также эгирином и геденбергитом существуют изоморфные смеси. Промежуточные по составу разности носят названия: эгирин-авгит, эгирин-диопсид и эгирин-геденбергит.

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Облик кристаллов.** Обычно длиннопризматические столбчатые или игольчатые (рис. 318). На гранях наблюдается вертикальная штриховка или борозды. Грань (100) почти всегда хорошо развита. Двойники довольно часты по (100); нередки полисинтетические двойники. **Агрегаты.** В сплошных массах наблюдаются шестоватые. радиальнолучистые, а также звездчатые агрегаты.

Цвет обычно зеленовато-черный, темнозеленый, иногда бурый или красновато-бурый (акмит). **Черта** светлозеленая. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}787$, $Nm = 1{,}768$ и $Np = 1{,}742$.

Твердость 5,5—6. **Спайность** по призме ясная с углом 87°; по {010} и {001} устанавливается отдельность. **Уд. вес** 3,60—3,43.

Диагностические признаки. Узнается довольно легко по столбчатому облику кристаллов, темнозеленому или зеленовато-черному цвету и ассоциации со щелочными силикатами (нефелином, полевыми шпатами, щелочными амфиболами). От похожего на него темнозеленого турмалина отличается более низкой твердостью.

П. п. тр. легко плавится в черный блестящий магнитный королек и окрашивает пламя в желтый цвет. Кислоты действуют слабо.

Происхождение и месторождения. Эгирин является типичным породообразующим минералом богатых щелочами изверженных интрузивных и эффузивных горных пород (нефелиновых сиенитов, фонолитов, лейцитофиров и др.). Изредка наблюдается в контактово-метасоматических образованиях как продуктах реакций щелочных магм с окружающими породами.

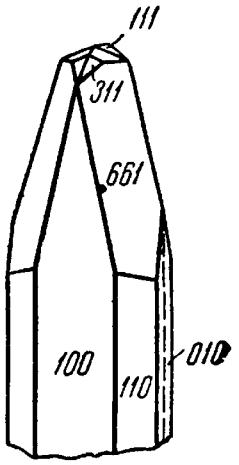


Рис. 318. Кристалл эгирина

В крупных кристаллах он встречается в пегматитах нефелиновых сиенитов в Вишневых и Ильменских горах на Урале. В ассоциации с ним, кроме нефелина, полевых шпатов и роговых обманок, встречаются черные слюды, иногда замещающие кристаллы эгирина, содалит, канкринит и другие редкие силикаты.

СПОДУМЕН—$LiAl[Si_2O_6]$. Занимает несколько особое положение среди группы пироксенов. Не образует с другими пироксенами изоморфных смесей.

Химический состав. Li_2O 8,1%, Al_2O_3 27,4%, SiO_2 64,5%. В виде примесей присутствуют Na_2O, в незначительных количествах CaO, MgO, изредка Cr_2O_3. Некоторые разности содержат также редкие земли и гелий, иногда цезий.

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Облик кристаллов** призматический. Вертикальные грани имеют штриховку. Нередко встречаются очень крупные кристаллы (иногда в длину до 16 *м*). Двойники по (100). **Агрегаты** пластинчато-шестоватые. Наблюдается также в плотных скрытокристаллических массах.

Цвет серовато-белый, нередко с зеленоватым оттенком, желтовато-зеленый, фиолетовый (кунцит). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности со слабым перламутровым отливом. $Ng = 1{,}675$, $Nm = 1{,}66$ и $Np = 1{,}65$.

Твердость 6,5—7 (у измененных разностей ниже). **Спайность** по призме совершенная или средняя; по {100} отдельность. **Уд. вес** 3,13—3,20.

Диагностические признаки. С полной уверенностью может быть установлен под микроскопом по оптическим константам. Для сподумена характерен наименьший из моноклинных пироксенов угол угасания.

П. п. тр. вспучивается, временами окрашивая пламя в слабый красный цвет(Li). Сплавляется в прозрачное стекло. После сплавления с $CaF_2 + KHSO_4$ окрашивает пламя в яркий красный цвет (Li). В HCl не растворяется.

Происхождение. Встречается в гранитных пегматитах в ассоциации с кварцем, полевыми шпатами, литиевыми слюдами, турмалином и др.

Легко подвергается позднейшим изменениям. Под действием растворов, содержащих Na_2O, разлагается с образованием эвкриптита ($LiAlSiO_4$) и альбита ($NaAlSi_3O_8$), серицита (калиевой слюды) и альбита.

Практическое значение. Вместе с литиевыми слюдами служит источником для получения препаратов лития, употребляемых в медицине, пиротехнике, фотографии, стеклоделии, рентгенографии и для других целей. Прозрачные красиво окрашенные разности сподумена употребляются как драгоценные камни.

Месторождения. Из довольно многочисленных месторождений сподумена отметим лишь некоторые. Большой известностью пользуется крупное месторождение К и й с т о н в Ю. Дакоте (США), где встречаются гигантские кристаллы измененного сподумена до 16 *м* в длину и около 1 *м* в поперечнике (весом до 90 *т*). Пегматитовые месторождения о. М а д а г а с к а р интересны тем, что там встречаются неизмененные прозрачные разности различной окраски: желтовато-зеленой, желтой, розовой. В Б р э н ч в и л л в Коннектикуте (США) измененные крупные кристаллы сподумена наблюдаются в ассоциации с литиофилитом, уранинитом, различными фосфатами марганца и другими минералами.

ЭНСТАТИТ—$Mg_2[Si_2O_6]$. Название произошло от греческого «энстатес»—противный (из-за его тугоплавкости). Обычно к энстатиту условно относят разности с содержанием FeO до 5%; разности с содержанием FeO от 5 до 14% (25% $FeSiO_3$) называют б р о н з и т о м (бронзовый отлив, однако, наблюдается у выветрелых разностей или содержащих ориентированные включения). Является важным породообразующим минералом в магнезиальных изверженных породах.

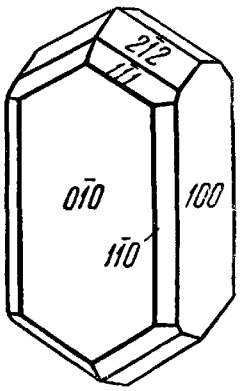


Рис. 319. Кристалл энстатита

Химический состав. По сравнению с оливином более богат SiO_2, содержание которого для чисто магнезиальной разности равно 60,0%; MgO 40,0%. Нередко содержит также NiO (обычно до 0,2%). Иногда устанавливаются примеси CaO, MnO, Al_2O_3 и Fe_2O_3.

Сингония ромбическая; призматический в. с. **Облик кристаллов.** Редко наблюдающиеся кристаллы энстатита обладают призматическим (рис. 319), реже таблитчатым обликом. Широко распространенные в горных породах неправильной формы зерна часто имеют удлиненный облик. Наблюдались закономерные срастания с моноклинными пироксенами.

Цвет. Бесцветный, серовато-белый с зеленоватым оттенком, реже буровато-зеленый. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}665$, $Nm=1{,}659$ и $Np=1{,}656$.

Твердость 5,5. **Спайность** по призме {110} средняя; угол между плоскостями спайности 85°. **Уд. вес** 3,1—3,3 (повышается с увеличением содержания FeO).

Диагностические признаки. В неправильных зернах с уверенностью может быть определен лишь в тонких шлифах под микроскопом по оптическим константам. От моноклинных пироксенов отличается по прямому углу погасания, иногда по слабому плеохроизму, а от гиперстена—по оптическому знаку и углу оптических осей.

П. п. тр. почти не плавится. В кислотах не растворяется.

Происхождение. Типичный минерал многих богатых магнезией м а г м а т и ч е с к и х горных пород. В ассоциации с оливином часто слагает так называемые перидотиты, в частности гарцбургиты, а также является существенной составной частью габбро-норитов, иногда диоритов. Наблюдается и в эффузивных породах (базальтах, андезитах). Гораздо реже встречается в контактово-метасоматических образованиях, но зато нередко в больших, хорошо образованных кристаллах.

При наложении в постмагматическую стадию гидротермальных процессов легче, чем оливин и моноклинные пироксены, превращается в серпентин—б а с т и т, псевдоморфозы которого по зернам энстатита представляют целые кристаллические индивиды с характерной, прекрасно выраженной отдельностью (спайностью) в определенной кристаллографической ориентировке по отношению к замещенному пироксену. Бастит обладает золотисто-желтым или бронзовым отливом по спайности, благодаря чему легко узнается в измененных энстатитсодержащих породах.

Месторождения. Как породообразующий минерал часто встречается во многих богатых магнезией, но бедных окисью кальция изверженных гор-

ных породах, особенно интрузивных (гарцбургитах, лерцолитах и др.), широко распространенных на Урале, Северном Кавказе, в Закавказье, в ряде мест Сибири и в других районах.

ГИПЕРСТЕН—$(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$. Название произошло от греческих слов «ипер» и «стенос»—очень крепкий. К гиперстену обычно относят те разности ромбических пироксенов, которые содержат больше 14% FeO.

Многие физические свойства гиперстена аналогичны энстатиту. Вследствие большего содержания FeO показатели преломления выше, чем у энстатита: $Ng = 1{,}69—1{,}73$ и $Np = 1{,}68—1{,}71$.

Цвет зеленый до зеленовато- или буровато-черного. Уд. вес 3,3—3,5. П. п. тр. плавится в зеленовато-черную эмаль, магнитную у более железистых разностей. В HCl частично разлагается.

Встречается в обогащенных железом основных изверженных породах (габбро-норитах, некоторых разностях трахита и андезита).

В Слюдянском районе (Юго-Западное Прибайкалье) сильножелезистые гиперстены в значительных количествах иногда встречаются в пироксен-амфиболовых, а также в биотитовых и гранатовых гнейсах. Найден, кроме того, в метеоритах.

б. Силикаты с двойными анионными цепочками

ГРУППА АМФИБОЛОВ

Конституция амфиболов по сравнению с пироксенами является более сложной, хотя с точки зрения качественного состава между теми и другими много общего.

Согласно рентгенометрическим исследованиям, характерной особенностью амфиболов, как уже указывалось, является то, что в их кристаллических решетках принимают участие двойные цепочки (ленты) кремнекислородных тетраэдров состава $[Si_4O_{11}]^{6-}$ (вместо Si_4O_{12}, как полагалось бы с химической точки зрения для метасиликата). Остающийся ион кислорода входит в состав самостоятельного одновалентного аниона $[OH]^{1-}$. Таким образом, общий отрицательный заряд анионного комплекса равен 7. Отсюда становится понятной химическая формула, например, такого простого по составу амфибола, как антофиллит: $Mg_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Замена двух не связанных с Si ионов кислорода двумя одновалентными ионами $[OH]^{1-}$ обусловливает снижение количества катионов: число ионов Mg для антофиллита не восемь, как это принималось раньше, исходя из формулы $MgSiO_3$, а семь.

Точно так же в двойных соединениях группы амфиболов, например для тремолита, мы имеем формулу: $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, тогда как раньше, до рентгенометрических исследований, она писалась в следующем виде: $Ca_2Mg_6Si_8O_{24}$. То же самое подтверждается и при пересчетах данных химических анализов с введением в формулу аниона $[OH]^{-1}$. Отношение Ca: Mg(Fe) = = 2 : 5, тогда как в пироксенах соответствующего состава, например в диопсиде, как мы знаем, это отношение равно 1 : 1. В этом также заключается существенное отличие амфиболов от пироксенов.

Наконец, в тех двойных соединениях, которые богаты трехвалентными (Al и $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$) и одновалентными (Na и K) металлами, устанавливается следующая картина отношений отдельных групп металлов: (Ca, Na) : (Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$, Al, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$) = = 3 : 5. Объясняется это тем, что в этих случаях существенная часть ионов Al^{3+} заменяет ионы Si^{4+} в цепочках кремнекислородных тетраэдров. Вследствие этого общий отрицательный заряд цепочки соответственно повышается и, следовательно, должен нейтрализоваться дополнительными катионами (преимущественно Na^{1+} и K^{1+}). В кристаллической структуре амфиболов (в отличие от пироксенов) имеются соответствующие места для становления дополнительных ионов щелочных металлов, необходимость введения которых возникает при замене кремния на алюминий по схеме: $Si^{4+} \rightarrow Al^{3+}Na^{1+}$.

Поэтому общее число положительно заряженных ионов в решетке повышается с семи до восьми (примерно). Отношение Al : Si в кремнекислородных цепочках, согласно расчетам данных химических анализов, обычно не превышает 1 : 3. Такова общая формула роговой обманки:

$$(Ca,Na)_{2-3}(Mg,Fe,Al)_5[(Si,Al)Si_3O_{11}]_2[OH]_2.$$

При полной замене в радикале одного иона Si ионом Al число (Ca, Na) было бы равно трем, что в действительности и устанавливается (при условии, если согласно расчету остаточное количество ионов Al^{3+} или Fe^{3+}, присоединяемое к Mg и Fe$^{\cdot\cdot}$, оказывается незначительным). В противном случае может иметь место также дополнительная компенсация отрицательного заряда путем замены магния алюминием. Судя по данным химических анализов, такие случаи все же встречаются редко (кокшаровит, гастингсит).

К сказанному о химической характеристике амфиболов следует добавить, что OH часто замещается F и Cl. Общее количество этих ионов, согласно химической формуле, должно быть равно двум, но бывает меньше (очевидно, они частично замещаются ионами кислорода).

Несмотря на сравнительно широкое разнообразие химического состава, все амфиболы по многим физическим и химическим свойствам сходны между собой. Условия образования амфиболов в природе несколько иные, чем для пироксенов. Наличие в амфиболах гидроксила, фтора и хлора свидетельствует о том, что образование их в изверженных и метаморфических породах связано с участием минерализаторов, обусловливающих кристаллизацию при относительно пониженных температурах. Часто наблюдаемые замещения амфиболами пироксенов также говорят о сравнительно более позднем образовании их. Д. П. Григорьеву удалось искусственно получить амфиболы лишь при кристаллизации фторсодержащего силикатного расплава. Амфиболы, отвечающие природным соединениям, т. е. содержащие OH, искусственно получены в самое последнее время И. А. Островским.

Из группы амфиболов опишем следующие минеральные виды:

Моноклинные амфиболы

Тремолит	$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
Актинолит	$Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
Роговая обманка	$Ca_2Na(Mg,Fe)_4(Al,Fe)[(Si,Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$
Глаукофан	$Na_2(Mg,Fe)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2[OH,F]_2$
Арфведсонит	$Na_3(Fe,Mg)_4(Fe,Al)[Si_4O_{11}]_2[OH,F]_2$

Ромбические амфиболы

Антофиллит	$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$

ТРЕМОЛИТ—$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. Название дано по месту открытия—в долине Тремоль (на южной стороне Сен-Готтарда). Тремолит является одним из наиболее распространенных амфиболов в природе.

Химический состав. CaO 13,8%, MgO 24,6%, SiO_2 58,8%, H_2O 2,8%. В виде изоморфной примеси к MgO присутствуют иногда в незначительном количестве (до 3%) FeO (в переходных разностях к актинолиту), MnO, также Al_2O_3, щелочи и др.

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Облик кристаллов.** Наблюдались довольно простые по форме длиннопризматические, игольчатые, иногда волосовидные кристаллы, вытянутые вдоль оси *c*. Чаще встречается в виде тонколучистых, шестоватых или волокнистых, иногда войлокоподобных агрегатов. Реже попадается в виде плотных, скрытокристаллических, необычайно вязких с занозистым изломом масс светлой окраски, носящих название нефрита (см. также актинолит), и в виде асбеста, имеющего важное практическое значение.

Цвет. Белый или светлоокрашенный, преимущественно в сероватые оттенки. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}624$, $Nm=1{,}613$ и $Np=1{,}599$.

Твердость 5,5—6. Хрупок. Игольчатые и волосовидные кристаллы ломки. **Спайность** по призме {110} совершенная с углом 124°, по {010} несовершенная. **Уд. вес** 2,9—3,0.

Диагностические признаки. От актинолита, чрезвычайно близкого по физическим свойствам, тремолит отличается главным образом светлой окраской (белой или серовато-белой).

П. п. тр. плавится с трудом в прозрачное бесцветное стекло (отличие от актинолита). Кислоты на него почти не действуют.

Происхождение и месторождения. Как и все другие амфиболы, тремолит, встречающийся в изверженных горных породах, является типичным эпимагматическим, сравнительно низкотемпературным минералом, нередко образующимся по кальциево-магнезиальным пироксенам. Часто его находят в метаморфизованных кристаллических известняках и доломитах, а также в кристаллических сланцах и роговиках.

Хорошо образованные кристаллы наблюдаются в жилах альпийского типа в ряде мест Швейцарии, в Восточных Альпах, Богемии и в других районах. В СССР тремолит описан в доломитах по рр. Санарке и Каменке в Кочкарском районе (Ю. Урал), в Слюдянском районе (Юго-Западное Прибайкалье) и во многих других местах.

АКТИНОЛИТ—$Ca_2(Mg,Fe^{\cdot\cdot})_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$. Название составлено из греческих слов: «актис»—луч и «литос»—камень. Оно связано с часто наблюдаемыми игольчато-лучистыми агрегатами этого широко распространенного в природе минерала. Отсюда синоним: лучистый камень.

По многим физическим свойствам актинолит совершенно аналогичен описанному выше тремолиту, отличаясь от него главным образом зеленой окраской (вследствие содержания железа) и оптическими свойствами. Отметим отличительные особенности актинолита.

Химический состав. С точки зрения химического состава, актинолит по существу представляет железистую разновидность тремолита. Содержание FeO обычно колеблется в пределах 6—13%. Нередко содержит также Al_2O_3, а в связи с этим и некоторое количество щелочей (Na_2O).

Цвет актинолита бутылочно-зеленый разных оттенков: от светлых зеленовато-серых до темнозеленых. **Уд. вес** 3,1—3,3 (увеличивается с возрастанием содержания FeO).

П. п. тр. с трудом сплавляется в серовато-зеленое или зеленовато-черное стекло.

Разновидности. По морфологическим признакам и строению агрегатов различают следующие главные разновидности:

1. Нефрит (жад)—скрытокристаллические, плотные, необычайно вязкие, различных зеленых оттенков, с занозистым изломом и иногда мерцающим блеском. «Нефрос» по-гречески—почка.

2. Амиант—амфиболовый асбест (тремолит-асбест, актинолит-асбест и др.). Для этой разновидности амфиболов весьма характерно то, что она наблюдается в виде прожилков (до нескольких сантиметров мощностью), обладающих строго параллельноволокнистым строением, причем волокна расположены перпендикулярно к стенкам прожилков. Замечательной и очень важной особенностью типичных амфибол-асбестов является их способность механическим путем расщепляться на тончайшие эластичные и прочные волокна, поперечный размер которых близок к размерам дисперсных фаз в коллоидах. Кроме того, они обладают огнеупорностью и кислотоупорностью, что и обусловливает их применение в ряде отраслей промышленности.

Происхождение и месторождения. Актинолит, как и все другие амфиболы, устойчив при относительно более низких температурах. Чаще встречается в кристаллических сланцах, образовавшихся на небольших глубинах (иногда в весьма значительных количествах). Под микроскопом он наряду с тремолитом устанавливается во многих изверженных, преимущест-

венно основных горных породах, подвергшихся гидротермальному метаморфизму. В ассоциации с ним наблюдаются эпидот, хлорит, кварц, цоизит, тальк и другие минералы.

Актинолит-асбест в виде прожилков известен в колчеданных (пирито-халькопиритовых залежах) Белореченского и Калатинского месторождений на Урале (к северу от г. Свердловска). Характерно, что по соседству с прожилками асбеста наблюдаются длинные игольчатые кристаллы актинолита как более ранние образования среди пирито-халькопиритовой массы, характеризующейся типичным метаколлоидным строением.

Нефрит в виде хорошо окатанных гладких валунов травяно-зеленого цвета встречается по рр. Онон, Чикой и в коренном залегании среди актинолитовых сланцев у ручья Хара-Желга (к западу от оз. Байкал), а также в Средней Азии по р. Раском-Дарья (восточный Памир), и в других местах. Из зарубежных месторождений отметим следующие: в Новой Зеландии, Тасмании, Новой Каледонии и на других островах Полинезии, где туземцы до недавнего времени из него изготовляли топоры, наконечники копий и другие предметы; в хребте Куэнь-Лунь (Западный Китай) и далее к востоку до провинции Ганьсу, где он с древнейших времен из россыпей и коренных пород добывался в больших количествах как сравнительно легко поддающийся обработке, необычайно прочный поделочный камень для изготовления священных предметов (божков), амулетов, ваз, тарелок и самых различных предметов, хранящихся во многих музеях.

РОГОВАЯ ОБМАНКА — $Ca_2Na(Mg, Fe^{\cdot\cdot})_4(Al,Fe^{\cdot\cdot\cdot})[(Si,Al)_4O_{11}]_2[OH]_2$. Нередко термин роговая обманка неправильно отождествляют с термином амфибол. Важно подчеркнуть, что «амфибол» является собирательным названием для всех минеральных видов рассматриваемой группы, а роговой обманкой называют определенный минеральный вид.

Химический состав не постоянен. Широко меняются отношения магния к двухвалентному железу и алюминия к трехвалентному железу. Калий иногда преобладает над натрием. Известны разности, содержащие до 0,3% фтора. Почти всегда содержится TiO_2, обычно в количествах 0,1—1,25%.

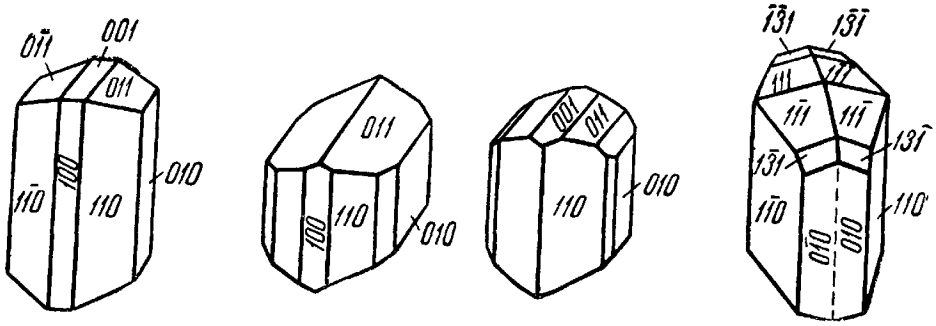


Рис. 320. Кристаллы роговой обманки. Справа—двойник по (100)

Сингония моноклинная; призматический в. с. **Облик кристаллов** призматический, столбчатый, реже изометрический. На рис. 320 представлены наиболее обычные формы роговых обманок. Двойник по (100) показан на рис. 320, справа.

Цвет. Обыкновенно роговые обманки окрашены в зеленый или бурый цвет разных оттенков, преимущественно темных до черного. **Черта** белая с зеленоватым оттенком. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}65—1{,}69$ и $Np = 1{,}63—1{,}66$.

Твердость 5,5—6. **Спайность** по призме {110} совершенная под углом около 124° (рис. 314, справа), по {001} несовершенная. **Уд. вес** 3,1—3,3.

Разновидности. Среди многочисленных названий разновидностей, отличающихся главным образом особенностями химического состава и, в связи с этим, оптическими свойствами, отметим лишь следующие.

1) Базальтическая роговая обманка обычно бурого цвета (в тонких шлифах). Встречается в эффузивных изверженных породах. Отли-

чается большим содержанием полуторных окислов, в частности Fe_2O_3, и TiO_2 (до 2—3%).

2) У р а л и т—псевдоморфоза роговой обманки по пироксену. Для этой разности характерна внешняя форма кристаллов пироксена (авгита или диопсида). Призматическая спайность, наблюдаемая в поперечных разрезах в шлифах под микроскопом, неправильная. Процесс уралитизации пироксенов широко распространен в природе.

Диагностические признаки обыкновенной роговой обманки сводятся к следующему: кристаллы ее легко узнаются по внешнему облику и углу между спайностями (124°), обычно темнозеленому или темнобурому цвету, а под микроскопом—по оптическим свойствам.

П. п. тр. с трудом плавится в темнозеленое стекло. В кислотах не растворяется. Разлагается лишь после предварительного сплавления.

Происхождение и месторождения. Обыкновенная роговая обманка является типичным минералом многих интрузивных изверженных пород средней основности: сиенитов, диоритов, гранодиоритов и др. В излившихся на земную поверхность эффузивных горных породах она как первичный минерал встречается редко и преимущественно в щелочных разностях.

В виде очень крупных кристаллических зерен или кристаллов она наблюдается в сравнительно редко встречающихся г а б б р о в ы х п е г м а т и т а х. На горе С о к о л и н о й (Исовский район на С. Урале) в пегматитовых жилах хорошо образованные кристаллы роговой обманки достигают в длину 0,5 *м*. Роговообманковые породы возникают также в виде реакционно-метасоматических образований в результате воздействия кислых пегматитов на ультраосновные изверженные породы.

Широко распространена в м е т а м о р ф и ч е с к и х горных породах, являясь главной составной частью в так называемых амфиболитах или в амфиболитовых сланцах и гнейсах. Амфиболиты, состоящие из роговой обманки и плагиоклаза, во многих случаях произошли при метаморфизме основных пород, в частности габбро.

При наложении гидротермальных процессов нередки случаи превращения роговой обманки в серпентин, хлорит, эпидот с кальцитом и кварцем.

В процессе выветривания она, как и другие железо-магнезиальные силикаты (например пироксены), разлагается с превращением в нонтронит, карбонаты, а у дневной поверхности—в лимонит с опалом, галлуазит и др.

ГЛАУКОФАН—$Na_2(Mg,Fe)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2[OH,F]_2$. Состав не постоянен. Содержит также Fe_2O_3, CaO и др. Устанавливаются переходные разности к актинолиту и роговой обманке.

Сингония моноклинная. Наблюдается в удлиненных зернах, столбчатых, лучистых, волокнистых агрегатах серовато-синего, яркосинего или голубовато-черного цвета. Черта голубовато-серая. Блеск стеклянный. Для наиболее чистой, не содержащей железа разности: $Ng = 1{,}639$, $Nm = 1{,}638$ и $Np = 1{,}621$.

Твердость 6,0—6,5. Спайность по призме {110}. Уд. вес 3,1—3,2. П. п. тр. легко плавится в зеленое стекло. Окрашивает пламя в желтый цвет (как и все щелочные, богатые натрием амфиболы). В кислотах не растворяется.

Глаукофан характерен для некоторых кристаллических сланцев (глаукофановых, слюдяных и др.) в ассоциации с альбитом, хлоритами, эпидотом, кварцем и др. В СССР он установлен в Кривом Роге, в магнетито-амфиболовых сланцах Калбинского хребта (Восточный Казахстан), на Апшеронском полуострове (Азербайджанская ССР) и в других пунктах.

АРФВЕДСОНИТ — $Na_3(Mg,Fe)_4(Fe,Al)[Si_4O_{11}]_2[OH,F]_2$. Сингония моноклинная. Встречается в столбчатых кристаллах и в шестоватых или зернистых агрегатах черного цвета. Слабо прозрачен даже в тонких шлифах. Черта темная голубовато-серая. $Ng = 1{,}686—1{,}708$ и $Np = 1{,}676—1{,}695$.

Твердость 5,5—6. Спайность призматическая по {110}. Уд. вес 3,44—3,46. П. п. тр. легко плавится в магнитный королек. В кислотах не растворим.

Встречается в богатых щелочами изверженных горных породах. Часто наблюдается в нефелиновых сиенитах в ассоциации с содалитом, эвдиалитом и др. Отдельные кристаллы в пегматитах достигают иногда 20 *см*. В СССР распространен в Мариупольском районе (Украина) и в других местах.

АНТОФИЛЛИТ—$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$. **Химический состав.** Судя по данным химических анализов, существует изоморфный ряд смесей магнезиально-железистых разностей. Однако как чисто железистой, так и чисто магнезиальной разности в природе пока не встречено.

Сингония ромбическая. **Облик кристаллов.** Редко встречающиеся кристаллы имеют призматический облик. Обычно наблюдается в сплошных массах в виде лучистых, шестоватых, нередко волокнистых агрегатов.

Цвет буровато- или желтовато-серый, буровато-зеленый, иногда красновато-бурый. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}625—1{,}698$ и $Np = 1{,}605—1{,}668$.

Твердость 5,5—6. **Спайность** по призме {110} совершенная с углом 125°37′. **Уд. вес** 2,8—3,2.

П. п. тр. плавится с трудом. В кислотах не растворяется. При нагревании свыше 400° переходит в моноклинную модификацию. Следовательно, устойчив лишь при относительно низких температурах. Любопытно также, что при температуре около 1000°, как показывают рентгенометрические исследования, переходит в энстатит. Это означает, что при высоких температурах с удалением OH происходит превращение двойных цепочек тетраэдров SiO_4 в одинарные.

Месторождения. Как породообразующий минерал встречается в некоторых кристаллических сланцах. В СССР он описан в окрестностях Мраморского завода в Свердловской области (Урал) и в других пунктах.

в. Прочие силикаты с возможными цепочечными анионами в кристаллических структурах

Здесь описываются минералы, кристаллические структуры которых пока не изучены, но, по некоторым соображениям, могут иметь место цепочечные анионные радикалы. Кроме минералов группы эпидота (цоизит, эпидот, ортит), рассмотрим также пренит и ильваит.

ЦОИЗИТ—$Ca_2Al_3Si_3O_{12}[OH]$. Синоним: соссюрит—скрытокристаллическая разность в смеси с актинолитом, хлоритом и другими минералами, возникающими за счет основных, богатых кальцием плагиоклазов при процессах гидротермального их изменения.

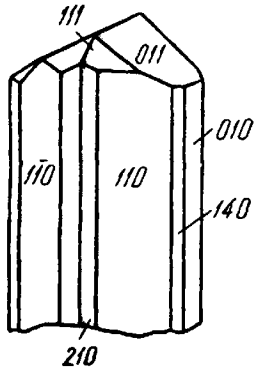


Рис. 321. Кристалл цоизита

Химический состав. CaO 24,6%, Al_2O_3 33,9%, SiO_2 39,5%, H_2O 2,0%. Изредка часть Al_2O_3 замещена Fe_2O_3 (до 2—5%).

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. Полагают, что цоизит является псевдоромбическим вследствие тонкого полисинтетического двойникования. **Облик кристаллов** призматический (рис. 321). Грани призмы обычно сильно исштрихованы. Кристаллы с ясно образованными концами встречаются очень редко. Обычно они являются вросшими в те или иные измененные породы. **Агрегаты** чаще всего имеют шестоватое или зернистое строение.

Цвет цоизита серый, зеленый, иногда розовый, красный, бурый. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}702$, $Nm = 1{,}696$ и $Np = 1{,}696$.

Твердость 6. Спайность по {010} совершенная и по {100} несовершенная. Излом неровный. **Уд. вес** 3,25—3,36.

Диагностические признаки. С уверенностью устанавливается лишь по оптическим константам в тонких шлифах. От эпидота отличается гораздо более слабым двупреломлением и отсутствием окраски.

П. п. тр. вздувается и плавится в белую пузырчатую массу. Кислотами не разлагается. После предварительного прокаливания и сплавления дает с HCl студень кремнезема.

Происхождение. Обычно наблюдается как продукт гидротермального изменения основных плагиоклазов в ассоциации с амфиболами в метаморфических породах, кристаллических сланцах, амфиболитах и др. Встречается также в гидротермальных месторождениях в парагенезисе с сульфидами (пирротином, халькопиритом и др.) в виде прозрачных или полупрозрачных, часто зеленоватых кристаллов.

Месторождения. Впервые был найден в Зау-Альпах (Каринтия). В СССР отмечен на горе Юрма (Урал), в Алтае и в других местах.

ЭПИДОТ—$Ca_2(Al,Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$. «Эпидозис» по-гречески—приращение. Название дано по форме поперечного сечения призматических кристаллов: эпидот, в отличие от амфибола, с которым его смешивают, имеет форму не ромба, а параллелограмма (одна сторона длиннее другой). Эпидот пользуется широким распространением в природе, особенно в метаморфических, гидротермально измененных богатых кальцием породах.

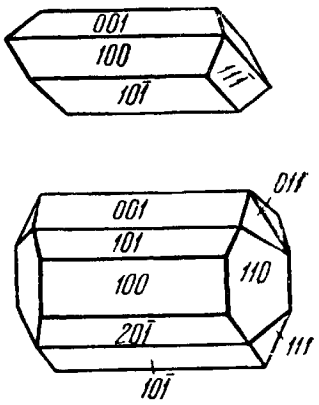


Рис. 322. Кристаллы эпидота (верхний из Поляковки, нижний—из Ахматовской копи)

Химический состав. В отличие от цоизита, эпидот богат железом. Содержание Fe_2O_3 достигает 17%. Разность с отношением Al:Fe=3:1 имеет следующий состав (в %): CaO 23,5, Al_2O_3 24,1, Fe_2O_3 12,6, SiO_2 37,9, H_2O 1,9.

Сингония моноклинная, ромбо-призматический в. с. L^2PC. **Облик кристаллов** призматический, причем кристаллы вытянуты вдоль оси *b* (рис. 322), иногда шестоватый (см. рис. 13, где ось *b* поставлена вертикально), редко изометрический. Хорошо образованные кристаллы часто характеризуются необыкновенным богатством граней (свыше 290). Грани пояса оси *b* бывают покрыты резкими штрихами (см. рис. 13). Двойники встречаются часто; плоскостью срастания служит (100), изредка (001). **Агрегаты.** Помимо друз кристаллов, в пустотах эпидот часто образует сплошные зернистые, радиальнолучистые или параллельношестоватые агрегаты.

Цвет эпидота обычно зеленый различных оттенков, желтый, черный, серый. Чем больше содержание Fe_2O_3, тем окраска темнее. **Блеск** стеклянный, сильный. $Ng=1{,}74$, $Nm=1{,}73$ и $Np=1{,}72$

Твердость 6,5. **Спайность** совершенная по {001} и несовершенная по {100}. **Уд. вес** 3,35—3,38.

Диагностические признаки. Наиболее распространенные в природе разности макроскопически довольно легко узнаются по фисташково-зеленому цвету, а в кристаллах, кроме того, по их облику.

П. п. тр. вспучивается и плавится; при этом богатые железом разности дают магнитный шлак. В HCl разлагается только после предварительного сплавления или сильного прокаливания с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Условия нахождения и парагенезис минералов, сопровождающих эпидот, позволяют считать, что он образуется в связи с гидротермальными процессами. Довольно часто он встречается (иногда в значительных массах) в контактово-метасоматических месторождениях в ассоциации с кварцем, хлоритами, кальцитом, сульфидами и другими минералами. Нередко устанавливаются замещения эпидотом гранатов, пироксенов, амфиболов и других более ранних железосодержащих кальциевых силикатов. В случае привноса железа он развивается метасоматическим путем и по основным плагиоклазам.

Как породообразующий минерал широко распространен в гидротермально измененных основных изверженных породах. Особенно характерен

для так называемых зеленых сланцев, содержащих также хлорит и альбит.

Месторождения. В СССР хорошо образованные кристаллы встречаются в Ахматовской копи (рис. 322) в Назямских горах (Златоустовский район на Южном Урале), в Полянковском руднике в Кумачинских горах (Ю. Урал) и др. Под названием пушкинит описаны кристаллы эпидота зеленого, желтого и даже красного цвета с содержанием около 2% Na_2O и 1,5% Li_2O из окрестностей Верх-Нейвинского и Кыштымского заводов (Урал). Кроме того, как породообразующий минерал эпидот широко распространен в метаморфических породах в многочисленных горных районах.

ОРТИТ — $(Ca, Ce)_2(Al, Fe)_3 Si_3O_{12}[O,OH]$. «Ортос» по-гречески—прямой. Название связано с прямыми внешними формами его кристаллов. Синоним: алланит, принятый в американской литературе.

Химический состав обнаруживает большие колебания в содержаниях отдельных окислов. Ce_2O_3 до 6%, $(La...)_2O_3$ до 7%. Кроме компонентов, приведенных в химической формуле, устанавливаются также Na_2O, FeO, иногда MgO, MnO, Y_2O_3 до 8% (иттроортит), ThO_2, иногда BeO до 3,8%.

Сингония моноклинная; ромбо-призматический в. с. L^2PC. **Облик кристаллов** толстотаблитчатый (рис. 323), иногда шестоватый. Часто встречается в виде вкрапленных зерен, реже в сплошном виде.

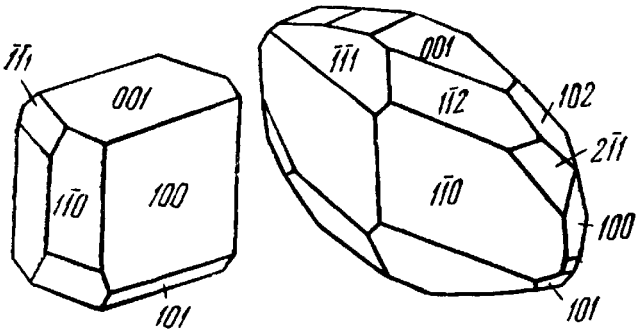


Рис 323 Кристаллы ортита

Цвет ортита бурый, смоляно-черный, изредка желтый. Просвечивает или непрозрачный. **Блеск** стеклянный (смолистый), жирный. $Ng = 1{,}66—1{,}80$, $Nm = 1{,}65—1{,}78$ и $Np = 1{,}68—1{,}77$.

Твердость 6. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует. Излом близкий к раковистому. **Уд. вес** 4,1 (у измененных разностей падает до 2,7). Обладает радиоактивностью.

Диагностические признаки. Можно предположить по черному или бурому цвету, смолистому блеску и неровному или раковистому излому. От других похожих на него радиоактивных минералов отличается сравнительно низким удельным весом.

П. п. тр. вспучивается и легко плавится в бурое или черное пузыристое стекло. Сильно измененные разности выделяют довольно много воды. Обычно разлагается HCl с выделением студня кремнезема, но после прокаливания не растворим в кислотах.

Происхождение. Ортит в виде вкраплений встречается главным образом в кислых интрузивных изверженных породах: гранитах, сиенитах, также пегматитах, иногда гнейсах, реже в кристаллических сланцах. Был обнаружен также в эффузивных изверженных породах и в контактово-метасоматических месторождениях (среди кристаллических известняков).

Как большинство радиоактивных минералов, способен подвергаться изменениям с превращением в изотропное или почти изотропное вещество, обогащенное водой.

Месторождения. Под названием уралортита он был описан в пегматитовых жилах в виде зерен неправильной формы и кристаллов среди красноватого полевого шпата в ассоциации с цирконом, иногда корундом, черной слюдой и др. Акад. Н. И. Кокшаровым он был описан под названием бастионита в виде кристаллов, богатых гранями (рис. 323, справа).

Из иностранных пунктов наибольшей известностью пользуются месторождения Скандинавии, где он встречается в магнетитовом месторождении близ Арендаля, в Крагерё (Норвегия), близ Фалуна (Швеция) и в других местах.

ПРЕНИТ—$Ca_2Al_2Si_3O_{10}[OH]_2$. Назван по фамилии капитана Прена, привезшего этот минерал с мыса Доброй Надежды.

Химический состав. CaO 27,1%, Al_2O_3 24,8%, SiO_2 43,7%, H_2O 4,4%. Содержит также Fe_2O_3 в небольших количествах.

Сингония ромбическая; ромбо-пирамидальный в. с. **Облик кристаллов.** Ясно образованные кристаллы крайне редки. Обычно имеют короткостолбчатую или таблицеобразную форму. Главным образом распространен в сплошных массах почковидных агрегатов с радиальноволокнистым строением в пустотах среди измененных изверженных основных горных пород.

Цвет пренита белый, серый, зеленовато-серый, желто-зеленый. Полупрозрачный. **Блеск** стеклянный. $Ng=1{,}642$, $Nm=1{,}618$ и $Np=1{,}612$.

Твердость 6,5. **Спайность** средняя по {001}. Излом неровный. **Уд. вес** 2,8—3,0.

Диагностические признаки. Для сплошных масс обычно характерна бледная окраска с зеленоватыми оттенками. От цеолитов, с которыми можно смешать пренит по внешнему виду, отличается более высокой твердостью, оптическими свойствами, а от халцедона—по поведению п. п. тр.

П. п. тр., вспучиваясь, быстро плавится в пузыристое стекло. В закрытой трубке выделяет воду при высоких температурах (отличие от цеолитов). В HCl медленно разлагается, не образуя студня SiO_2.

Происхождение и месторождения. Пренит довольно часто устанавливается в гидротермально измененных основных породах (габбро, диабазах), образуясь в большинстве за счет основных плагиоклазов. Наблюдается также в миндалинах и трещинах среди тех же пород в виде натечных и радиальноволокнистых агрегатов, иногда в ассоциации с цеолитами, кальцитом, эпидотом. Нередко в парагенезисе с ним встречается самородная медь, как в известных месторождениях в районе оз. Верхнего (США).

В СССР он описан во многих пунктах Урала, Кавказа, Закавказья, в Крыму и др.

ИЛЬВАИТ—$CaFe_2^{\cdot\cdot}Fe^{\cdot\cdot}Si_2O_8[OH]$. Название происходит от латинского названия о. Эльбы (Италия). Синоним: лиеврит.

Химический состав не постоянен. Значительнее других варьируют содержания FeO и MnO. Для чисто железистой разности, согласно приведенной формуле, будем иметь (в %): CaO 13,7, FeO 35,2, Fe_2O_3 19,6, SiO_2 29,3, H_2O 2,2. Содержание MnO достигает 9%.

Сингония ромбическая; ромбо-дипирамидальный в. с. $3L^23PC$. **Облик кристаллов** большей частью призматический. Грани призм покрыты вертикальными штрихами. Кристаллы встречаются лишь в пустотах. Обычно наблюдается в зернах неправильной формы или в сплошных зернистых массах, иногда в лучисто-шестоватых или жилковатых агрегатах.

Цвет ильваита черный с буроватым или зеленоватым оттенком. **Черта** серовато- или буровато-черная. **Блеск** полуметаллический жирный. В тонких шлифах слабо прозрачен. $Ng=1{,}91$ и $Nm=1{,}89$.

Твердость 5,5—6. Хрупок. **Спайность** несовершенная по {001} и {010}. Излом неровный, отчасти раковистый. **Уд. вес** 3,8—4,1.

Диагностические признаки. Характерны черный цвет и такой же цвет черты, неровный или раковистый излом и относительно высокая твердость, также поведение п. п. тр.

П. п. тр. спокойно сплавляется в черный королек, сильно магнитный. С фосфорной солью реагирует на железо. В ряде случаев положительна также реакция на марганец. В HCl легко растворяется с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Обычно встречается в контактово-метасоматических месторождениях железа, главным образом в зоне скарнов в ассоциации с гранатами (андрадитом), геденбергитом, магнетитом, сульфидами железа, меди и др. Известны случаи находок в богатых щелочами изверженных породах (нефелиновых сиенитах).

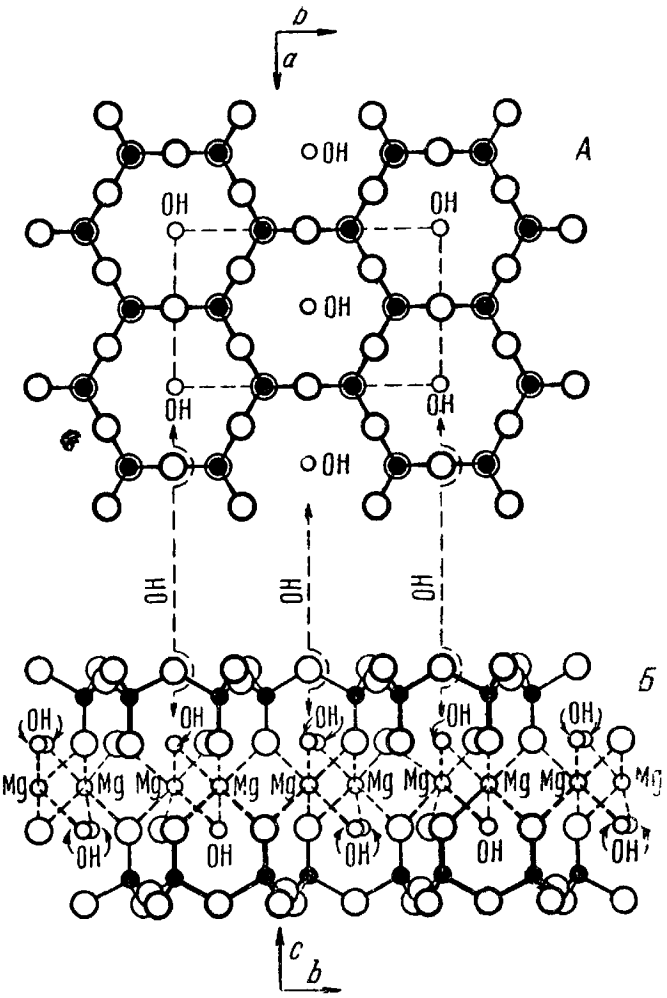
При выветривании разлагается с образованием лимонита (иногда гидроокислов марганца).

Месторождения. Первоначально был найден на о. Э л ь б а, на р. Марина в виде крупных кристаллов и сплошных выделений на контакте пироксеновых масс (очевидно, геденбергита) с мрамором.

В СССР ильваит встречается в Т у р ь и н с к и х медных рудниках (С. Урал), главным образом на контактах геденбергитовых скарнов и мраморизованных известняков, а также в некоторых свинцово-цинковых месторождениях в ассоциации с силикатами Fe и Ca, пиритом и другими минералами.

Подкласс Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах

Здесь мы рассмотрим слюдоподобные силикаты, характеризующиеся слоистыми кристаллическими решетками гексагонального или псевдогексагонального строения (рис. 324.)


b
a
OH
A
OH
OH
OH

ние на деталях строения кристаллических решеток. На этом вопросе необходимо остановиться подробнее. Обратимся к кристаллической структуре талька ($Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$).

Формула слоя кремнекислородных тетраэдров для всех слюдоподобных минералов, как мы знаем, выражается радикалом $[Si_2O_5]_\infty$, причем активные концы всех тетраэдров (рис. 325) обращены в одну и ту же сторону. Два таких гексагональносетчатых слоя, активными сторонами обращенных друг к другу, сцеплены в один плоский пакет с помощью «бруситового» слоя из $Mg[OH]_2$, располагающегося между ними (рис. 326 и 327) и нейтрализующего общий отрицательный заряд двух слоев $[Si_2O_5]^{2-}$. Положительный заряд «бруситового» слоя достигается тем, что при вхождении в решетку он как бы теряет часть гидроксилов (их места занимаются активными ионами кислорода радикалов $[Si_2O_5]$). Образование такого плоского пакета можно изобразить в виде следующего уравнения:

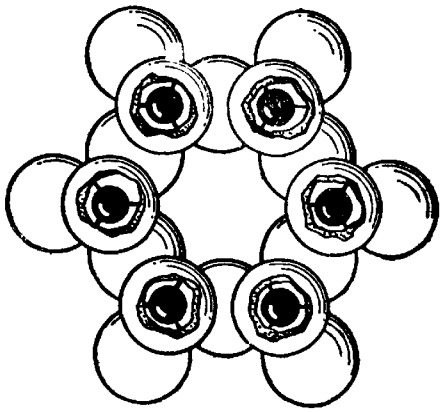


Рис. 325. Гексагональное кольцо тетраэдров SiO_4 в плане. Вершинки тетраэдров с активными кислородными ионами обращены к наблюдателю. Черные шарики—ионы Si^{4+} (в окружении четырех ионов кислорода)

$$[Si_4O_{10}] + 3Mg[OH]_2 - 4[OH] = Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 \quad \text{(тальк)}.$$

«Бруситовый» слой сможет быть заменен «гидраргиллитовым» слоем—$Al[OH]_3$. Тогда аналогично будем иметь:

$$[Si_4O_{10}] + 2Al[OH]_3 - 4[OH] = Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \quad \text{(пирофиллит.)}$$

Как в структуре талька, так и в структуре пирофиллита эти пакеты обладают очень прочной внутренней связью, почти полностью компенсиро-

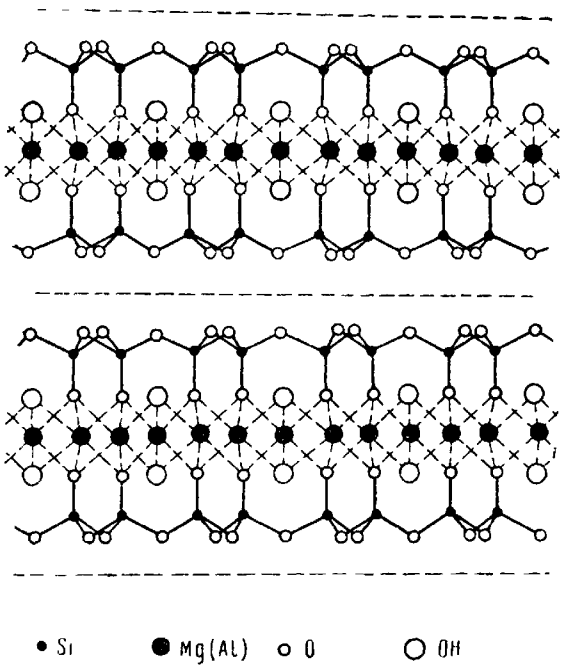


Рис. 326. Кристаллическая решетка талька (или пирофиллита) в проекции вдоль оси *c*

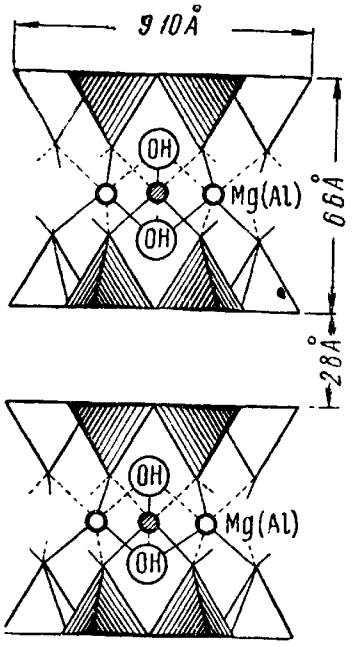


Рис. 327. То же в изображении в виде тетраэдров

ванной. Поэтому такие пакеты между собой связаны остаточными очень слабыми вандерваальсовскими силами (на наружных плоских сторонах пакетов кислородные ионы в каждом тетраэдре SiO_4 связаны с двумя ионами Si и, следовательно, не остается активной валентной связи для прочного сочленения пакетов между собой). Этим объясняются очень низкая твердость

талька и пирофиллита, их необычайно легкая расщепляемость на эластичные пластинки и, наконец отсутствие упругости в последних.

В тех минералах, в которых часть ионов Si^{4+} заменяется ионами Al^{3+} (в той же четверной координации), мы наблюдаем уже существенное изменение свойств. Замена одного иона Si^{4+} на ион Al^{3+}, так же как и в амфиболах, приводит к увеличению отрицательного заряда в анионном радикале на единицу. Это означает, что наружные плоские стенки пакета становятся активными. Для нейтрализации этого приобретенного заряда в пространство между пакетами входят одновалентные крупные катионы K^{1+}, могущие располагаться лишь в больших «пустотах» против центров гексагональных, вернее дитригональных (по Н. В. Белову), колец в кремнекислородных слоях в шестерной, а не в двенадцатеричной координации, как это считали ранее. В итоге получаем относительно прочно связанные между собой пакеты. Отсюда, как следствие, твердость таких минералов (типичных слюд) значительно выше, чем талька; отщепляемые тонкие листочки обладают упругостью, т. е. способностью при изгибании возвращаться в прежнее положение.

Если в анионном радикале Si_4O_{10} два иона Si^{4+} заменены двумя ионами Al^{3+}, то отрицательный заряд в нем возрастает до 2. В этом случае он может быть компенсирован уже двухвалентными катионами, например Ca^{2+}, ионы которого (меньшие по размерам) располагаются в иных местах, нежели ионы K. Это обстоятельство, т. е. увеличение прочности связи между пакетами, более существенно изменяет свойства слюдообразных минералов: твердость возрастает, расщепляемость затруднена, отщепляемые пластинки ломки, почему и было дано этой группе минералов название хрупких слюд.

Для минералов рассматриваемого подкласса особый интерес представляет также вопрос об изоморфных замещениях. Кроме обычных изовалентных замещений ионов Mg^{2+} ионами Fe^{2+}, Ni^{2+} и др., а также ионов Al^{3+} ионами Fe^{3+}, Cr^{3+} и др., широко распространен способ замещения ионами иной валентности, но в таких количествах, чтобы общий заряд оставался одним и тем же. Например, $3Mg^{2+}$ могут заменяться $2Al^{3+}$. Однако, по сути дела, такая замена должна происходить «скачкообразно» (Mg_{12}—Mg_9Al_2—Mg_6Al_4—Mg_3Al_6—Al_8), хотя практически по химическим анализам эти скачкообразные изменения улавливать не удается. Следует заметить, что подобная замена ионов имеет место в «брусито-гидраргиллитовых» слоях пакетов, в которых при замене трех ионов Mg^{2+} двумя ионами Al^{3+} одно место остается незанятым. Физические свойства, за исключением оптических и удельного веса, при этом не меняются. Этого рода изменение в химическом составе относящихся сюда минералов является одним из важных признаков, на которых основывается классификация их.

В некоторых слюдообразных минералах между слоистыми пакетами, обладающими слабой остаточной связью, как увидим, располагаются «брусит-гидраргиллитовые» пакеты (в хлоритах), а иногда слои молекул H_2O (в гидрослюдах и им подобных образованиях). Как и во всех других водных минералах, молекулы H_2O, по кристаллохимическим соображениям, должны располагаться в этих слоях строго ориентированно.

1. ГРУППА ТАЛЬКА—ПИРОФИЛЛИТА

Эта группа представлена двумя весьма характерными по физическим свойствам минералами, являющимися, повидимому, крайними членами особого изоморфного ряда.

Как уже было указано во введении к слюдоподобным минералам, кристаллические структуры этих минералов чрезвычайно близки одна к другой. Различие заключается лишь в том, что в структуре талька катионы Mg^{2+} заполняют все шестикоординационные места между двумя гексагональносетчатыми слоями $[Si_4O_{10}]$, а в структуре пирофиллита катионы

Al^{3+} занимают только две трети этих мест. В реже встречающихся промежуточных по составу разностях (например, в пирофиллите примерно с 30% молекул талька), повидимому, имеет место периодическое внедрение магнезиальных или глиноземистых пакетов в зависимости от общего состава.

В противоположность многим другим группам минералов данного подкласса, изоморфное замещение Mg^{2+} на Fe^{2+} и Ni^{2+}, а также Al^{3+} на Fe^{3+} в ряду тальк—пирофиллит устанавливалось пока в узких пределах. Близость многих физических свойств этих минералов настолько велика, что по внешним признакам часто пирофиллит принимают за тальк и наоборот.

ТАЛЬК—$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, или $3MgO \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$. Старинное арабское название минерала.

Химический состав. MgO 31,7%, SiO_2 63,5%, H_2O 4,8%. Обычно часть MgO бывает замещена FeO (до 2—5%). Кроме того, довольно часто присутствует Al_2O_3 (до 2%), изредка в небольших количествах (до десятых долей процента) NiO.

Сингония моноклинная. Очень редко наблюдается в таблитчатых кристаллах гексагонального и ромбического облика, непригодных, однако, для измерения. **Агрегаты**. Весьма характерны листоватые, чешуйчатые, часто плотные массы, называемые жировиком, стеатитом, мыльным или горшочным камнем.

Цвет талька бледнозеленый (для крупнолистовых масс) или белый с желтоватым, буроватым, зеленоватым, иногда интенсивным оттенком. Тонкие листочки прозрачны или просвечивают. **Блеск** стеклянный с перламутровым отливом. $Ng = 1{,}575—1{,}590$ и $Np = 1{,}538—1{,}545$.

Твердость около 1. Жирен на ощупь. Листочки гибки, но не упруги. Спайность весьма совершенная по {001}. Спайные листочки дают шестилучевую фигуру удара и часто обнаруживают направления спайности, параллельные линиям удара. Вследствие этого нередко раскалывается на ромбические или гексагональные кусочки. **Уд. вес** 2,7—2,8. **Прочие свойства.** Плохой проводник тепла и электричества. Огнеупорен. Тальковый камень не плавится до температуры 1300—1400°.

Диагностические признаки. Легко узнается по низкой твердости, жирному ощущению в руках, светлой окраске и совершенной спайности листоватых разностей. Однако от пирофиллита, особенно в тонкокристаллических массах, отличим лишь по химическим реакциям.

П. п. тр. белеет, расщепляется и с трудом оплавляется по краям в белую эмаль. Будучи сильно прокален, приобретает значительную твердость (около 6). В кислотах нерастворим даже при нагревании. С раствором азотнокислого кобальта после прокаливания становится беднорозовым (отличие от пирофиллита).

Происхождение. Тальк чаще всего встречается как продукт г и д р о т е р м а л ь н о г о **и з м е н е н и я** богатых магнезией ультраосновных пород. В этих случаях он, как правило, ассоциирует с остаточными зернами хромшпинелидов и с новообразованиями карбонатов магния (брейнеритом, магнезитом), иногда кальция. Очень характерны в качестве новообразований также метакристаллы гематита или магнетита, изредка апатита. Судя по парагенезису минералов, образование талька за счет силикатов магния происходит с помощью гидротерм, содержащих углекислоту, по следующей схеме реакции:

$$\underset{\text{оливин}}{4(Mg,Fe)_2SiO_4} + H_2O + 3CO_2 \rightarrow \underset{\text{тальк}}{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2} + \underset{\text{магнезит}}{3MgCO_3} + \underset{\text{гематит}}{Fe_2O_3}.$$

Присутствие гематита указывает на окислительную обстановку реакции. В восстановительной среде образуются магнетит и брейнерит и сам тальк содержит некоторое количество FeO.

Месторождения талька связаны и с контактово-метасоматическими процессами, образуясь в гидротермальной стадии на границе доломитов с ин-

трузивными породами. В этих случаях он встречается в виде линзообразных тел и отличается чистотой и высокосортностью. Образование его происходит, очевидно, по следующей схеме:

$$3CaMg[CO_3]_2 + 4SiO_2 + H_2O \rightarrow Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 + 3CaCO_3 + 3CO_2.$$

доломит — тальк — кальцит

Известны псевдоморфозы тонкочешуйчатых агрегатов талька по оливину, энстатиту, диопсиду, актинолиту и другим магнийсодержащим минералам.

Практическое значение. Тальк широко используется в промышленности. Он находит применение главным образом в молотом виде (тальковый порошок) и отчасти в форме кускового талька.

Тонкоразмолотый тальк широко используется в бумажной, а также в резиновой промышленности в качестве наполнителя для увеличения объема данного материала без существенного изменения его полезных свойств. Высшие безжелезистые сорта применяются в парфюмерии (при изготовлении пудры, мазей, пасты). В красочной промышленности употребляется для изготовления огнезащитных и светоупорных красок и мягких карандашей для стекла, материй, металла. В текстильной промышленности используются адсорбционные свойства талькового порошка, в связи с чем он применяется для беления хлопка, вывода жирных пятен и других целей. В керамической промышленности тальковый порошок применяется для изготовления высоковольтных электроизоляторов, глазурей, кислото- и щелочеупорных сосудов, водосточных труб и т. д.

Тальковый камень, обычно содержащий примеси других минералов (главным образом карбонатов и хлоритов), применяется в виде кирпичей, плит и пр. Особенно отличаются огнеупорными свойствами тальковые камни, богатые примесью магнезита. Применяются они для футеровки металлургических печей, топок паровозов и др. Наконец, из молотых тальковых камней с помощью флотационного обогащения можно получать чистый тальковый продукт.

Месторождения. Шабровское месторождение талькового камня (в 25 *км* к югу от г. Свердловска) известно еще с 20-х годов прошлого столетия. Оно образовалось в связи с воздействием на серпентиниты гидротерм, богатых CO_2, генетически связанных с более молодыми гранитными интрузиями. В результате этого воздействия возникли самые разнообразные по составу породы: талько-хлоритовые, нередко с кристаллами турмалина, иногда магнетита, и зернами эпидота, апатита и других минералов; пироксено-гранато-эпидотовые, образовавшиеся вследствие привноса вместе с летучими компонентами кремнезема; талько-карбонатные с гематитом и магнетитом; талько-хлорито-актинолитовые породы и проч. Крупнопластинчатый тальк встречается в виде прожилков и жил, располагающихся вкрест простирания среди талько-содержащих пород.

Крупные месторождения, связанные с карбонатными породами, известны в Канаде в Мэдокском округе. Линзообразные тальковые залежи состоят из листоватого талька снежно-белого, светлосерого и коричневого цвета с примесью карбонатов (кальцита и доломита), тремолита и других минералов.

ПИРОФИЛЛИТ—$Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$, или $Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot H_2O$. «Пирос»—по-гречески—огонь, «филлон»—лист. Название дано вследствие способности этого минерала расщепляться на тонкие листочки перед паяльной трубкой. Впервые, как минеральный вид, был установлен Р. Германом (1829 г.) в Березовском золоторудном месторождении (Урал).

Химический состав. Al_2O_3 28,3%, SiO_2 66,7%, H_2O 5,0%. Содержание отдельных компонентов колеблется в довольно широких пределах. В виде примесей устанавливаются: MgO (до 9% и, вероятно, выше), FeO (до 5%), Fe_2O_3, в ничтожных количествах CaO, щелочи и окись титана.

Сингония моноклинная. Кристаллы, пригодные для измерения, не встречаются. Обычно распространен в виде пластинчато-лучистых агрегатов (см. рис. 38) или скрыточешуйчатой плотной породы, носящей название агальматолита или пагодита. «Агальма» по-гречески—статуя, «пагода»—буддийский идол и храм. Из этого камня выделывались фигуры китайских божков.

Цвет пирофиллита белый с желтоватым оттенком или бледнозеленый; нередко полупрозрачный. **Блеск** стеклянный с перламутровым отливом для пластинчатых агрегатов. $Ng = 1{,}600$, $Nm = 1{,}588$ и $Np = 1{,}552$.

Твердость около 1. Жирный на ощупь. Тонкие листочки гибки, упругостью не обладают. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 2,66—2,90.

Диагностические признаки. Характерны очень низкая твердость, светлая окраска, перламутровый или мерцающий блеск. От талька без химических анализов или реакции с азотнокислым кобальтом не отличим. Весьма вероятно, что во многих случаях ошибочно принимается за тальк. Известны случаи, когда пирофиллитовые месторождения вначале разведывались как тальковые.

П. п. тр. не плавится. Расщепляется на тончайшие листочки и обращается в снежно-белую массу. При прокаливании в закрытой трубке выделяет воду при высокой температуре и принимает серебристый отлив. В кислотах не разлагается. С раствором $Co[NO_3]_2$ после прокаливания принимает синий цвет (присутствие Al).

Происхождение. Встречается в некоторых гидротермальных жильных месторождениях как низкотемпературный минерал в ассоциации с кварцем, карбонатами, гематитом и другими минералами, образовавшимися в результате гидротермального разложения обычно кислых изверженных пород.

Распространен также в некоторых богатых глиноземом метаморфических сланцах, иногда в весьма значительных массах. Образуется, повидимому, за счет богатых бейделлитом или монтмориллонитом осадочных горных пород при значительно повышенных температурах. Известен также в виде псевдоморфоз по андалузиту, дистену, мусковиту и другим силикатам алюминия и алюмосиликатам, образующимся, повидимому, в процессе наложения гидротермальной деятельности.

Практическое значение. В случаях скоплений в виде сплошных, значительных по размерам масс имеет несомненный промышленный интерес. Свойства пирофиллита таковы, что он может быть широко использован в бумажной, керамической, строительной (в качестве огнеупорного камня), электротехнической (для изоляторов), резиновой (в качестве наполнителя) и других отраслях промышленности. Подробнее о применении было сказано выше (см. тальк). В древние времена в Китае плотные разности его, известные под названием «китайского агальматолита», употреблялись для изготовления различных безделушек, статуэток, грифельных карандашей и пр.

Месторождения. Замечательные по бледнозеленой окраске и перламутровому блеску звездчатые (см. рис. 38) и пластинчато-лучистые агрегаты пирофиллита встречаются в кварцевых жилах среди пирофиллито-карбонатных пород в районе между Березовским и Пышминским месторождениями на Урале (близ г. Свердловска). Пирофиллит здесь наблюдается в виде оторочек на стенках жил, выполненных в середине кварцем. В мелколистоватых и плотных массах встречен также около г. Миасса (Ю. Урал).

Крупные месторождения агальматолита известны в Китае. В виде пирофиллитового сланца в значительных массах распространен в штатах Арканзас, Джорджия и С. Каролина (США). В Бразилии, близ Оуро-Прето (Минас-Жерайж), встречен в форме листоватых агрегатов в ассоциации с топазом. Вообще нужно сказать, что пирофиллит пользуется широким распространением.

2. ГРУППА СЛЮД

Слюды принадлежат к числу широко распространенных в природе минералов. Нередко они являются породообразующими минералами. Общее количество их в земной коре достигает примерно 3,8%, причем в главной массе они встречаются в кислых интрузивных породах и кристаллических слюдяных сланцах.

Химический состав минералов группы слюд необычайно изменчив. Весьма широко распространены явления замены одних катионов другими. С химической точки зрения, эти минералы представляют особую группу алюмосиликатов. Типические их составы могут быть выражены в следующем виде: $R \cdot R_3^{\cdot\cdot} [AlSi_3O_{10}][OH]_2$ или $R \cdot R_2^{\cdot\cdot} [AlSi_3O_{10}][OH]_2$, где $R^{\cdot} = K$; $R^{\cdot\cdot\cdot} = Al$, часто Fe^{3+}, Mn^{3+}, изредка Cr^{3+}, V^{3+}, в некоторых случаях Ti^{4+}; $R^{\cdot\cdot} = Mg$, часто Fe^{2+}, Mn^{2+}, а также Li^{1+}* и др. Ион Na^{1+} в составе слюд редко принимает участие в существенных количествах, а Ca^{2+} и Ba^{2+} обычно отсутствуют. Гидроксил может замещаться F (главным образом, в магниевых и литиевых слюдах).

Таким образом, в слюдах устанавливаются широкие изоморфные смеси, в которых, с одной стороны, как обычно, Mg^{2+} заменяется Fe^{2+}, Al^{3+}—Fe^{3+}, а с другой—несомненно существуют гетеровалентные изоморфные замещения $Mg^{2+}(Fe^{2+})$—$Al^{3}(Fe^{3+})$ и др.

Все минеральные виды группы слюд кристаллизуются в моноклинной сингонии, причем формы кристаллов близки к гексагональным. Кристаллические структуры являются типичными слоистыми. Поведение Al в кристаллических решетках представляет особый интерес. Согласно толкованиям структуры слюд, как увидим ниже, этот элемент в виде алюмокислородных тетраэдрических групп входит лишь частично в состав комплексного аниона, заменяя одну четверть кремнекислородных тетраэдров. Избыток его участвует в числе катионов уже в шестерной координации, заменяя катионы Mg. Повидимому, аналогично себя ведет и Fe^{3+} в сильножелезистых слюдах.

Физические свойства слюд, несмотря на широкие различия в химическом составе, во многом тождественны, так как кристаллические структуры однотипны.

Условия образования слюд в природе отличаются некоторыми особенностями. В высокотемпературных эффузивных породах эти минералы как ранние выделения непосредственно из магмы никогда не встречаются. В интрузивных изверженных породах преимущественно кислого и среднего состава они образуются как позднемагматические и постмагматические минералы, очевидно под влиянием легколетучих агентов (мусковитовые граниты, грейзены). В крупных кристаллах слюды встречаются среди пегматитов, нередко в высоко- и среднетемпературных гидротермальных месторождениях вольфрама, молибдена и др. Широким распространением они пользуются также во многих метаморфических породах, в частности в кристаллических сланцах (гнейсах, слюдяных сланцах и др.).

В соответствии с особенностями химического состава слюды подразделяются на следующие подгруппы:

1) подгруппа биотита (магниево-железистых слюд);
2) подгруппа мусковита (алюминиевых слюд);
3) подгруппа лепидолита (литиевых слюд).

Подгруппа биотита

К подгруппе относятся магниево-железистые слюды: флогопит и биотит.

ФЛОГОПИТ—$KMg_3[Si_3AlO_{10}][F,OH]_2$, или $K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$ (в переводе F на OH). Название происходит от греческого слова «фло-

* Замещение магния литием происходит с одновременным вхождением алюминия по схеме: $3Mg^{2+} \rightarrow Li^{1+}_{1,5} + Al^{3+}_{1,5}$.

гопос»—огнеподобный (имеется в виду цвет минерала). Синоним: магнезиальная слюда.

Химический состав (в %): K_2O 7,0—10,3, MgO 21,4—29,4, Al_2O_3 10,8—17 (согласно формуле должно быть 12,2), SiO_2 38,7—45,0 (согласно формуле должно быть 43,2), H_2O 0,3—5,4, F до 6. Из примесей чаще всего присутствуют: FeO (до 9%), BaO до 2,5% (бариофлогопит), Na_2O (до 2%), а также Fe_2O_3, иногда MnO, CaO, Cr_2O_3, NiO и др.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. L^2PC. **Кристаллическая структура** слюд, как уже указывалось, характеризуется тем, что в слоях кремнекислородных тетраэдров участвуют алюмокислородные тетраэдры (в отношении Al : Si = 1 : 3). Вследствие этого между трехслойными пакетами, имеющими формулу $Mg_3[Si_3AlO_{10}][F,OH]_2$, возникает остаточный отрицательный заряд, который и компенсируется одновалентным катионом K^{1+} (см. фиг. 334—*А*). В отличие от других слюд, в флогопите внутри слоистых пакетов между двумя алюмо-кремнекислородными слоями во всех местах шестерной координации располагаются ионы Mg.

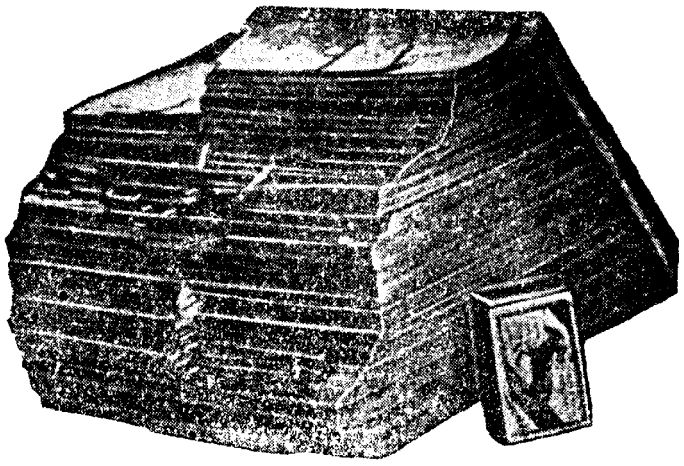


Рис. 328. Крупный кристалл флогопита. Слюдянское месторождение (Забайкалье)

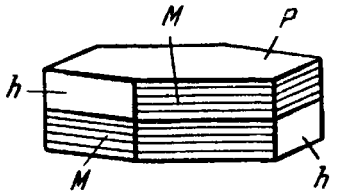


Рис. 329. Двойник по слюдяному закону

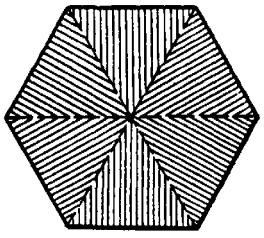


Рис. 330. Тройник прорастания по слюдяному закону

Облик кристаллов таблитчатый (псевдогексагональный), короткопризматический, иногда усеченнопирамидальный. Кристаллы часто грубо образованы (рис. 328) с явно выраженной параллельной штриховкой на боковых гранях. По формам не отличимы от кристаллов биотита. Двойники часты. Вообще двойники слюд могут быть образованы по различным законам. Чаще всего встречаются такие, в которых двойниковая ось лежит в плоскости срастания (001) и притом перпендикулярно к оси *c* и ребру (001) : (110) (рис. 329); двойниковая плоскость, следовательно, перпендикулярна к плоскости (001). Это так называемый слюдяной закон двойникования. По этому же закону образуются и тройники с общим пинакоидом {001}. В подобных тройниках индивиды прорастают друг друга (рис. 330). В них часто наблюдается перистое строение относительно двойниковых швов, обусловленное тем, что перпендикулярно ребру (110) : (001) располагаются прямолинейные тонкие складки или грубо выраженные штрихи. Другой закон, не характерный для слюд, носит название хлоритового; двойниковой плоскостью, совпадающей с плоскостью срастания, является (001). **Агрегаты** листовато-пластинчатые, чешуйчатые.

Цвет флогопита светлый желтовато-бурый или красновато-бурый; реже бесцветный, серебристый, иногда с зеленоватым оттенком; в толстых пластинах темнобурый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng = Nm = 1{,}565—1{,}606$ и $Np = 1{,}535—1{,}562$.

Твердость 2—3. Тонкие листы обладают упругостью. **Спайность** весьма совершенная по {001}; несовершенная спайность проявляется по {110} и {010},

являющимся плоскостями скольжения. Эти плоскости отчетливо обнаруживаются в так называемой фигуре удара, которая получается для всех слюд на плоскости спайности (001), если на нее поставить притупленную иглу и резко ударить по ней молотком. В результате образуются расходящиеся от точки удара системы трех пересекающихся линий наподобие шестилучевой звезды (рис. 331). Два луча почти точно параллельны ребрам призмы {110}, а третья, наиболее длинная, линия параллельна плоскости симметрии. Если же на толстую пластинку, положенную на что-либо мягкое, надавить не иглой, а шариком или округленным концом цилиндрической палочки, то образуется фигура давления, т. е. шестилучевая звезда с направлениями лучей, перпендикулярными к ребрам (рис. 331). Эти направления по сравнению с фигурой удара повернуты на 30°. Обе фигуры характерны для всех слюдообразных минералов. **Уд. вес** 2,70—2,85. **Прочие свойства.** Обладает очень высоким удельным омическим сопротивлением и свойствами электрического изолятора.

Диагностические признаки. Светлые разности флогопита по внешним признакам практически не отличимы от мусковита, но оптические константы различны: флогопит, как и другие магниево-железистые темные слюды, оптически почти одноосен, тогда как мусковит явно двуосен и обладает большим углом оптических осей. От биотита отличается более светлой окраской.

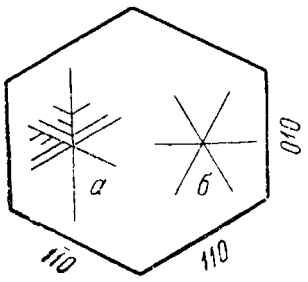


Рис. 331. Фигура удара (*а*) и фигура давления (*б*) на плоскости спайности слюды

П. п. тр. плавится с большим трудом (температура плавления 1330°). В кислотах разлагается, особенно в H_2SO_4.

Происхождение. Довольно часто встречается в контактово-метасоматических образованиях и в пегматитовых жилах, секущих доломитизированные известняки или другие бедные кремнеземом и железом магнезиальные породы (например серпентиниты). Типичными спутниками флогопита являются диопсид, форстерит, шпинель, доломит, кальцит, полевые шпаты, скаполиты и др.

Распространен также в метаморфических породах (кристаллических сланцах), обычно в ассоциации с относительно бедными железом минералами. Без измерения оптических констант его легко принять за мусковит.

Практическое значение имеют крупнокристаллические массы флогопита. О применении см. мусковит.

Месторождения. Слюдянские месторождения флогопита находятся у оз. Байкал, близ ст. Слюдянка, Забайкальской ж. д. В генетической связи с гранитными интрузиями здесь среди сложного комплекса кристаллических сланцев, гнейсов и мраморов образовались многочисленные секущие пегматитовые жилы и метасоматические образования. Флогопитсодержащие минеральные тела обычно подчинены пироксено-амфиболовым гнейсам и встречаются нередко группами. Строение таких жил довольно сложное. В боковых породах (независимо от их состава) развиваются диопсидо-флогопитовые образования. Крупнокристаллический флогопит, как правило, ассоциирует с диопсидом, скаполитами, кальцитом, апатитом и другими минералами. Кристаллы часто имеют бочонковидные формы, нередко с острым окончанием, размерами иногда до 1,5 *м* в длину. Соответственно окраске различают следующие сорта кристаллов флогопита: 1) бесцветный или с желтоватым оттенком; 2) серебристо-белый, главным образом среди известняков; 3) янтарный—среди аплитовидных гнейсов; 4) вишневый или янтарно-красный; 5) темнокоричневый, иногда с золотистым отливом; 6) темнозеленый и 7) почти черный—среди пироксено-роговообманковых и биотитовых гнейсов. При выветривании железистые флогопиты светлеют и окрашиваются в голубой цвет. Часто среди кристаллов флогопита наблюдаются включения кальцита, скаполита и диопсида, а под микроскопом устанавливается также рутил в виде тончайших иголок (сагенит) и др. Аналогичные фло-

гопитовые месторождения распространены в Алданском районе Восточной Сибири.

Примерно в таких же условиях находятся месторождения в провинции Онтарио (Канада) в виде жил и неправильной формы гнезд. Флогопит встречается в ассоциации с кальцитом, диопсидом и апатитом в самых различных количественных соотношениях. Кристаллы достигают 2 *м* в диаметре. Янтарная окраска наиболее обычна. Того же типа месторождения известны на Мадагаскаре, Цейлоне, в Индии, Корее и в других местах.

БИОТИТ — $K(Mg,Fe)_3[Si_3AlO_{10}][OH,F]_2$, или $K_2O \cdot 6(Mg,Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Весьма широко распространенный минерал.

Химический состав. Анализы минералов, называвшихся биотитами, показывали следующие колебания их состава (в %): K_2O 6,18—11,43, MgO 0,28—28,34, FeO 2,74—27,60, Fe_2O_3 0,13—20,65, Al_2O_3 9,43—31,69, SiO_2 32,83—44,94, H_2O 0,89—4,64, F 0—4,23. Примеси: TiO_2, Na_2O, а также Li_2O, MnO, BaO, SrO, Cs_2O и др.

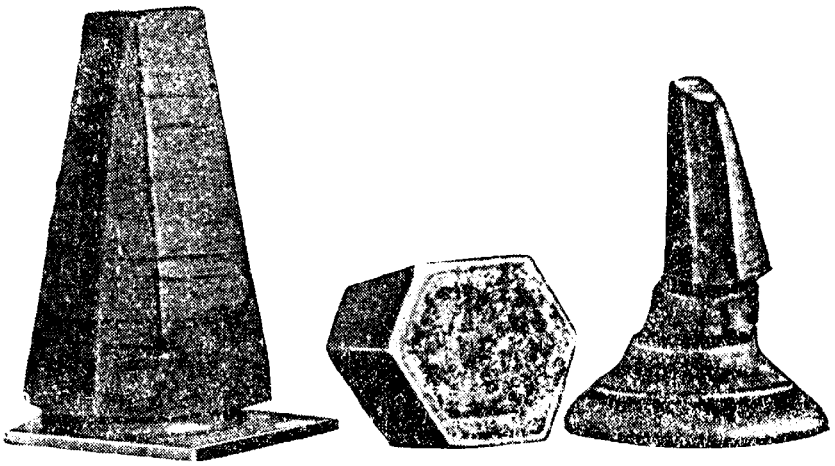


Рис. 332. Кристаллы биотита. Ильменские горы (Урал)

Сингония моноклинная. Моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** таблитчатый, псевдогексагональный, нередко столбчатый, пирамидальный (рис. 332). Крупные кристаллы иногда обладают зональным строением. Двойники обычно по слюдяному закону. **Агрегаты.** Встречается в сплошных пластинчато- и чешуйчато-зернистых массах. Друзы кристаллов сравнительно редки.

Цвет биотита черный, бурый, иногда с оранжевым, красноватым, зеленоватым и другими оттенками. Непрозрачный или просвечивает. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. $Ng = Nm = 1{,}60—1{,}66$ и $Np = 1{,}56—1{,}60$.

Твердость 2—3. Отдельные тонкие листочки обладают упругостью. **Спайность** весьма совершенная по {001} и несовершенная по {110} и {010}. **Уд. вес** 3,02—3,12.

Диагностические признаки. Макроскопически узнается по черному цвету и характерным внешним признакам. Под микроскопом он легко устанавливается по густой окраске и резко выраженному плеохроизму.

П. п. тр. плавится с трудом в серое или черное стекло. HCl действует слабо, но в концентрированной H_2SO_4 разлагается полностью с осаждением белого скелета кремнезема.

Происхождение. Как породообразующий минерал биотит в виде вкраплений встречается во многих магматических горных породах.

В крупных кристаллах биотит наблюдается в пегматитовых жилах. Встречается он также в ассоциации с мусковитом, с которым иногда образует параллельные или зональные срастания, причем плоскости спайности проходят через индивиды обеих слюд без перерыва. В виде вкрапленности нередко устанавливается в так называемых контактовых роговиках, образующихся под воздействием гранитных магм обычно на породы некарбонатного состава.

В рудных гидротермальных жилах биотит встречается крайне редко, и то обычно в полуразрушенном состоянии.

Весьма широко распространен в некоторых метаморфических породах: кристаллических сланцах, в частности гнейсах.

В процессе интенсивного химического выветривания он подвергается разложению. При этом щелочи выносятся, двухвалентное железо переходит в трехвалентное. Одновременно происходит, повидимому, гидратация (переход в гидробиотит). Минерал теряет блеск, упругость, становится рыхлым. В конечной стадии химического разложения образуются гидроокислы железа и глинистое вещество.

При быстрой эрозии биотит, как минерал химически относительно стойкий, переходит в россыпи, легко расщепляется, измельчается и отлагается вместе с тончайшим илистым материалом в застойных водах. Здесь он с течением времени претерпевает некоторые изменения и приобретает интенсивный золотистый оттенок. Эти золотистые блестки легко обнаруживаются при промывке: как более легкий материал, они отлагаются на поверхности промытого осадка. В простонародной речи они получили название «кошачьего золота».

Установлено также, что в современных морских осадках биотитовые зерна подвергаются процессу гальмиролиза, т. е. подводному «выветриванию», причем они постепенно переходят в глауконит—гидросиликат калия и трехвалентного железа зеленого цвета.

Практического значения не имеет. Уральскими кустарями применяется лишь в качестве блесткового материала при изготовлении из цветных камней детских игрушек и различных предметов для украшения.

Месторождения. Биотит среди минеральных видов слюд является вторым после мусковита по распространенности в природе. Из бесчисленных месторождений отметим лишь некоторые, отчасти уже знакомые нам пегматитовые месторождения. В Ильменских горах биотит в качестве второстепенного минерала неравномерно, но широко распространен во всех типах пегматитовых жил в виде крупных пластин (до 0,5 *м* в диаметре), кристаллов и мелкопластинчатых агрегатов в ассоциации с кали-натровыми полевыми шпатами, нефелином, иногда топазом, магнетитом, ильменитом и другими минералами. В Борщовочном кряже биотит отмечается в пегматитах у д. Савватеевой, в районе р. Слюдянки и в других местах. Огромные пластинчатые кристаллы наблюдались в пегматитах Гренландии и Скандинавии (в Евьё была встречена пластина биотита размером 7 $м^2$).

Подгруппа мусковита

Сюда относятся алюминиевые слюды, главным образом широко распространенный в природе мусковит и редкий парагонит. По сравнению с минералами группы биотита здесь $3(Mg,Fe)^{2+}$ заменены $2Al^{3+}$, т. е. подобно тому, как это мы видели в группе талька—пирофиллита.

МУСКОВИТ—$KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$, или $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$. Название происходит от старинного итальянского названия города Москвы—Муска. В свое время большие листы мусковита вывозились через Москву на запад под названием «московского стекла».

Химический состав (в %): K_2O 11,8, Al_2O_3 38,5, SiO_2 45,2, H_2O 4,5. Яркозеленая хромсодержащая слюда (Cr_2O_3 до нескольких процентов) носит название фуксита.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. (Кристаллическую решетку см. на фиг. 334—*А*). **Облик кристаллов** обычно таблитчатый или пластинчатый, псевдогексагонального или ромбовидного сечения. Иногда наблюдаются индивиды столбчато-пирамидального облика. Боковые грани обычно сильно исштрихованы в горизонтальных направлениях. Двойники часты по слюдяному закону (рис. 329), редки по хлоритовому. **Агрегаты.** Мусковит может встречаться также в сплошных листовато-зернистых или чешуйчатых массах. Изредка встречаются почковидные массы с концентрически-скорлуповатой отдельностью. Скрыточешуйчатые массы с шелковистым

блеском, иногда с трудом распознаваемые даже под микроскопом, носят название серицита.

Цвет. В тонких спайных листах бесцветен, но часто с желтоватым, сероватым, зеленоватым и редко красноватым оттенком. Фуксит яркозеленый. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый и серебристый. $Ng = 1{,}588—1{,}615$, $Nm = 1{,}582—1{,}611$ и $Np = 1{,}552—1{,}572$.

Твердость 2—3. Листочки мусковита, как у всех минералов группы слюд, гибки и при сгибании упруги; известны разности, переходные к хрупким слюдам и, наоборот, близкие к талькоподобным. **Спайность** весьма совершенная по {001}, несовершенная по {110} и {010}, являющимся плоскостями скольжения. **Уд. вес** 2,76—3,10. **Прочие свойства**. Мусковит является отличным изолятором для электрических токов обычного напряжения и обладает достаточно высоким сопротивлением пробою.

Диагностические признаки. Мусковит легко узнается по своим внешним признакам: светлой окраске, перламутровому или серебристому блеску, весьма совершенной спайности и легкой расщепляемости на тонкие прозрачные упругие листочки. От флогопита отличается по оптическим константам, главным образом по углу оптических осей (у флогопита он очень мал).

П. п. тр. тонкие пластинки плавятся с трудом в непрозрачную белую эмаль. Кислотами не разлагается. Вода начинает выделяться только при температуре красного каления (выше 850°).

Происхождение. Мусковит среди минералов группы слюд пользуется широким распространением. В качестве породообразующего минерала он входит в состав некоторых интрузивных горных пород, в частности в состав гранитов, особенно грейзенов, т. е. пневматолитически измененных их разностей, в ассоциации с топазом, литиевой слюдой, кварцем, иногда вольфрамитом, касситеритом, молибденитом и др. Мусковит в этих случаях образуется главным образом за счет ранее выделившихся калиевых полевых шпатов (ортоклаза и микроклина).

Сравнительно часто мусковит встречается в гранитных пегматитовых жилах в виде крупных кристаллов, представляющих промышленный интерес. Мусковит в таких жилах, особенно в центральных частях, нередко дает скопления в виде гнезд до 1—2 *м* в поперечнике, но обычно бывает беспорядочно рассеян в форме крупных кристаллов по всей массе пегматита или вдоль определенных зон.

Как мельчайшие включения в кристаллах мусковита иногда устанавливаются циркон, рутил в виде сагенитовой решетки, апатит, шпинель, гранаты, турмалин, кварц, магнетит и др. При детальном исследовании в ряде случаев можно установить определенные закономерности ориентировки этих включений в соответствии со структурными особенностями минералов.

В контактово-метасоматических месторождениях мусковит встречается редко. Известны случаи образования мелкозернистого мусковита в песчаниках на контакте их с гранитами и другими кислыми изверженными породами.

В гидротермальных рудных месторождениях и гидротермально измененных горных породах чрезвычайно широко развиты процессы серицитизации, т. е. образования серицита—скрытокристаллической разности слюды, обогащенной водой.

В метаморфических горных породах мусковит и серицит пользуются широким распространением. Известны целые массивы слюдяных кристаллических сланцев, серицитсодержащих глинистых сланцев (филлитов) и кварцитов с мусковитом. В таких породах полевые шпаты обычно отсутствуют.

При процессах выветривания мусковит обладает относительной химической стойкостью и часто переходит в россыпи. В силу способности легко расщепляться на мелкие листочки и благодаря малому удельному весу он, в виде мельчайших серебристых блесток, скопляется обычно в илистых осадках и слоистых глинах, образующихся в водных бассейнах при замедленном движении вод.

В условиях интенсивного химического выветривания мусковит способен переходить в более богатые водой гидрослюды—гидромусковиты, а при переходе в раствор щелочей—в каолинит.

Практическое значение. Наиболее важное практическое свойство мусковита, так же как и флогопита, заключается в его высоких электроизоляционных качествах. В промышленности слюда применяется в виде листовой слюды, слюдяного порошка и различных слюдяных фабрикатов.

Наиболее ценная л и с т о в а я с л ю д а находит применение главным образом в электропромышленности: для изоляторов, конденсаторов, реостатов, телефонов, магнето, электрических ламп, керосинок, слюдяных очков и прочих целей. В зависимости от размеров пластинок, степени их прозрачности и равномерности окраски различается несколько сортов листовой слюды.

С л ю д я н о й п о р о ш о к (скрап), получающийся путем размола отбросов при обрезке листовой слюды, применяется при изготовлении огнестойких строительных материалов (кровельного толя), обоев, писчей бумаги, слюдяного картона, огнеупорных красок, парчевых красок, различных керамических изделий, автомобильных шин, для взрывчатых веществ (в качестве адсорбента), смазочных материалов и пр.

С л ю д я н ы е ф а б р и к а т ы, главным образом миканит, идут в качестве заменителей листовой слюды в случаях менее ответственного применения (для электроизоляционных прокладок в некоторых электрических приборах: электрических чайниках, кастрюлях, утюгах и пр.). Миканит изготовляется из мелких листочков слюды и обрезков, получаемых в виде остатков при использовании листовой сортовой слюды, путем склеивания их шеллаком и последующего прессования под большим давлением.

Месторождения. Укажем лишь наиболее интересные месторождения мусковита в пегматитах.

На северо-западе Европейской части СССР существовал старинный слюдяной промысел. Месторождения были известны еще в XV в. Слюдоносные пегматитовые месторождения располагаются среди гранитов, гнейсов, слюдяных сланцев и других метаморфических пород. Мусковит ассоциирует с полевыми шпатами, кварцем, в меньшей степени с турмалином, апатитом и другими минералами.

Слюдяные месторождения распространены в М а м с к о м районе Восточной Сибири. Широкая слюдоносная полоса метаморфических сланцев с северо-запада и юга-востока ограничена массивами гранитов. Кристаллы мусковита (иногда до 50 *см*) с красноватым или желто-зеленоватым оттенком наблюдаются в парагенезисе с кислыми плагиоклазами, микроклином, кварцем, биотитом, в некоторых случаях с черным турмалином, апатитом, гранатом и др. Слюда совершенно прозрачна, легко расщепляется на тонкие листы с ровной гладкой поверхностью.

Главнейшие иностранные месторождения мусковита в пегматитах находятся в И н д и и (Бенгальский и Мадрасский районы), где встречаются кристаллы мусковита до 3—5 $м^2$ и больше; в ряде штатов США (С. Каролина, Мэриленд и др.); в Б р а з и л и и, К а н а д е и других странах.

Подгруппа лепидолита

Среди слюд этой подгруппы выделяются следующие два главных минеральных вида: лепидолит и циннвальдит.

ЛЕПИДОЛИТ—$KLi_{1,5}\,Al_{1,5}\,[Si_3AlO_{10}][F,OH]_2$. Здесь по сравнению с формулой биотита ионы магния замещены литием и алюминием по схеме: $3Mg^{2+} \rightarrow Li^{1+}{}_{1,5} + Al^{3+}{}_{1,5}$. «Лепидос» по-гречески родительный падеж от слова «лепис»—чешуя. Синоним: литионит. Принадлежит к числу редких слюд.

Химический состав непостоянный (в %): K_2O 4,82—13,85, Li_2O 1,23—5,90, Al_2O_3 11,33—28,80, SiO_2 46,90—60,06, H_2O 0,65—3,15, F 1,36—8,71.

В виде примесей присутствуют: MgO (до нескольких процентов), FeO, MnO, CaO, Na_2O, Cs_2O, Rb_2O (иногда до 3,73%) и др.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** пластинчатый, псевдогексагональный. Хорошо образованных кристаллов не наблюдается. Двойники—по слюдяному закону. **Агрегаты** листовато-пластинчатые или тонкочешуйчатые. Изредка встречается в виде друз кристаллов.

Цвет лепидолита белый, но чаще розовый, бледнофиолетовый, иногда персиково-красный (присутствие марганца). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый, серебристый. $Ng = Nm = 1{,}55$ и $Np = 1{,}53$.

Твердость 2—3. Листочки гибки, обладают упругостью при сгибании. **Спайность** весьма совершенная по {001} и несовершенная по {110} и {010}. **Уд. вес** 2,8—2,9.

Диагностические признаки. Обычно узнается по розовым или фиолетовым оттенкам. От мусковита отличается несколько меньшими показателями преломления, по поведению п. п. тр. и по наличию лития, который легко устанавливается спектральным анализом.

П. п. тр. легко плавится в белую эмаль. Окрашивает пламя в красный цвет. Кислотами разлагается только после сплавления.

Происхождение. Встречается в измененных гранитах (грейзенах) и некоторых пегматитах, иногда в высокотемпературных гидротермальных жилах. Ассоциирует обычно с полевыми шпатами, кварцем, мусковитом (с которым иногда наблюдается в параллельном срастании), сподуменом, литиевым турмалином, топазом, касситеритом, флюоритом и др. При выветривании изменяется так же, как и мусковит.

Практическое значение. Вместе с циннвальдитом является одним из главных источников получения солей лития, применяющихся при изготовлении щелочных аккумуляторов (для подводных лодок), получения специальных оптических стекол (флинтгласа, опаловых и белых стекол), в пиротехнике (яркий красный свет), медицине, синтезе органических соединений, приготовлении искусственных минеральных вод, для очистки кондиционированного воздуха (в виде LiCl), при очистке гелия, в фотографии, рентгенографии и пр. В последнее время особое значение приобретают специальные сплавы металлического лития с кальцием (в черной металлургии для улучшения механических свойств и повышения предела текучести сплавов), медью, алюминием (для увеличения стойкости) и др.

Месторождения. В СССР лепидолит встречается в некоторых среднеуральских и других минеральных копях среди пегматитов в ассоциации с сильно измененными кали-натриевыми полевыми шпатами, турмалином различной окраски, топазом, горным хрусталем и др. Лепидолит наблюдается в мелкочешуйчатых массах нежнофиолетового цвета, иногда в крупнолистоватых агрегатах замечательного фиолетового цвета и, наконец, в мусковитоподобных серебристых пластинчатых кристаллах.

Из иностранных месторождений отметим прежде всего давно эксплоатирующиеся крупные скопления лепидолита розового цвета близ Р о з е н ы в Моравии, на о. У т е (недалеко от г. Стокгольма в Швеции), в штате Мэйн (США) и др.

ЦИННВАЛЬДИТ—$KLiFe^{\cdot\cdot}Al[Si_3AlO_{10}][F,OH]_2$. Назван по месту нахождения—Циннвальд в Рудных горах (Саксония). Состав сильно изменчив. Содержание FeO иногда достигает 12,5%. Сингония моноклинная. Тонко- или толстотаблитчатые кристаллы серого, бурого, реже темнозеленого цвета, по своим формам близки к биотиту. Встречается также в чешуйчатых агрегатах. Обычно непрозрачный или просвечивает. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng = 1{,}58$, $Nm = 1{,}57$ и $Np = 1{,}55$.

Твердость 2—3. Спайность—как у мусковита. Уд. вес 2,9—3,2. П. п. тр. легко сплавляется в темное стекло, слабо магнитное. Окрашивает пламя в красный цвет. В кислотах разлагается.

Встречается в тех же условиях, что и лепидолит (главным образом в грейзенах), нередко в ассоциации с вольфрамитом, шеелитом, касситеритом, флюоритом, топазом, кварцем и др. В процессе выветривания превращается в каолиноподобный продукт, интенсивно окрашенный гидроокислами железа в желто-бурый и бурый цвет. Из иностранных месторождений укажем на Циннвальд в Рудных горах, в штокверках среди гранита, и Корнуолл (Англия) —в оловянных месторождениях в виде друз и наросших кристаллов, весьма богатых железом.

3. ГРУППА ХРУПКИХ СЛЮД

МАРГАРИТ—$CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_2$, или $CaO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$. Название происходит от греческого слова «маргаритес»—жемчуг. Синоним: жемчужная слюда.

Химический состав (теоретический): CaO 14,0%, Al_2O_3 51,3%, SiO_2 30,1%, H_2O 4,6%. В виде примесей могут присутствовать: Na_2O, MgO, FeO, Fe_2O_3, иногда Cr_2O_3, Li_2O, MnO, F и др.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре мусковита, с той лишь разницей, что общий отрицательный заряд слоистых пакетов здесь вдвое больше и компенсируется двухвалентными катионами Ca^{2+}, располагающимися между пакетами. **Облик кристаллов** тонкопластинчатый. Хорошо образованные кристаллы не встречаются. Двойники наблюдаются по тем же законам, что и в слюдах. **Агрегаты** листоватые, чешуйчатые.

Цвет маргарита жемчужно-белый с сероватым, розовым, желтоватым оттенком. **Блеск** на спайных плоскостях перламутровый. $Ng = 1{,}645$, $Nm = 1{,}643$ и $Np = 1{,}632$.

Твердость 3,5—5,5. Хрупкий; пластинки при изгибе ломаются. **Спайность** совершенная по {001}. Фигуры удара и давления, как и для всех других хрупких слюд, занимают обратное положение по сравнению с истинными слюдами, т. е. фигуры удара соответствуют фигурам давления слюд (см. флогопит). **Уд вес** 2,99—3,08.

Диагностические признаки. Характерны жемчужно-белый цвет, хрупкость, высокая твердость, отличающие его от похожих по цвету слюд.

П. п. тр. расщепляется, белеет, с трудом оплавляется по краям. Частично разлагается в горячей HCl.

Происхождение и месторождения. Образуется в процессе регионального метаморфизма и распространен в кристаллических сланцах, например хлоритовых, в Циллертале (Тироль), где был впервые найден, и во многих других местах. На Урале встречается в слюдяных сланцах (был назван дифенитом), в месторождениях наждака и в других метаморфических породах.

ХЛОРИТОИД—$Fe''Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_4$. Назван по внешнему сходству с минералами группы хлорита.

Химический состав. Данные анализов показывают следующие колебания (в %): FeO 26—28, MgO 2—4, Al_2O_3 39—41, SiO_2 24—26, H_2O 7—8. Примеси: CaO (до 1,38%), MnO (до 9%). Разновидность, обогащенная MnO, называется о т т р е л и т о м.

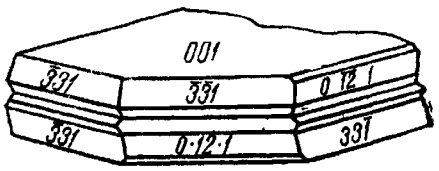


Рис. 333. Двойник хлоритоида

Сингония моноклинная или триклинная. **Облик кристаллов** пластинчато-гексагональный. Хорошо образованные кристаллы редки. Двойники довольно часты (рис. 333). Обычно распространен в листоватых и кривоскорлуповатых агрегатах.

Цвет хлоритоида желтый с зеленоватым оттенком, иногда черновато-зеленый. Просвечивает только в тонких пластинках. **Черта** зеленовато-белая. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности иногда слабый перламутровый. $Nm = 1{,}72$—$1{,}77$.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** совершенная по {001}. **Фигуры** удара и давления как у маргарита (т. е. обратные фигурам для слюд). **Уд. вес** 3,4—3,6.

Диагностические признаки. От похожих на него хлоритов отличается высокой твердостью, хрупкостью и оптическими константами, отличными от других хрупких слюд.

П. п. тр. с трудом сплавляется в черновато-серое слабо магнитное стекло. HCl не действует; концентрированная H_2SO_4 вполне разлагает.

Происхождение и месторождения. В ассоциации с корундом, диаспором, хлоритами, кварцем и другими минералами встречается в некоторых контактово-метасоматических месторождениях среди мраморов, но чаще в слюдяных и глинистых сланцах, иногда в столь существенных количествах, что сланцы называются хлоритоидными. Под названием б а р и т о ф и л л и т первоначально был описан в местности К о с о й Б р о д (Мраморский завод в Свердловской области, Урал). Хлоритоидные сланцы имеют широкое распространение среди кристаллических сланцев. Хлоритоид образуется в ранних стадиях регионального метаморфизма пород; в более сильно метаморфизованных породах не наблюдается.

4. ГРУППА ХЛОРИТОВ

Минералы, принадлежащие к этой группе, во многих отношениях напоминают слюды. Кристаллизуются они в моноклинной сингонии, обладают слюдообразной спайностью, низкой твердостью, небольшим удельным весом. Для большинства из них характерна бутылочно-зеленая окраска, что и послужило основанием для общего названия этой группы минералов («хлорос» по-гречески—зеленый).

С химической точки зрения, хлориты представляют алюмосиликаты, главным образом Mg, $Fe^{\cdot\cdot}$ и Al, отчасти Ni, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, $Cr^{\cdot\cdot\cdot}$. Явно индивидуализированные в кристаллографическом отношении, богатые магнезией минеральные виды получили общее название о р т о х л о р и т о в. Химическая их формула выражается следующим образом: $(Mg, Fe)_{6-p}(Al,Fe)_{2p}Si_{4-p}O_{10}[OH]_8$. Одна половина трехвалентных ионов (p) участвует в составе анионного комплекса в виде $[AlO_4]^{5-}$, другая—в качестве обычных катионов. Богатые железом, преимущественно колломорфные минеральные виды, характеризующиеся часто очень непостоянным составом, обычно выделяются в особую подгруппу алюмо-феррисиликатов под общим названием л е п т о х л о р и т о в. Большинство их принадлежит к числу наиболее бедных кремнеземом минералов не только среди слюдообразных минералов, но и среди вообще силикатов. Во многих из них $Fe^{\cdot\cdot}$ преобладает над $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, значение коэфициента p нередко выше, чем в обычных ортохлоритах, часто присутствует молекулярная вода. Общая формула: $(Fe, Mg)_{n-p}(Fe,Al)_{2p}Si_{4-p}O_{10}[OH]_{2(n-2)} \cdot x H_2O$, где n обычно около 5.

Минералы рассматриваемой группы широко распространены в природе. Они преимущественно образуются в условиях низкотемпературной гидротермальной деятельности, особенно при изменении горных пород, содержащих алюмо-магнезиальные и железистые силикаты. Лептохлориты главным образом распространены в осадочных железорудных месторождениях, слагая особую фацию силикатных руд железа, возникающую, согласно геологическим данным, в условиях недостатка кислорода среди морских осадков, богатых железом.

Классификацией минералов группы хлорита занимались многие исследователи (Чермак, Винчелл, Орсель и др.). Согласно Чермаку, ортохлориты представляют изоморфные смеси: антигорита (Ant)—$Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$ и относительно бедного кремнеземом, но более богатого глиноземом амезита (Am) — $Mg_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_8$. При этом Mg^{2+} может заменяться Fe^{2+} и Ni^{2+}, а Al^{3+}—Fe^{3+} и Cr^{3+}. В зависимости от химического состава существует весьма большое количество названий отдельных разновидностей хлоритов.

В соответствии с установкой Чермака среди ортохлоритов выделяются следующие минеральные виды моноклинной сингонии (в порядке от малоглиноземистых к более богатым R_2O_3):

	Содержание в формуле $0{,}5R^{\cdots}(p)$	Содержание амезитовой молекулы (Am) %
Пеннин $(Mg,Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]_8$*	0,75—1,00	37,5— 50
Клинохлор	1,00—1,25	50 — 62,5
Прохлорит $(100-n)$ Ant · n Am	1,25—1,50	62,5— 75
Корундофиллит	1,50—1,75	75 — 87,5
Амезит $(Mg, Fe)_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_8$**	1,75—2,00	87,5—100

Богатые железом хлориты по своему составу и рентгенометрическим данным частью отвечают приведенным выше магнезиальным хлоритам, частью—лептохлоритам. Из них мы рассмотрим только шамозит и тюрингит.

Из физических свойств кристаллических хлоритов наиболее характерно то, что легко отщепляющиеся тонкие листочки хотя и гибки, но не обладают упругостью (сохраняются в согнутом положении). Это свойство связано с осо-

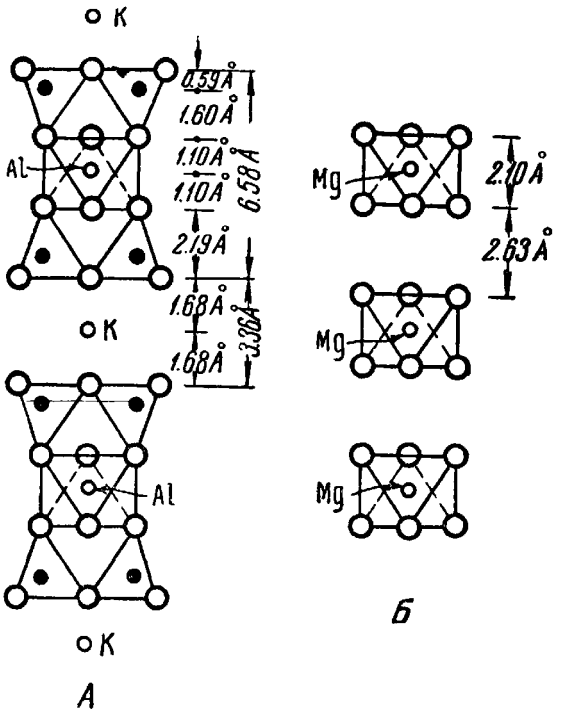


Рис. 334. Схемы кристаллических решеток мусковита (*А*) и брусита (*Б*)

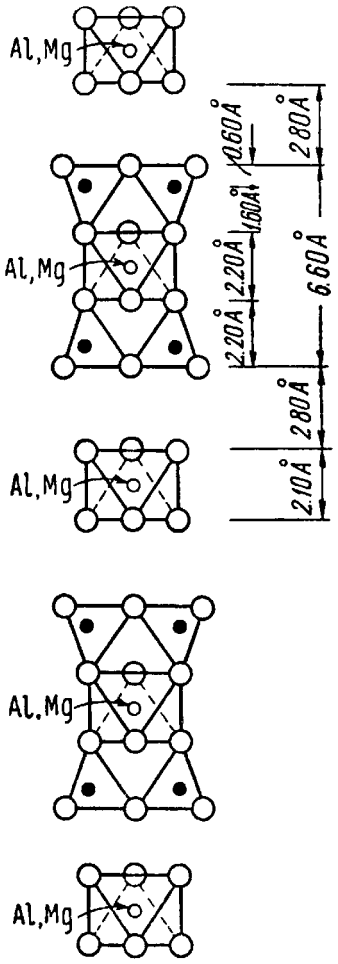


Рис. 335. Схема кристаллической решетки в минералах группы хлоритов (ср. с рис. 334)

бенностями их кристаллического строения. Если мы сравним кристаллическую структуру хлоритов (рис. 335) со структурой слюды (рис. 334), то увидим, что общие для рассматриваемых минералов слоистые пакеты состава $(Mg, Al)_3[Si_3AlO_{10}][OH]_2$ в слюдах переслаиваются с листами сильных катионов одновалентных щелочных или двухвалентных щелочноземельных металлов, тогда как в хлоритах их места занимают «бруситовые слои», имеющие вместо $Mg_3[OH]_6$ состав $Mg_2Al[OH]_6$. Эти слои обладают очень слабыми остаточными связями гидроксилов с выше- и нижележащими слоистыми пакетами. Однако указанные связи все же сильнее, чем в минералах группы талька и каолинита, в чем можно убедиться по относительно более трудной расщепляемости их по сравнению с этими минералами, а также по большей твердости.

* Формула для разности, содержащей 50% амезитовой молекулы.
** Формула для чистого амезита.

ПЕННИН—$(Mg,Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]_8$, или $5(Mg,Fe)O \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O$. Назван по месту нахождения в Пеннинских Альпах.

Химический состав, согласно имеющимся многочисленным анализам, варьирует в следующих пределах (в %): MgO 17,4—35,9, FeO 0,7—17,4, Fe_2O_3 0—5,7, Al_2O_3 13,8—21,3, SiO_2 29,8—33,7, H_2O 11,5—14.6. Богатая хромом разновидность карминно-красного или фиолетового цвета носит название к е м м е р е р и т а (по фамилии русского горного инженера Кемме-рера) или р о д о х р о м а в виде тонкочешуйчатых розовых налетов на хромите («родон» по-гречески—роза).

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** псевдогексагональнопластинчатый, таблитчатый, иногда бочонковидный (в миаролитовых пустотах). Главные формы: {001}, {1$\bar{0}$1}, {132}, {1$\bar{1}\bar{0}$} и др. Боковые грани нередко исштрихованы в горизонтальном направлении. Двойники часты, обычно по х л о р и т о в о м у з а к о н у, когда двойниковой плоскостью и плоскостью срастания служит (001) (рис. 336). По этому закону нередко наблюдается многократное двойникование. Встречаются также двойники по слюдяному закону. **Агрегаты** чешуйчатые, пластинчатые. В пустотах встречаются друзы кристаллов, нередко бочонковидной формы.

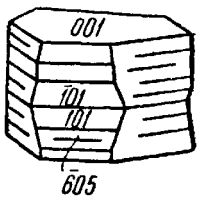


Рис. 336. Кристалл пеннина, сдвойникованный по хлоритовому закону

Цвет пеннина бутылочно-зеленый различных оттенков до зеленовато-черного, иногда розовый и фиолетовый (особенно у хромсодержащих разностей), реже серебристо-белый. В тонких листочках прозрачный, слабоокрашенный. Встречаются разности, зонально окрашенные в различные оттенки, особенно у крупных кристаллов. **Блеск** на плоскостях спайности перламутровый. $Ng = 1{,}58$ и $Np = 1{,}57$.

Твердость 2—2,5. Листочки гибки, но не упруги, т. е. после сгибания не меняют своего положения. **Спайность** весьма совершенная по {001}. **Уд. вес** 2,60—2,85.

Диагностические признаки. Узнается по зеленой, часто черно-зеленой окраске, весьма совершенной спайности, низкой твердости и отсутствию упругости у отщепляемых листочков От других приведенных выше минеральных видов группы хлорита с достоверностью можно отличить лишь по химическим данным.

П. п. тр. расщепляется, но не плавится. При сильном накаливании теряет гидроксильные ионы и белеет. Большей частью разлагается в H_2SO_4.

Происхождение и месторождения. Наибольшим распространением пользуется в м е т а м о р ф и ч е с к и х горных породах, нередко слагая целые толщи хлоритовых сланцев (зеленокаменных пород). В полых трещинах среди таких пород он часто наблюдается в хорошо образованных кристаллах. В хороших кристаллах он наблюдался в Н и к о л а е-М а к с и м и л и а н о в с к о й копи в Назямских горах (Ю. Урал), в асбестовых копях Б а ж е н о в с к о г о месторождения (к востоку от Свердловска) и в др.

К е м м е р е р и т впервые был встречен в трещинах хромитовых залежей среди ультраосновных пород в Сарановском месторождении (Урал).

Некоторое практическое значение имеют лишь хлоритовые сланцы, иногда разрабатываемые с целью использования хлорита в виде порошка для придания блеска продукции бумажного (обойного) производства и для других целей.

КЛИНОХЛОР—$(Mg,Fe)_{4,75}Al_{1,25}[Si_{2,75}Al_{1,25}O_{10}][OH]_8$ (для разности с $p = 1{,}?5$). «Клино» по-гречески—наклонять. Название дано акад. Кокшаровым в связи с тем, что для кристаллов этого минерала была отчетливо установлена моноклинная сингония.

Химический состав варьирует в следующих пределах (в %): MgO 17,0—34,5, FeO 1,8—12,2, Fe_2O_3 0—3, Al_2O_3 13,1—17,6, SiO_2 28,3—33,9, H_2O 11,7—

14,2. Примеси: CaO (до 9%), MnO (до 2,3%), Cr_2O_3 (до 8%). Маложелезистая разность называется лейхтенбергитом, а хромсодержащий клинохлор, установленный также акад. Н. И. Кокшаровым,—кочубеитом.

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** гексагональнопластинчатый или таблитчатый, реже призматический и бочонковидный (рис. 337); хорошо образованные кристаллы встречаются часто. Главные формы: {001}, {010}, {043}, {112}, {11$\bar{1}$} и другие, нередко с очень сложными символами. Двойники распространены по хлоритовому и слюдяному законам (рис. 338). **Агрегаты** крупночешуйчато-зернистые до скрыточешуйчатых. В пустотах горных пород часты друзы кристаллов, обычно таблитчатых.

Цвет клинохлора изменяется от травяно-зеленого до бледного оливково-зеленого, желтого, иногда белого (лейхтенбергит) с сероватым, розовым,

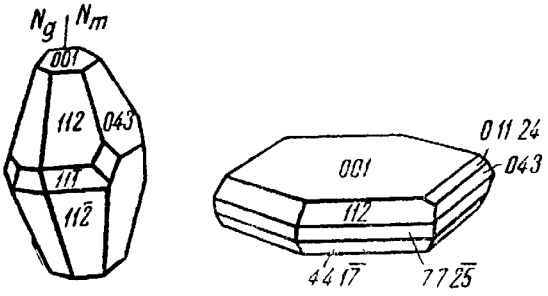


Рис. 337. Кристаллы клинохлора

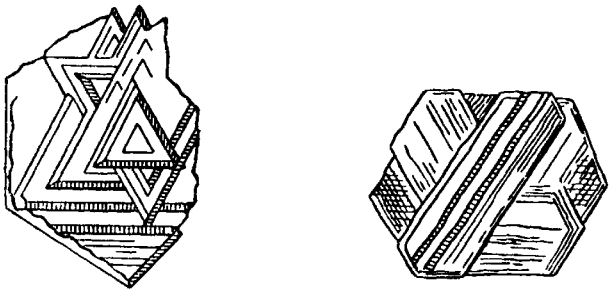


Рис. 338. Сложные (повторные) двойники клинохлора по (001)

фиолетовым (у хромсодержащих разностей) и другими оттенками. В тонких листочках прозрачный или просвечивает. **Блеск** на плоскостях спайности перламутровый. $Ng=1{,}57$, $Nm=Np=1{,}56$.

Твердость 2—2,5. Листочки мягки, гибки, но не упруги. **Спайность** по {001} весьма совершенная. **Уд. вес** 2,61—2,78.

Диагностические признаки. Во многом сходен с пеннином. С достоверностью можно говорить о клинохлоре только на основании данных химического анализа.

П. п. тр. ведет себя так же, как пеннин. Полностью разлагается только в концентрированной H_2SO_4.

Происхождение и месторождения. Наряду с пеннином широко распространен в хлоритовых сланцах, в которых он часто является главным породообразующим минералом. Образование этих сланцев обычно связано с метаморфизмом изверженных пород, богатых магнезиально-железистыми силикатами (большей частью порфиритов, серпентинитов и др.).

Замечательные музейные штуфы друз кристаллов клинохлора происходят из известных минеральных копей Шишимских и Назямских гор на западном склоне Ю. Урала (Златоустовский район). Особенно славится Ахматовская копь (в Назямских горах), где друзы великолепных по внешнему виду и богатству форм клинохлора и лейхтенбергита наблюдаются в ассоциации с эпидотом, диопсидом, гранатом, везувианом, кальцитом и сфеном. Они встречаются обычно в трещинах среди хлоритового сланца и в эпидозите.

Кочубеит (хромсодержащая разность) впервые был встречен в районе Уфалея (Урал), повидимому в месторождениях хромистого железняка.

ПРОХЛОРИТ—$(Mg,Fe)_{4,5}Al_{1,5}[Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10}][OH]_8$ (для разности с $p=1{,}50$). По имеющимся анализам, содержание окислов колеблется в широких пределах.

Сингония моноклинная. Встречается в пластинчатых псевдогексагональных кристаллах и чешуйчатых агрегатах зеленого или черновато-зеленого цвета. $Ng=1{,}60$ и $Np=1{,}59$. Твердость 1,5—2. Спайность весьма совершенная по {001}. Уд. вес 2,78—2,96.

Встречается в хлоритовых сланцах (реже, чем клинохлор) и в жилах альпийского типа в ассоциации с горным хрусталем и адуляром, иногда в виде «присыпки» на поверхности других кристаллов, выросших на стенках полых трещин. Распространен в Альпах в многочисленных жилах, на Северном Урале и в других местах.

ШАМОЗИТ—$Fe_4^{"}Al[Si_3AlO_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$. Формула приближенная. Назван по месту нахождения—Шамуазон в кантоне Валлис (Швейцария).

Химический состав непостоянный (в %): FeO 34,3—42,3, Fe_2O_3 0—6, Al_2O_3 13—20,1, SiO_2 22,8—29, H_2O 10—13. Примеси: MgO до 4,4, иногда до 7%, CaO до 1,6%, TiO_2 до 1,1%

Сингония моноклинная. Распространен обычно в виде оолитовых стяжений с концентрически-зональным строением. Наблюдается также в виде цемента между песчинками или сплошных скрытокристаллических или землистых масс.

Цвет шамозита зеленовато-темносерый до черного. Непрозрачен. **Черта** светлая зеленовато-серая. **Блеск**. Обычно матовый или обладает слабым стекловидным блеском. $Nm = 1{,}62—1{,}66$. **Твердость** 3. **Уд. вес** 3,03—3,40.

Диагностические признаки. Макроскопически обычно можно предположить по оолитовому строению, темнозеленому или черному цвету, зеленовато-серой черте.

П. п. тр. в окислительном пламени краснеет, в восстановительном сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl легко разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. Распространен в некоторых осадочных железорудных месторождениях различного возраста, преимущественно юрского. Судя по парагенезису с сульфидами железа, сидеритом, а также по закисной форме железа, шамозит образуется в условиях недостатка кислорода в прибрежных зонах морей. В современных морских осадках встречен не был.

При выветривании легко окисляется с образованием гидроокислов железа в виде бурых железняков, представляющих типичные железные шляпы в месторождениях шамозитов.

Практическое значение. Залежи шамозита встречаются иногда в виде крупных пластовых тел и в этих случаях представляют промышленный интерес как руды железа.

Месторождения. В СССР скопления шамозита установлены среди палеозойских и мезозойских осадков по восточному склону Урала (в Серовском, Алапаевском, Аятском и других районах), в ряде мест Северного Кавказа среди юрских отложений и в других местах.

ТЮРИНГИТ—$Fe_{3,5}(Al,Fe)_{1,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$. Формула приближенная. Название дано по месту нахождения.

Химический состав непостоянный (в %): FeO 19,8—39,3, Fe_2O_3 7,2—31,7, Al_2O_3 15,6—25,1, SiO_2 19,4—28,8, H_2O 4,6—13,2. Примеси: MgO (до 6%), CaO (до 1,9%), MnO (до 2,7%), P_2O_5 (до 1,2%) и др.

Сингония моноклинная. Изредка встречается в виде мелких чешуек. Обычно же наблюдается в сплошных скрытокристаллических плотных или рыхлых массах.

Цвет тюрингита оливково-зеленый до зеленовато-черного. **Черта** зеленовато-серая. **Блеск** у явно чешуйчатых разностей перламутровый. $Nm = 1{,}64—1{,}68$.

Твердость 2—2,5. **Спайность** совершенная по одному направлению, очевидно по {001}. **Уд. вес** 3,15—3,19.

Диагностические признаки. Характерными являются темнозеленый цвет, бледнозеленая черта, иногда перламутровый блеск (для чешуйчатых агрегатов). С уверенностью можно определить лишь на основании данных химического анализа.

П. п. тр. сплавляется в черное магнитное стекло. В HCl разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Происхождение. В больших массах встречается в некоторых слабо метаморфизованных осадочных месторождениях железа. Нередко наблюдается в ассоциации с мелкими октаэдрами магнетита иногда с более поздним сидеритом. Известны также случаи эндогенного происхождения этого минерала в процессе гидротермального изменения богатых железом горных пород.

Практическое значение. Так же как и шамозит, в случае скопления в значительных массах может иметь промышленное значение как железная руда.

Месторождения. Наиболее крупные месторождения тюрингита известны в Тюрингии (Германия): Шмидефельд и др. в виде пластов среди нижнесилурийских сланцев. На территории СССР очень похожий на тюрингит минерал встречен в железорудном осадочном месторождении Караджал (Центральный Казахстан).

5. ГИДРОСЛЮДЫ И ИМ ПОДОБНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Существуют такие слюдо- или хлоритоподобные минералы, которые отличаются тем, что в их составе участвует меньшее количество связующих катионов, но зато в существенных количествах присутствуют связанные молекулы H_2O, довольно легко удаляющиеся при нагревании.

Образование их в некоторых случаях связывают с низкотемпературными стадиями гидротермальных процессов, но преимущественно эти минеральные виды возникают при процессах выветривания изверженных пород и пегматитов за счет содержащихся в них слюд или слюдообразных минералов. Некоторые из них устанавливаются в виде продуктов разложения осадков в морских бассейнах. Во всех случаях необходимым условием их существования является наличие среды, богатой водой.

Химический состав подобных минералов непостоянный: меняются содержания катионов, связывающих пакеты, и H_2O.

Здесь мы рассмотрим гидромусковит, вермикулит и глауконит.

ГИДРОМУСКОВИТ—$K_{<1}Al_2[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. Формула приблизительная. Встречающиеся в литературе названия иллит, монотермит и другие по существу являются синонимами. В большинстве случаев представляет продукт частичного гидролиза мусковита.

Химический состав не постоянен. Содержание K_2O по сравнению с мусковитом падает до 6 и даже до 2—3%; H_2O, наоборот, возрастает до 8—9%. Содержание SiO_2 в гидромусковите часто достигает 50—55%, Al_2O_3—ниже (25—33%). Примеси Fe_2O_3, MgO (до нескольких процентов), CaO и др.

Кристаллическая структура мало чем отличается от структуры мусковита и является как бы переходной к структуре монтмориллонита. По всей вероятности, в кристаллической решетке имеет место переслаивание слоистых пачек мусковитового строения с пачками каолинитовой или монтмориллонитовой структуры.

Гидромусковит наблюдается в чешуйчатых и тонкопластинчатых белых массах, жирных на ощупь, обычно в смеси с каолинитом и другими минералами. Отдельные чешуйки менее упруги по сравнению с мусковитом. Показатели преломления ниже, чем у мусковита; они меняются в зависимости от состава обычно в пределах 1,55—1,58 (понижаются с увеличением содержания H_2O).

Встречается чаще среди глин, особенно являющихся продуктами выветривания слюдяных (мусковитовых) сланцев, гнейсов, кварцево-серицитовых пород, а в некоторых случаях, повидимому, как продукт изменения при превращении полевых шпатов в каолинит. Часто устанавливается также в почвах, образующихся на месте кислых и средних по составу изверженных горных пород, в ассоциации с монтмориллонитом и другими минералами.

ВЕРМИКУЛИТ—$(Mg,Fe^{\cdot\cdot},Fe^{\cdot\cdot\cdot})_3[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot 4H_2O$. Название происходит от латинского слова «вермикулус»—червячок. Оно дано в связи с тем, что этот минерал очень оригинально ведет себя при нагревании: из его пластинок образуются длинные червеобразные столбики и нити.

Химический состав непостоянный в зависимости от содержания молекулярной воды. Содержание (в %): MgO 14—23%, Fe_2O_3 5—17%, FeO 1—3%, SiO_2 37—42%, Al_2O_3 10—13%, H_2O 8—18%. Кроме того, присутствует K_2O до 5%.

Сингония, вероятно, моноклинная. Вермикулит, как правило, образуется в виде псевдоморфоз по биотиту или железистому флогопиту.

Цвет вермикулита бурый, желтовато-бурый, золотисто-желтый, бронзово-желтый; иногда характерны зеленоватые оттенки. **Блеск** по сравнению с биотитом слабее, часто жирный. $Ng = Nm = 1{,}58$ и Np около 1,56.

Твердость 1—1,5. Упругость тонких листочков слабая или отсутствует. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 2,4—2,7. **Прочие свойства**. Самым замечательным свойством вермикулита является его способность при прокаливании необычайно резко увеличивать свой объем. Сущность явления заключается в том, что под напором превращающейся в пар молекулярной воды происходят расслаивание и быстрое распухание отдельных индивидов вдоль оси *c*, и притом настолько значительное, что образуются червеобразные столбики или нити (в зависимости от размеров зерен в плоскости спайности) золотистого или серебристого цвета с поперечным делением на тончайшие чешуйки. Объем увеличивается в 18—25 раз. Образование огромного количества мельчайших воздушных прослойков в отдельных индивидах обусловливает очень низкий объемный вес (0,6—0,9). Обожженные массы вермикулита свободно плавают на воде. С этим связаны высокие теплоизоляционные свойства обожженного вермикулита. Коэфициент теплопроводности $\lambda = 0{,}04$—$0{,}05$ *ккал/м/час* °C (у асбеста 0,15—0,40).

Диагностические признаки. По внешним признакам похож на выветрелый биотит или хлорит. Самым показательным признаком является поведение его п. п. тр. с сильно выраженным вздуванием и образованием длинных червеобразно искривленных нитей или столбиков.

Происхождение. Обычно в незначительных количествах образуется при выветривании биотитов. Более существенные скопления устанавливаются в гидротермально измененных (очевидно, при низких температурах) биотитовых или флогопитовых жилах, линзах или телах, образовавшихся метасоматическим путем за счет ультраосновных горных пород.

Практическое значение. Обожженные массы вермикулита применяются в качестве теплоизоляционного материала для обмазки паропроводных труб, котлов, печей и т. д. Как звукопоглощающий материал он используется при устройстве кабин в самолетах, в некоторых специальных лабораториях и т. д. Благодаря красивой золотистой или серебристой окраске, приобретаемой после обжига, он применяется также в производстве обоев. Пригоден также в качестве смазочного материала. Наконец, вермикулит обладает тем замечательным свойством, что способен к очень высокому катионному обмену, значительно сильнее выраженному, чем мы имеем в группе монтмориллонита.

Месторождения. Из иностранных месторождений отметим крупные промышленные месторождения Либби в Монтане (США) и месторождения в Западной Австралии.

ГЛАУКОНИТ $K_{<1}(Fe^{\cdot\cdot\cdot}, Fe^{\cdot\cdot}, Al, Mg)_{2-3}[Si_3(Si,Al)O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$. «Глаукос» по-гречески—синевато-зеленый.

Химический состав. В основном это водный алюмосиликат железа и магния. Содержания главных компонентов в типичных глауконитах колеблются в следующих пределах (в %): K_2O 4,0—9,5, Na_2O 0—3,0, Al_2O_3 5,5—22,6, Fe_2O_3 6,1—27,9, FeO 0,8—8,6, MgO 2,4—4,5, SiO_2 47,6—52,9, H_2O 4,9—13,5.

Сингония, вероятно, моноклинная. Очень редко наблюдается в мелких кристалликах грубо гексагональных очертаний. Обычно распространен в виде вкрапленных округленных зернышек или шариков диаметром от одного до нескольких миллиметров в рыхлых кремнистых или глинисто-карбонатных породах.

Цвет глауконита темнозеленый до зеленовато-черного, в тонких шлифах зеленый. **Блеск** обычно матовый, у плотных разностей стеклянный, жирный. $Ng = 1{,}610—1{,}630$ и $Np = 1{,}590—1{,}600$.

Твердость 2—3. Хрупок. **Спайность** устанавливается очень редко, и только в крупных индивидах, по {001}. **Уд. вес** 2,2—2,8.

Диагностические признаки. Узнается по темнозеленому цвету, низкой твердости и парагенезису с минералами, входящими в состав осадочных пород. От лептохлоритов отличается меньшими показателями преломления и по химическому составу (содержит существенные количества калия).

П. п. тр. плавится с трудом, образуя пузыристую шлаковидную массу и затем черное стекло. В концентрированной HCl разлагается. При растворении на месте зерен остается тончайший белый скелет кремнезема с сохранением общей формы зерна. Прокаленные массы глауконита при температурах свыше 800° практически уже не разлагаются.

Происхождение. Глауконит распространен в осадочных породах исключительно морского происхождения (песчаниках, опоках, глинах, карбонатных породах, фосфоритовых слоях), образовавшихся на сравнительно небольших глубинах, преимущественно в прибрежных участках морей и океанов, а также в современных морских осадках (зеленых илах и песках).

В процессе выветривания глауконит не устойчив и разлагается с образованием гидроокислов железа и кремнезема. С этим процессом часто связаны некоторые месторождения бурых железняков, особенно в болотах.

Практическое значение. Глауконит как калийсодержащий минерал в сыром виде или, лучше, после соответствующей термической обработки находит применение для удобрения почв.

Глауконитовые концентраты используются в качестве дешевой защитной краски зеленого цвета, обладающей рядом преимуществ по сравнению с другими зелеными красками (стойкость по отношению к кислотам, щелочам, неядовитость и пр.).

Глауконит под названием неопермутита применяется также как смягчитель жестких вод в сахарной, пивоваренной, винокуренной, текстильной и других отраслях промышленности. Такое применение основано на способности его к реакциям катионного обмена. Для этой цели глауконитовые концентраты предварительно обрабатываются раствором поваренной соли, в результате чего ионы натрия поглощаются концентратом. При фильтровании через такой концентрат жесткой воды происходит обмен катионами: щелочноземельные катионы воды поглощаются, а в раствор переходят катионы натрия, чем и вызывается уничтожение жесткости воды.

Месторождения глауконита весьма многочисленны и приурочены к мелководным осадкам самого различного возраста. Укажем лишь некоторые главнейшие месторождения СССР.

Огромное месторождение глауконитовых песков верхнемелового возраста, подстилающих пласты фосфоритов, располагается в пределах так называемой Ю ж н о-Р у с с к о й в п а д и н ы на Украине. В глауконитовых песках часто обнаруживаются фосфоритовые желваки. Глауконитовые песчаники широко распространены в отложениях третичного возраста среди кремнистых глин и опок вдоль восточного склона Урала, в З. Казахстане, Поволжье, на Украине и во многих других местах.

6. ГРУППА СЕРПЕНТИНА—КАОЛИНИТА

В данной группе минералов, как и во многих других ранее рассмотренных группах, представлены гидросиликаты магния (никеля) и алюминия (железа), которые можно объединить в две подгруппы: а) подгруппу с е р-

пентина и б) подгруппу каолинита. Хотя в серпентине (магнезиальном гидросиликате) и устанавливается иногда в незначительных количествах содержание Al_2O_3 (до 5,68%), а Fe_2O_3 почти постоянно достигает нескольких процентов и, в свою очередь, в каолините наряду с Al_2O_3 также присутствует в небольших количествах MgO, всё же представители с промежуточным составом между ними в природе не пользуются распространением. Это обстоятельство оправдывает целесообразность разделения относящихся сюда минералов на две подгруппы.

Общей особенностью минералов как этой, так и двух последующих групп является то, что соединения, характеризующие их, чрезвычайно склонны к образованию коллоидальных веществ или скрыточешуйчатых агрегатов. Явнокристаллические образования крайне редки.

Подгруппа серпентина

Кроме серпентина с его разновидностями и ревдинскита, здесь же опишем сложную по составу группу магнезиально-глиноземистых гидросиликатов, известную под названием палыгорскита.

СЕРПЕНТИН—$Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$, или $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. «Серпентариа» по-латыни—змеевидный (серпентиновые породы иногда имеют некоторое сходство по пятнистому рисунку, особенно в полированных образцах, со змеиной кожей). Отсюда и русское название—змеевик, относящееся, правда, к горной породе—серпентиниту, состоящему почти сплошь из серпентина. Раньше употреблялось название офит (с греческого—змея); теперь это название, иногда измененное в серпофит, сохранилось за опаловидной или гелеподобной, богатой водой разностью серпентина, обладающей восковым блеском и однородной окраской (бледнозеленой, желтовато-белой, реже буровато-зеленой). Эта же разность называлась благородным змеевиком; по оптическим и другим свойствам представляет типичный гель.

Листоватая разность, похожая на хлорит, но обладающая меньшим совершенством базальной спайности и хрупкостью, носит название антигорита (долина Антигорио, близ Пьемонта в Италии). О ней упоминалось при описании группы хлоритов.

Химический состав. MgO 43,0%, SiO_2 44,1%, H_2O 12,9%. Соотношения компонентов несколько колеблются, особенно в разностях, аналогичных типичным коллоидам, более богатым водой (обычно до 13—17%). В виде примесей почти всегда присутствуют FeO, Fe_2O_3 и NiO.

Сингония не известна. В хорошо образованных кристаллах никогда не встречается. Явнокристаллической разностью является лишь антигорит, принадлежащий, вероятно, к моноклинной сингонии. **Кристаллическая структура.** Основное отличие кристаллической структуры антигорита от таковой каолина заключается в том, что в антигорите характеризующие слоистую структуру пакеты своими «бруситовыми» слоями обращены друг к другу (см. рис. 340), т. е. разделяются парными листами гидроксильных ионов. **Агрегаты.** Обычно распространен в плотных массах, часто смятых, со следами скольжения, иногда с тончайшими прожилками асбеста или прожилками офита. В антигоритовых серпентинитах редко наблюдается на глаз пластинчатое строение.

Цвет темнозеленый в тонких осколках, бутылочно-зеленый различных оттенков до зеленовато-черного, иногда и буровато-зеленый. Офит часто имеет бледную оливково-зеленую окраску с желтым оттенком. Антигорит серый, нередко со слабым синеватым оттенком. **Блеск** стеклянный, жирный, у офита восковой.

Твердость обычного серпентина 2,5—3, антигорита 3,5, офита 2. **Спайность** наблюдается только у более крупнопластинчатых разностей антигорита: по {001} совершенная и менее совершенная по {010}. Отщепляемые листочки ломки. **Уд. вес** 2,5—2,7.

Диагностические признаки. Макроскопически серпентиновые массы узнаются сравнительно легко по характерным темнозеленым оттенкам, невысокой твердости, зеркалам скольжения, жирному блеску в изломе и т. д. Антигоритовые серпентиниты обладают характерными серыми оттенками, исключительной вязкостью, ощущаемой при обработке образцов молотком, более высокой твердостью по сравнению с обычными серпентинитами.

П. п. тр. с трудом оплавляются по краям. Разлагаются в HCl и H_2SO_4. В закрытой трубке выделяют много воды.

Происхождение. Серпентиниты образуются в процессе массового г и д р о т е р м а л ь н о г о изменения ультраосновных, главным образом оливинсодержащих пород (дунитов, перидотитов и др.). Легче всех замещению серпентином подвергаются оливин и энстатит, затем диопсид, роговые обманки и др.

В процессе выветривания серпентинизированные породы постепенно карбонатизируются и разлагаются, особенно сильно в условиях субтропического и тропического климата. При этом в виде остаточных продуктов на поверхности накапливаются землистые гидроокислы железа. Магнезия, связываясь с углекислотой воздуха, в виде бикарбонатов уходит в нижние горизонты зоны окисления. Кремнезем переходит в коллоидный раствор и выделяется в виде опала, нередко замещающего коренные породы. Точно так же никель в виде гидросиликатов подвергается некоторому переносу и отлагается в более низких горизонтах.

Практическое значение. Плотные, красиво окрашенные разности серпентинита иногда употребляются в качестве облицовочного поделочного камня, пригодного для изготовления разных изделий (шкатулок, пепельниц, чернильных приборов и т. д.). Более бедные кремнеземом разности (серпентинизированные дуниты) с небольшими добавками магнезита могут служить сырьем для изготовления высокосортных огнеупорных форстеритовых кирпичей для черной металлургии. Может являться сырьем также для химической промышленности при получении соединений магния.

На перечислении месторождений останавливаться не будем. Укажем лишь, что серпентинитовые массивы широко распространены на всем протяжении Урала, на Северном Кавказе, в Закавказье (Армения) и в ряде мест Сибири и Казахстана.

ХРИЗОТИЛ-АСБЕСТ. В сущности представляет собой тонковолокнистую разновидность серпентина. Первоначально был назван просто хризотилом. «Хризос» по-гречески—золото, «тилос»—волокно. Минерал иногда действительно имеет золотистый отлив. Обычно называют асбестом или хризотил-асбестом в отличие от роговообманковых асбестов.

Химический состав такой же, как серпентина. MgO 43,0%, SiO_2 44,1%, H_2O 12,9%.

Сингония, согласно рентгенометрическим исследованиям, вероятно, моноклинная. **Агрегаты.** На фоне сплошной массы серпентина асбест отчетливо выделяется в виде «прожилков» (рис. 339), в которых волокна асбеста ориентированы обычно перпендикулярно к стенкам. Длина волокон колеблется от десятых долей миллиметра до 20—25 *мм*, иногда до 50 *мм*, изредка достигая 160 *мм*.

Цвет хризотил-асбеста зеленовато-желтый с золотистым отливом, иногда белый, редко бурый, в распушенном виде—снежно-белый. **Блеск** шелковистый.

Твердость 2—3. Расщепляется на тончайшие эластичные, очень прочные волокна до 0,0001 *мм* и меньше толщиной (т. е. поперечные размеры их достигают величины дисперсных фаз в коллоидах). **Прочие свойства.** Обладает огнестойкостью и щелочеупорностью. Плохой проводник тепла, электричества и звука.

Диагностические признаки. Узнается легко по параллельноволокнистому строению и эластичности отдельных волокон. От амфиболовых асбестов отличим по оптическим свойствам (двупреломлению) и по отношению к кислотам.

П. п. тр. не плавится, белеет. В HCl, в отличие от амфиболовых асбестов, растворяется, оставляя волокнистый скелет кремнезема. Разлагающее действие оказывает также морская вода.

Происхождение. Общие условия образования те же, что и серпентина, т. е. главным образом в связи с гидротермальным изменением богатых магнезией ультраосновных пород. Однако хризотил-асбест встречается несравненно реже обычных серпентиновых масс, что указывает на несколько особые условия его образования.



Рис. 339. Серия параллельных «прожилков» хризотил-асбеста

Хризотил-асбест наблюдается среди жилообразных полос или неправильной формы участков сплошного серпентина, отличающегося по внешнему виду от вмещающих серпентинизированных пород. Механизм образования хризотил-асбеста еще не совсем ясен. По всей вероятности, сплошные массы серпентина в момент своего образования представляли собой гель, в котором в процессе усыхания при сокращении массы могли возникать трещины разрыва. В этих трещинах по мере расхождения их стенок и могли образоваться тонковолокнистые массы со строго параллельной ориентировкой волокон по направлению растяжения, независимо от того, возникла ли одна прямая трещина или одновременно целая серия более мелких трещин. Строго параллельную волокнистость можно сравнить с тем явлением, которое возникает в каучуковом клее при попытке слегка отогнуть свежеприклеенную пластину (молекулы каучука приобретают явно ориентированное волокнистое направление и характерный шелковистый блеск). В таком случае питающей средой для растущих волокон хризотил-асбеста должна была являться сама вмещающая серпентиновая коллоидальная масса.

Практическое значение. Асбест своими необычайными свойствами обратил на себя внимание человека еще в глубокой древности. Повидимому, из асбеста давно уже научились делать пряжу и ткани.

В настоящее время асбест используется в различных отраслях промышленности. Из асбестового волокна длиной больше 8 *мм* в текстильной промышленности машинным способом изготовляют ткани для огнестойких костюмов, театральных занавесов, различных фильтров, мало изнашивающихся автомобильных тормозных лент и всевозможных асборезиновых изделий. Короткое волокно (2—8 *мм*) в виде примеси (до 15%) к цементу идет на изготовление огнестойких прочных и легких кровельных материалов, асбоцементных труб, картона, бумаги для тепловой изоляции и различных электроизоляционных материалов. Мелкое волокно используется для различных теплоизоляционных прокладок (асбестита и пр.), асбестовых огнестойких красок, обмазки паровых котлов, штукатурки и т. д.

Отходы обогатительных фабрик могут быть использованы в химической промышленности и в сельском хозяйстве в качестве удобрения для некоторых культур (например свекловицы).

Месторождения. В СССР Баженовское месторождение хризотил-асбеста расположено к северо-востоку от г. Свердловска. Асбестоносные серпентиниты возникли среди перидотитов в виде сети переплетающихся полос, вытянутых в меридиональном направлении на несколько километров. В том же направлении следуют жилы диорит-аплитов и квар-

цевых порфиров, в контакте с которыми серпентиниты сильно смяты, оталькованы и хлоритизированы. В парагенезисе с хризотил-асбестовыми жилами и прожилками находятся сплошной серпентин, офит, иногда карбонаты, тальк, брусит и др. Этого же типа месторождения известны в Алапаевском, Режевском, Красноуральском и других районах Урала, а также в серпентинитовом поясе Восточных и Западных Саян.

За рубежом следует отметить крупные месторождения хризотил-асбеста в провинции К в е б е к в Канаде, затем издавна известное, еще со времен Плутарха, месторождение на о. К и п р в Средиземном море и месторождение Ш а б а н и в Ю. Родезии.

РЕВДИНСКИТ — $(Ni,Mg)_6[Si_4O_{10}][OH]_8$, или $3(Ni,Mg)O \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$. Название дано по месту открытия: в Ревдинском районе на Среднем Урале (1867). К ревдинскиту по существу относится коллоидальная разность этого минерала, аналогичная серпентину.

Позднее, в 1908 г., была открыта явнокристаллическая разность этого же состава. Названа она н е п у и т о м (также по месту нахождения — г. Непуи в Новой Каледонии).

Химический состав аналогичен серпентину, с той лишь разницей, что в ревдинските (непуите) содержится в гораздо более значительных количествах NiO, нередко преобладая над MgO.

Сингония моноклинная. Рентгенометрические исследования непуита показывают большое сходство его с кристаллической структурой минералов группы каолинита. **Облик кристаллов.** Непуит встречается в мелких червеобразных кристаллах (как каолинит). Чаще распространен в виде чешуйчатых агрегатов. Ревдинскит наблюдается в скрытокристаллических плотных порошковатых и землистых массах.

Цвет от бледнозеленого с голубоватым оттенком (цвет бирюзы) до густозеленого или серовато-зеленого с желтоватым оттенком. **Блеск** кристаллических разностей перламутровый (на плоскостях спайности), а у коллоидных разностей—жирный, восковой, матовый. Для разности с отношением Ni:Mg=3:7 показатели преломления: $Ng=Nm=1{,}56$, $Np=1{,}53$.

Твердость 2—2,5. **Спайность** совершенная по {001}. **Уд. вес** 2,5—3,2 (зависит от содержания никеля).

Диагностические признаки. Непуит макроскопически узнается по чешуйчатым и мелкопластинчатым хлоритоподобным агрегатам, имеющим обычно бледную голубовато-зеленую окраску.

П. п. тр. не плавится или плавится с трудом. При прокаливании на угле в окислительном пламени буреет, в восстановительном становится бархатно-бурым. В закрытой трубке выделяет много воды. В горячей HCl разлагается с выделением слизистого кремнезема. Реакция на никель с диметил-глиоксимом, а также перл буры весьма характерны.

Происхождение. Ревдинскит встречается исключительно в коре выветривания массивов ультраосновных изверженных пород, содержащих бедные никелем силикаты магния (оливин, энстатит, серпентин и др.). Наблюдались случаи псевдоморфоз ревдинскита по обломкам серпентинита с сохранением его текстурных особенностей. Это говорит о том, что ревдинскит образуется метасоматически, путем вытеснения никелем магния из кристаллической решетки. Источником никеля, очевидно, являются просачивающиеся воды, несущие этот элемент в виде каких-то соединений, образующихся в верхних частях коры выветривания в процессе распада первичных минералов ультраосновных пород.

Практическое значение. Ревдинскит вместе с другими гидросиликатами никеля входит в состав важных в промышленном отношении никелевых руд.

Месторождения. Ревдинскит встречается в довольно значительных количествах в Р е в д и н с к о м и У ф а л е й с к о м районах (Средний Урал) в месторождениях силикатных руд никеля. Кристаллические разности были обнаружены главным образом в делювии серпентинитов, заполняю-

щих карстовые впадины среди известняков на границе с массивами ультраосновных пород (в Тюленевском месторождении). Установлен также в Халиловских и Аккермановском месторождениях (Ю. Урал).

ПАЛЫГОРСКИТ—$m2MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 4H_2O \cdot nAl_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 5H_2O$. Состав переменный. Согласно данным исследований А. Е. Ферсмана, устанавливаются широкие колебания в отношениях между Mg и Al, начиная с разностей с сильным преобладанием содержаний MgO над Al_2O_3 и кончая минеральными видами с обратными отношениями этих компонентов. Богатые Al_2O_3 разности с отношением $Al : Mg = 1 : 1$ называются палыгорскитами, бедные, приближающиеся по составу к сепиолиту ($2MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$)—пилолитамй. Часть Al, кроме того, замещается $Fe^{\cdots}$.

Для всех этих разностей весьма характерны спутанноволокнистое строение массы, устанавливаемое иногда под микроскопом, а также оригинальные физические свойства, нашедшие свое отражение в таких старых названиях, как горная кожа, горная пробка, горное дерево (похожи на обломки сухой разложившейся древесины), горное мясо и др. Вследствие высокой пористости эти вещества обладают очень малым объемным весом и легко плавают на воде.

Цвет белый, иногда с желтоватым оттенком или серый с желтоватым или буроватым оттенком. *Nm* около 1,55. Твердость 2—2,5. Отщепленные тонкие плоские куски при деформации легко гнутся. Уд. вес 2,1—2,3. В сухом состоянии поглощает много воды. П. п. тр. плавится в пузыристое молочное стекло. В горячей H_2SO_4 разлагается с выделением скелета SiO_2. При нагревании до 220° постепенно теряет H_2O (до 15%), затем отдача воды прекращается и вновь наступает в интервале 370—410° (последние 5—6%).

Встречается сравнительно редко. Образуется чаще всего при выветривании относительно богатых магнезией горных пород, часто в трещинах, наподобие плотных листов картона. В виде гнезд и неправильных пластообразных залежей образуется и в осадочных горных породах.

Если устанавливается в значительных массах, то может найти применение как тепло- и звукоизоляционный материал в строительном деле для перегородок и других целей.

У нас в Союзе в относительно больших количествах встречается по берегам рек в ряде мест Средне-Волжского края, Горьковской области, Татарской АССР (Тетюшинский район), на Украине (Коростеньский, Бердичевский и другие районы), в Крыму (д. Курцы в Симферопольском районе), на Северном Кавказе по притокам р. Малки, в Западной Сибири (в Кузнецком Алатау) и в других местах.

Подгруппа каолинита

Сюда отнесены три полиморфные моноклинные модификации одного и того же вещества, которое с химической точки зрения можно рассматривать как основный силикат алюминия.

КАОЛИНИТ—$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$, или $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 . 2H_2O$. Старинное название этого минерала перешло от китайцев. «Кау-линг»—высокая гора (так называлось месторождение каолина). Среди минералов данной подгруппы пользуется преобладающим распространением. Является главной составной частью большинства глин.

Химический состав. Al_2O_3 39,5%, SiO_2 46,5%, H_2O 14%. Содержания отдельных компонентов несколько колеблются. Из примесей в незначительных количествах устанавливаются: Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, BaO, SiO_2 и др.

Сингония моноклинная; моноклинно-доматический в. с. **Кристаллическая структура.** Как и в других слюдообразных минералах, тетраэдрические кремнекислородные группы (алюминий в них не участвует) тремя

углами связаны в слой обычной шестиугольной сетки. Каждая четвертая вершинка, занятая кислородом, принимает участие в строении нижнего «гидраргиллитового» слоя (рис. 340). В таких двуслоистых пакетах общий отрицательный заряд комплексного аниона и гидроксильных анионов компенсируется почти полностью положительным зарядом катионов Al. Как

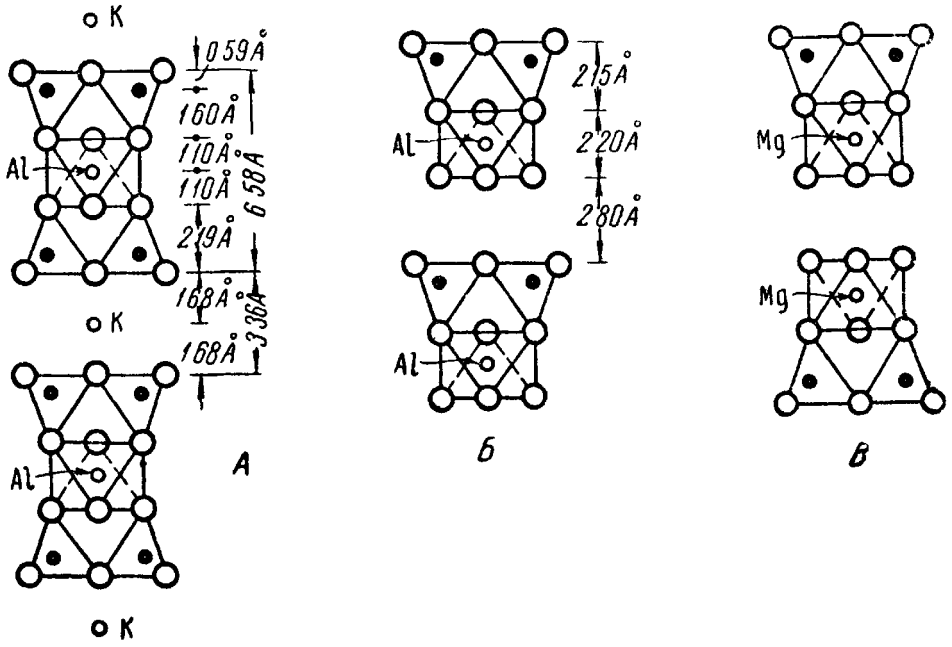


Рис. 340. Схема кристаллической решетки каолинита(*Б*) в сравнении с решетками мусковита (*А*) и антигорита (*В*)

показано на рис. 341, на контакте каждого слоистого пакета со следующим с одной стороны располагаются гидроксильные группы, а с другой—ионы кислорода следующего тетраэдрического слоя. Подобным строением кристаллов каолинита просто объясняются весьма совершенная базальная спайность и легкая расщепляемость на тонкие пластинки минералов этой группы.

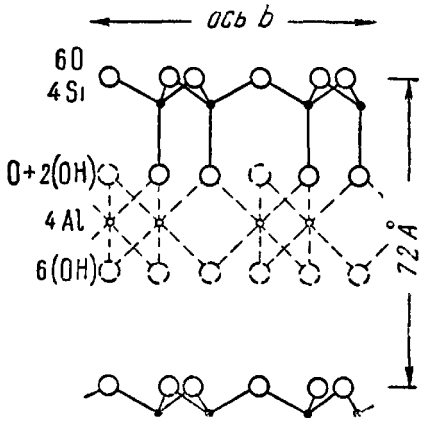


Рис. 341. Расположение и число ионов в отдельных листах решетки каолинита

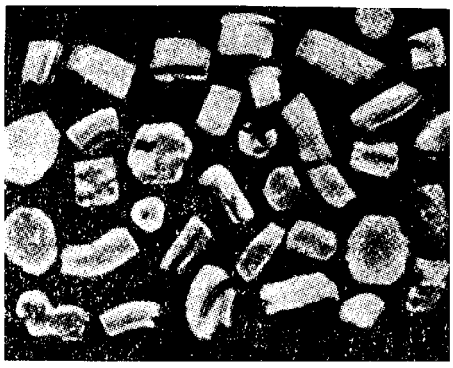


Рис. 342. Обломки червеобразных кристаллов каолинита. Увеличено в 20 раз

Облик кристаллов. Более или менее хорошо образованные пластинчатые кристаллы исключительно редки и малы по размерам (до 1 *мм*). Весьма вероятно, что они относились не к каолину, а к диккиту. Чаще наблюдаются обломки изогнутых столбчатых кристаллических образований, по виду напоминающих дождевых червей (рис. 342). Отдельные чешуйки и пластинки обладают гексагональным, реже ромбическим или тригональным обликом. **Агрегаты** рыхлые, чешуйчатые или плотные тонкозернистые: иногда встречается в виде натечных форм.

Цвет. Отдельные чешуйки и пластинки бесцветны. Сплошные массы—белого цвета, нередко с желтым, буроватым, красноватым, иногда зеленоватым или голубоватым оттенком. **Блеск** отдельных чешуек и пластинок перламутровый, сплошных масс—матовый $Ng=1{,}566$, $Nm=1{,}561$ и $Np=1{,}560$.

Твердость около 1. Отдельные чешуйки гибки, но не обладают упругостью. В сухом состоянии землистые массы кажутся тощими на ощупь. **Спайность** весьма совершенная по {001}. Устанавливаются также направления спайности, параллельные шестилучевым фигурам удара. **Уд. вес** 2,58—2,60.

Диагностические признаки. Каолинит в сплошных землистых массах легко растирается между пальцами, в сухом виде жадно поглощает воду, в мокром состоянии дает необычайно пластичное тесто. Тонкокристаллические разности в соответствующих препаратах под микроскопом узнаются по форме чешуек и оптическим константам. Скрытокристаллические массы приблизительно могут быть определены по показателям преломления, а более точно—по рентгенометрическим данным, кривым нагревания и другими методами.

П. п. тр. не плавится. HCl и HNO_3 почти не действуют. В H_2SO_4, особенно при нагревании, разлагается сравнительно легко. Прокаленный до температуры 500°, полностью разлагается в HCl. Белые разности, свободные от гидроокислов железа, после прокаливания с азотнокислым кобальтом принимают красивый синий цвет (присутствие Al).

Происхождение. В главной массе образуется в условиях выветривания изверженных и метаморфических горных пород, богатых алюмосиликатами (полевыми шпатами, слюдами, цеолитами): гранитов, гнейсов, кварцевых порфиров и т. п. Этот процесс образования каолинита происходит под влиянием H_2O и CO_2. Щелочи при этом вместе с частью SiO_2 и щелочных земель в виде карбонатов выносятся, а кварц и другие химически стойкие минералы остаются в качестве включений в глинистой массе, носящей название каолина или каолиновой глины. Нередко накапливающиеся таким путем массы каолина подвергаются размыву и переотлагаются вдали от места своего образования в застойных бассейнах в виде пластов тонкодисперсных илистых осадков, освобожденных от грубых включений посторонних минералов.

Явления каолинизации также происходят в условиях низкотемпературных гидротермальных процессов при воздействии, очевидно, кислых вод, содержащих главным образом CO_2, на те же алюмосиликаты и силикаты алюминия, не содержащие щелочей. Этот процесс, по существу, приводит к образованию псевдоморфоз каолинита по тем или иным минералам с сохранением их внешних форм или очертаний. Таковы, например, псевдоморфозы каолинита по полевым шпатам, мусковиту, топазу, скаполитам, лейциту, андалузиту, пирофиллиту и т. д.

При процессах регионального метаморфизма в условиях высоких температур глины переходят в плотные глинистые сланцы (аргиллиты и филлиты). Выше 300° каолинит полностью разрушается, превращаясь при наличии щелочей в серицит, слюды, полевые шпаты и пр., а при отсутствии их—в силикаты алюминия: андалузит, силлиманит, дистен, гранаты и другие минералы, слагающие кристаллические сланцы.

Практическое значение. Каолин находит применение во многих отраслях промышленности. В зависимости от количества посторонних примесей он используется либо в сыром виде, т. е. без предварительного обогащения, либо после отмучивания на специальных установках.

1. Главнейшим и старейшим потребителем является керамическая промышленность. Каолин, свободный от примесей окислов железа, применяется главным образом в тонкой керамике при производстве фарфора и фаянса. Для этой цели используются пластические свойства, способность давать с водой устойчивые суспензии, а главное—свойство превращаться в результате обжига в твердый прочный камнеподобный материал, не размокающий в воде и устойчивый при низких и повышенных температурах. Огнеупорные глины, обладающие высокой температурой плавления (не ниже 1580°), часто содержащие гидраты свободного глинозема, находят основное применение в металлургии в виде шамотового кирпича, пробок, трубок, воронок и т. д. На изготовление глиняных горшков, черепиц, труб

и т. п. употребляются низкосортные спекающиеся каолиновые глины, носящие название терракотовых, черепичных, кирпичных и прочих.

2. В строительном деле глины как водозадерживающий материал применяются в качестве защитного слоя под полами подвальных помещений, для набивки вокруг фундаментов, при возведении водохранилищных плотин, в производстве саманных кирпичей, для изготовления глинитцемента и т. д.

3. В бумажной промышленности каолин применяется в качестве наполнителя и аппретуры с целью придания бумаге более гладкой поверхности, повышенной плотности и т. д. В некоторых сортах бумаги содержание каолина достигает 40%.

4. В прочих производствах каолинитовые массы используются при изготовлении клеенок, линолеума, смесей с олифой и другими веществами, карандашей, красок, в частности ультрамарина (в смеси с кремнеземом, содой, серой и органическими веществами), для получения окиси алюминия и т. д. Следует также упомянуть о том, что в виде так называемых глинистых растворов (устойчивых суспензий) тонкодисперсные глины используются при проходке разведочных буровых скважин на нефть, соли и целый ряд рыхлых полезных ископаемых в целях заиливания (заполнения мелких пустот в трещиноватых боковых породах) и тем самым предотвращения обрушения стенок скважин, а также для более легкого извлечения вместе с буровой жидкостью измельченных обломков руд (благодаря глинистому наполнителю удельный вес жидкости повышается).

Месторождения. Из весьма многочисленных месторождений отметим только некоторые. Большое количество месторождений каолина распространено на территории Украины, в зонах выветривания выходов массивно-кристаллических пород Южно-Русского щита (гранитов, гнейсов, сиенитов и др.). Главнейшими из них являются Глуховецкое, Турбовское и Райковское (Винницкая область), Белая Балка и Часов-Ярское (Сталинская область) и др. На Урале большое количество первичных и вторичных месторождений, преимущественно огнеупорных каолинов, распространено главным образом по восточному склону в Свердловской и Челябинской областях: Курьинское, Троицко-Байновское, Еленовское и др. Огнеупорные глины, связанные с озерными и болотными углистыми осадками. распространены также в Подмосковном угольном бассейне.

В числе иностранных месторождений укажем на крупнейшие месторождения первичного каолина в Корнуолле и Девоншире (Англия); около Карловых Вар (Чехословакия); в ряде мест Баварии и Саксонии (саксонский и баварский фарфор); около Лиможа во Франции (севрский и лиможский фарфор); особо высокого качества каолин известен в Китае на горе Кау-Линг, около Яучау-Фу и в других местах.

ДИККИТ—$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$. Сингония моноклинная. До рентгенометрических исследований относился к каолиниту. Назван по фамилии Дикка, описавшего первую находку этого минерала под названием каолинита в 1888 г.

По кристаллической структуре сходен с каолинитом. Имеются те же гексагональнокольцевого строения непрерывные слои, но, в отличие от каолинита, в каждом вышележащем слое гексагоны имеют несколько другую ориентировку. Диккит нередко встречается в более или менее хорошо образованных прозрачных пластинчатых кристалликах гексагонального облика до десятых долей миллиметра в диаметре (рис. 343). Способность к лучшей кристаллизации диккита объясняют более симметричным расположением в его решетке ионов OH по отношению к ионам O, чем в структуре каолинита.

Бесцветный, белый в порошкообразных массах, иногда с буроватым, желтоватым или зеленоватым оттенком. Блеск перламутровый. $Ng = 1{,}566$,

$Nm=1{,}562$ и $Np=1{,}560$. Твердость около 1. Спайность совершенная по {001}. Уд. вес 2,589 (теоретический). Обезвоживается при температуре 540°.

Встречается чаще всего как низкотемпературный гидротермальный минерал, нередко в ассоциации с сульфидами, доломитом, флюоритом и др., в виде кристаллических корок в друзовых пустотах. Наблюдался также в халцедоновых жеодах.

У нас диккит в значительных массах был найден в Центральном Казахстане, а именно в Кара-Чеку (в 150 *км* к югу от Каркаралинска) в районе гидротермально измененных лаво- и туфобрекчий порфиров. Здесь встречена чисто диккитовая (слюдистая) вязкая порода. Любопытно, что образование диккита происходит вслед за серицитизацией полевых шпатов. Размер чешуек диккита достигает 0,1 *мм*, а в сплошной породе 0,5 *мм*.

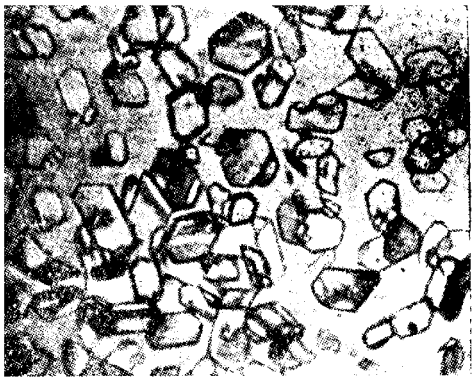


Рис. 343. Кристаллики диккита. Увелич в 200 раз

НАКРИТ — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$. Сингония моноклинная. Кристаллическая структура отличается от структуры каолинита меньшим смещением слоистых пакетов относительно друг друга. Встречается в более крупных пластинчатых кристаллах (до 5 *мм* в диаметре) гексагонального облика. Наблюдается также в радиальнопластинчатых агрегатах и в плотных или тонкочешуйчатых массах.

Бесцветный или белый с желтоватым оттенком. Блеск перламутровый. $Ng=1.563$, $Nm=1{,}562$ и $Np=1{,}557$. Твердость около 2. Спайность весьма совершенная по {001}. Уд. вес 2,627.

Образуется накрит как в экзогенных, так и в эндогенных условиях, повидимому в кислых средах. Встречается в ряде месторождений Рудных гор (Саксония), в частности в Бранд в виде радиально расположенных групп пластинчатых кристаллов вокруг галенита; в Сан-Питерс Дом в Колорадо (США) со слюдой и криолитом.

7. ГРУППА ГАЛЛУАЗИТА

Эта группа обнимает довольно большое число детально изучающихся в настоящее время минеральных видов и разновидностей сравнительно сложного состава Мы здесь опишем чисто алюминиевую разность—галлуазит, затем никелевую—гарниерит и, наконец, образования смешанного состава—гарниерит-галлуазит. Как правило, эти минералы встречаются в виде коллоидных или метаколлоидных образований.

Все относящиеся сюда минеральные виды обладают общими физическими свойствами и близки друг к другу по условиям их образования, возникая в виде гелей путем коагуляции золей исключительно в экзогенных условиях. Характерной особенностью этих минералов, отличающей их от предыдущей группы, является наличие в их составе некоторого количества молекулярной воды, слабо удерживаемой в кристаллической решетке. Любопытно, что после обезвоживания (хотя бы и частичного) вновь поглощения воды не происходит; это существенно отличает минералы данной группы от минералов следующей группы монтмориллонита. Высушенные массы обладают относительно повышенной твердостью и плоскораковистым изломом, причем поверхность излома полируется ногтем. Характерно также, что при обезвоживании они распадаются на множество мелких остроугольных обломков.

Кристаллическая структура галлуазита, наиболее изученного из минералов данной группы, не совсем похожа на структуру каолинита, несмотря на тождество их состава (за исключением $2H_2O$, входящих в состав галлуа-

зита). Из рис. 344 видно, что «гидраргиллитовый» слой сочленяется аналогично тому, как в структуре каолинита (см. рис. 341). Однако в слое кремнекислородных тетраэдров допускают существование совсем другой картины. Вершинки тетраэдров с активными кислородными ионами обращены то вниз, то вверх (поочередно). При этом в вершинках, обращенных кверху, места ионов кислорода, как полагают, замещены более слабыми гидроксильными анионами $[OH]^{1-}$. Этим и объясняется удержание в решетке слоев молекул H_2O. Последние с вышележащим «гидраргиллитовым» слоем связаны, естественно, слабее.

Чисто магнезиальная разность группы минералов галлуазита изучена еще далеко не достаточно, и не ясна даже химическая формула ее. Следует вообще заметить, что гидросиликаты магния во многих случаях, несмотря на различие химических свойств, нередко формально описывались под одними и теми же названиями.

ГАЛЛУАЗИТ — $Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$*, или $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 4H_2O$.

Химический состав. Al_2O_3 34,7%, SiO_2 40,8%, H_2O 24,5%. Половина количества воды представлена в минерале в виде гидроксила, остальная — в виде молекул H_2O. Количество молекулярной воды непостоянно (меньше, чем $4H_2O$), в зависимости от чего колеблются содержания и остальных компонентов. В качестве примесей в незначительных количествах часто присутствуют Fe_2O_3, Cr_2O_3, MgO, FeO, иногда NiO, CuO, ZnO.

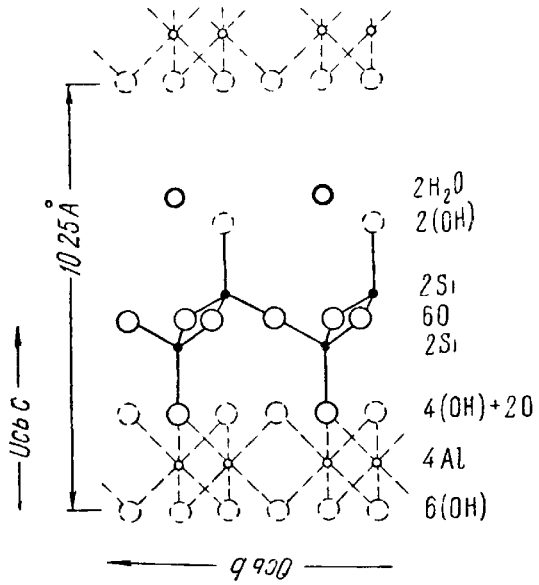


Рис. 344. Кристаллическая решетка галлуазита

Сингония моноклинная. Встречается в виде гелеподобных полуматовых масс с плоскораковистым изломом. Характерно, что тонко диспергированные частички галлуазита на фотографиях, полученных с помощью электронного микроскопа при очень больших увеличениях, имеют пруткообразную форму в отличие от пластинчатых частичек каолинита.

Цвет галлуазита белый, часто с различными оттенками: желтоватым, буроватым, красноватым, голубоватым, зеленоватым. Внешняя оболочка нередко железистая. **Блеск** у свежих фарфоровидных разностей восковой, пористые и рыхлые разности матовые. Средний показатель преломления варьирует от 1,507 до 1,550 (увеличивается по мере уменьшения H_2O).

Твердость 1—2. Хрупок. Легко полируется при трении ногтем. Рыхлые разности на ощупь часто талькоподобны. Плотные разности по высыхании на воздухе растрескиваются, распадаясь на мелкие у г л о в а т ы е о б л о м к и с плоскораковистым изломом (явление, весьма характерное для всех минералов группы галлуазита). **Уд. вес** колеблется в зависимости от содержания H_2O от 2,0 до 2,2.

Диагностические признаки. Рыхлые разности галлуазита по внешним признакам не отличимы от таких же разностей каолинита. Практически у них аналогичны и кривые нагревания. Зато они существенно отличаются от каолинита по содержанию воды, оптическим константам, а также по поведению кривых обезвоживания, особенно в начальных стадиях. Характерны также низкая твердость, способность полироваться ногтем и низкий удельный вес.

П. п. тр. не плавится. В закрытой трубке выделяет весьма значительное количество воды. В кислотах и щелочах частично разлагается, особенно при подогревании. В воде постепенно распадается на кусочки, не разбухая. В сухом виде липнет к языку.

---

* Формула несколько упрощена.

Происхождение. Галлуазит является типичным экзогенным минералом и встречается главным образом в коре выветривания горных пород (габбро, диабазов, порфиритов и др.) и некоторых рудных месторождений никеля, меди и цинка. Обычно он образует небольшие линзообразные массы и стяжения, нередко в ассоциации с другими минералами этой группы, а также с алунитом, иногда диаспором, монтмориллонитом, аллофаном и др.

Встречается также в карстовых впадинах среди известняков и, наконец, в кислых почвах, богатых органическими кислотами.

Месторождения. Галлуазит довольно широко распространен в коре выветривания многих месторождений никелевых гидросиликатов Ю. Урала: Айдырлинском, Халиловском и др. Обычно он бывает загрязнен различными химическими и механическими примесями. Установлен в Журавлинском месторождении на р. Чусовой (Урал) в карстовой впадине вместе с алунитом и гидраргиллитом на границе известняков и бурых глин, в районе Кривого Рога, Минусинском районе Хакассии и других местах.

За границей впервые был установлен в Бельгии, в районе старых железных и цинковых рудников на известняках Англер, близ Льежа.

Самостоятельного практического значения не имеет.

ГАРНИЕРИТ—$Ni_4[Si_4O_{10}][OH]_4 \cdot 4H_2O$ или $Ni_6[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$? Синоним: нумеит.

Химический состав не постоянен. Почти всегда в виде изоморфной примеси к NiO устанавливается MgO в количестве до 15% и выше, что свидетельствует о широкой смесимости.

Сингония не известна. Образуется в виде гелей и скрытокристаллических агрегатов, изредка в натечных формах (среди пустот) и землистых массах.

Цвет гарниерита яркий голубовато-зеленый, реже синевато-зеленый или густой травяно-зеленый. **Блеск** обычно матовый, иногда восковой, жирный. Средний показатель преломления колеблется от 1,566 до 1,590.

Твердость 2—2,5. Ногтем не чертится, но полируется. Хрупок. Излом плоскораковистый. **Уд. вес** 2,3—2,8.

Диагностические признаки. По физическим свойствам близок к галлуазиту. Богатые никелем разности узнаются по яркой травяно-зеленой окраске. Более надежные определения бледноокрашенных разностей возможны лишь с помощью данных химических анализов и оптических констант.

П. п. тр. не плавится. При прокаливании в восстановительном пламени приобретает магнитные свойства. В концентрированной HCl разлагается при нагревании.

Происхождение. Как и другие гидросиликаты никеля, образуется в процессе энергичного выветривания ультраосновных пород (дунитов, перидотитов, серпентинитов) в условиях жаркого тропического или субтропического климата. Реже наблюдается в карстовых впадинах на границе известняков с серпентинитовыми массивами в ассоциации с минеральными видами галлуазит-гарниеритового ряда. В коре выветривания серпентинитов встречается в более высоких горизонтах, чем бедные никелем магнезиальные гидросиликаты. Выделяется, повидимому, в слабо щелочных или нейтральных средах. В ассоциации с ним почти постоянно встречается кварц экзогенного происхождения, выделяющийся в виде жилок в трещинках усыхания. В воздушно-сухих условиях способен терять часть воды, растрескиваться и переходить в землистые массы.

Практическое значение. Совместно с другими гидросиликатами никеля гарниерит участвует в составе руд, являющихся одним из важных источников никеля.

Месторождения. В СССР гарниерит встречается в месторождениях Уфалейского района (Средний Урал) среди глиноподобных образований

галлуазит-гарниеритового ряда. Здесь он концентрируется в карстовых воронках известняков по соседству с серпентинитовым массивом. Сравнительно широко распространен в коре выветривания серпентинитов в Аккермановском (около г. Орска) и Халиловском (Ю. Урал) районах, а также в месторождениях Кемпирсайского района Актюбинской области в аналогичных условиях.

Впервые был установлен в Новой Каледонии около Нумеа. Силикатные никелевые руды, как и на Урале, здесь залегают под железистыми остаточными продуктами выветривания серпентинитовых массивов.

ГАРНИЕРИТ—ГАЛЛУАЗИТ— $n\{(Ni, Mg)_4 [Si_4O_{10}] [OH]_4 \cdot 4H_2O\}$—$(100—n)$ $\{(Al, Fe)_4 [Si_4O_{10}] [OH]_8 \cdot 4H_2O\}$. Этот ряд обнимает многочисленные минеральные виды, отличающиеся друг от друга главным образом по химическому составу и окраске.

Химический состав изменяется в широких пределах. Кроме указанных в формуле компонентов, в незначительных количествах иногда присутствуют: Cr_2O_3, FeO, MnO, CaO и щелочи. Характерно, что отношение $(RO + 2R_2O_3) : RO_2$ близко к 1, а отношение $RO : (RO + R_2O_3)$ изменяется от 0 до 1. Как и для всех других минералов этого ряда, количество молекулярной воды не постоянно; обычно, вследствие частичной дегидратации на воздухе, ее меньше, чем полагается по формуле.

Агрегаты. Встречаются в виде гелеподобных хрупких конкреций, часто разбитых на мелкие обломки вследствие усыхания.

Цвет сильно меняется в зависимости от состава. В порядке от ферригаллуазита к гарниериту можно наблюдать примерно следующую смену окрасок: бурая или шоколадно-бурая, светлокоричневая, желто-бурая, палевая, зеленовато-желтая, бледнозеленая или голубовато-зеленая, интенсивно-зеленая. **Блеск** восковой, матовый (у частично дегидратированных разностей). $N = 1{,}58—1{,}60$.

Твердость 1—2. Хрупки. По мере дегидратации на воздухе все они распадаются на мелкие куски с плоскораковистым изломом. **Уд. веса** их также близки друг другу (2—2,5).

Диагностические признаки те же, что были указаны для галлуазита и гарниерита: низкая твердость, способность распадаться на куски в процессе дегидратации, полироваться ногтем и т. д.

Происхождение и месторождения. Образуются в процессе выветривания ультраосновных пород. Источником никеля, магния и железа являются главным образом серпентин и те минералы, за счет которых он произошел. Источником же алюминия, особенно для богатых глиноземом минеральных видов этой группы, обычно служат боковые породы, вмещающие серпентинитовые массивы (например, порфириты, глинистые сланцы и др.).

Минералы этого ряда детально изучены в месторождениях силикатно-никелевых руд Среднего Урала: Петровском, Тюленевском, Ново-Черемшанском, Голендухинском и др. Здесь минералы этого ряда широко развиты в приконтактных впадинах в виде покрова на поверхности мраморов или конкреций в галлуазитовых глинах по соседству с подвергавшимися выветриванию в древнее время серпентинитовыми массивами.

Конкреции обычно бывают разбиты на мелкие обломки и поражают разнообразием своей окраски. Нередко цвет постепенно меняется даже в одном и том же образце.

8. ГРУППА АЛЛОФАНА

Вслед за предыдущей группой целесообразно рассмотреть действительно аморфные стекловидные или смоловидные, часто прозрачные минералы изменчивого химического состава. Они состоят главным образом из $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ и H_2O. Систематика их пока еще не может быть разработана.

Поэтому мы здесь дадим лишь общее описание свойств этих минералов под собирательным названием «аллофана».

АЛЛОФАН—$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$. «Аллофанес» по-гречески—оказывающийся другим (минерал по голубоватому или зеленоватому оттенку часто ошибочно принимали за медную руду).

Химический состав. Минералы этой группы не представляют химических соединений, а являются типичными твердыми псевдорастворами. Согласно полным имеющимся анализам, содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 23,5—41,6%, SiO_2—21,4—39,1%, H_2O—39,0—43,9%. Кроме того, часто устанавливаются следующие компоненты (в %): Fe_2O_3 до 0,8 (встречаются и богатые железом разности), MgO (до 0,3), CaO (до 2 и больше), $K_2O + Na_2O$ (до 0,3), CuO (до 1,6 и больше), ZnO (до 4), CO_2 (до 1,2), P_2O_5 (до 1,3), SO_3 (до 0,2).

Внешний вид. Типичные стеклоподобные массы с кривыми или раковистыми поверхностями разлома. Встречаются также в виде корок с натечной почковидной поверхностью, изредка в порошковидных белых массах. Рентгенометрические исследования не обнаруживают кристаллического строения вещества.

Цвет чаще всего бледноголубой, зеленовато-желтый, реже густозеленый, бурый; нередко бесцветный. Прозрачный или просвечивает. **Блеск** стеклянный, жирный. $N = 1{,}47—1{,}51$.

Твердость около 3,0. Очень хрупкий. **Уд. вес** 1,85—1,89.

Диагностические признаки. Характерными свойствами являются стекловидность, прозрачность или полупрозрачность и низкая твердость (отличие от прозрачных разностей опала). Благодаря тому, что они аморфны, оптически изотропны и не различаются по показателям преломления, точная диагностика может быть осуществлена только с помощью химического анализа. Довольно характерна и кривая нагревания, но в частично раскристаллизованных аллофанах кристаллическую фазу можно определить лишь рентгенометрическим путем (чаще устанавливаются признаки кристаллической фазы галлуазита).

П. п. тр рассыпаются, но не плавятся. Порошок с раствором азотнокислого кобальта принимает красивую синюю окраску (Al). В HCl разлагаются с образованием студенистого кремнезема.

Происхождение. Аллофаны встречаются исключительно как экзогенные образования. Часто они наблюдаются в трещинах и пустотах в зонах окисления рудных месторождений и горных пород. Известны, например, находки в пустотах среди мергелей, в месторождениях глин, углей, бурых железняков, свинцово-цинковых, медных и прочих руд. Нередко ассоциируют с галлуазитом, иногда хризоколлой, кварцем, карбонатами и др. Под влиянием вод, содержащих CO_2, подвергаются карбонатизации. Установлены также случаи разложения с переходом в галлуазит.

Месторождения. Из многочисленных находок в СССР отметим следующие: в Журавлинском месторождении алунита (Урал); в Карамазарских горах (Таджикская ССР); в Минусинском районе у сел. Потехино (Хакасская область) в ассоциации с алюмогидрокальцитом, развивающимся метасоматическим путем по аллофану; у д. Барановки в Иваново-Вознесенской области; в Хоперском, Липецком и других железорудных месторождениях центральных областей Европейской части СССР; в осадочном месторождении отбеливающих глин в окрестностях г. Нальчика и др.

9. ГРУППА МОНТМОРИЛЛОНИТА

К минералам группы монтмориллонита, так же как и в предыдущих группах (серпентина—каолинита и галлуазита), относятся существенно магнезиальные, существенно алюминиевые и промежуточные между ними минеральные виды. Несмотря на внешние черты сходства, эти минералы значи-

тельно отличаются от них по своему кристаллическому строению и некоторым, совершенно особым физическим свойствам.

Для кристаллической структуры этих минералов, как и для всех слюдообразных веществ, характерно слоистое расположение анионов и катионов в кристаллической решетке.

Отличительной особенностью по сравнению с минералами групп каолинита и галлуазита здесь является то, что «гидраргиллитовый» слой располагается *между двумя слоями* кремнекислородных тетраэдров (рис. 345). В этом отношении минералы группы монтмориллонита близко напоминают особенности строения минералов группы талька и других им подобных по кристаллическому строению. Что касается ориентировки кремнекислородных тетраэдров в отдельных слоях, то тут нет принципиальных отличий от структуры галлуазита (см. рис. 344): одни вершинки тетраэдров, занятые ионами кислорода, входят в состав «гидраргиллитового» слоя, другие, занятые гидроксильными ионами, направлены наружу. Таким образом, каждый слои-

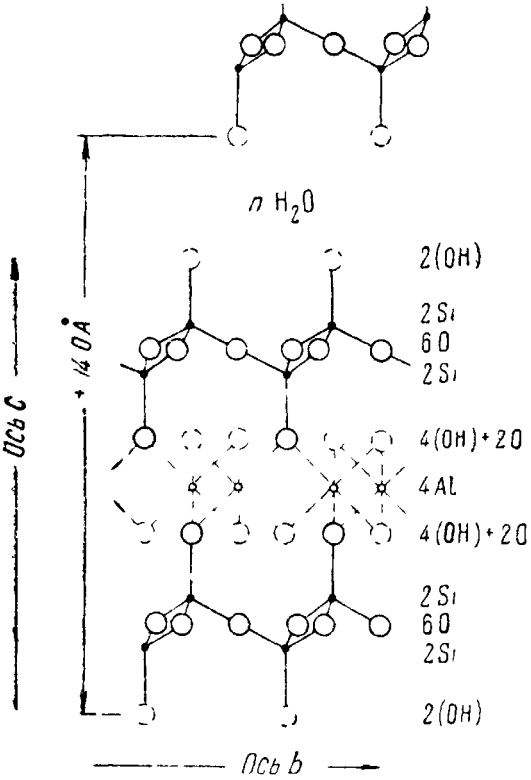


Рис. 345. Кристаллическая решетка монтмориллонита

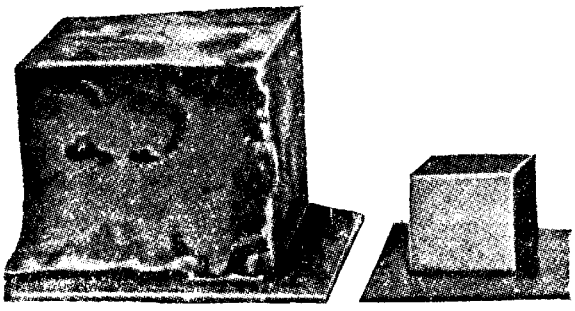


Рис. 346. Бентонит

Маленький кубик—бентонит в сухом состоянии; большой—тот же кубик, впитавший воду, удерживающуюся в его массе

стый пакет с обеих сторон оторочен ионами гидроксилов, способных удерживать молекулы H_2O. Последние, очевидно, располагаются слоями с упорядоченной ориентировкой молекул. Интересно, что при нагревании до 575°, после того как будет потеряна вся молекулярная вода, кристаллическая решетка перестраивается в решетку пирофиллита (рис. 326).

Замечательной и чрезвычайно важной в практическом отношении особенностью минералов группы монтмориллонита является их свойство набухать в присутствии воды (рис. 346), а при нагревании постепенно отдавать адсорбированную воду. В связи с этим величина *c* кристаллической решетки может колебаться в значительных пределах—от 9,6 до 28,4 Å в зависимости от количества молекул H_2O, участвующих в кристаллической структуре минерала[1]. Высокая поглотительная способность глин, состоящих главным образом из минералов группы монтмориллонита и способных извлекать из жидкостей различные загрязняющие взвешенные примеси (а в сухом состоянии даже нефтяные газы), широко используется в разных отраслях промышленности. Встречаются глины, которые хорошо адсорбируют едкие и углекислые щелочи и потому используются как «омыляющие» вещества, применяемые в мыловаренной промышленности. Все эти глины носят название «отбеливающих» глин. Им даны также различные специальные на-

[1] Молекулы H_2O располагаются в межпакетных пространствах, т. е. проникают вдоль плоскостей, разграничивающих плоские пакеты кристаллической структуры. Так как каждый пакет с обеих сторон на внешних плоскостях содержит гидроксильные ионы и, следовательно, пакеты примыкают друг к другу по поверхностям, несущим одинаковые заряды, то нет ничего удивительного в том, что при проникновении воды легко происходит раздвижение этих пакетов.

звания: «бентониты» или «бентонитовые глины», «фуллеровы земли», «гумбрин», «нальчикит» и т. д.

Другим очень важным свойством минералов этой группы, представленных обычно тонкодисперсными массами, является сильно выраженная способность к обмену катионами, подобно тому как это установлено для цеолитов и специальных веществ, называемых пермутитами. Глины, состоящие главным образом из монтмориллонита, на 100 *г* вещества содержат от 60 до 100 *мг-экв* обменных катионов, главным образом Ca^{2+}, K^{1+}, Na^{1+}, тогда как в каолинах устанавливается всего 3—15 *мг-экв* этих катионов. Поскольку после тонкого помола обмен катионами увеличивается до трех раз, считают, что эти обменные катионы могут располагаться не только на поверхности частиц, но и внутри кристаллических фаз (очевидно, в пространствах между слоистыми пакетами в кристаллических решетках).

Согласно представлениям Росса и Гендрикса, эти обменные катионы («внешние основания») хотя и входят в состав минералов группы монтмориллонита, но не участвуют в самой кристаллической структуре их. Будучи адсорбированы, они лишь компенсируют остаточный отрицательный заряд кристаллической решетки, возникший в результате замены в ней более высоковалентных катионов более низковалентными (например, Al^{3+} на Mg^{2+}, или Si^{4+}—на Al^{3+}). В самом деле, если в кристаллической структуре бейделлита—$Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$ мы часть катионов Al^{3+} заменим катионами Mg^{2}, то возникнет остаточный отрицательный заряд, который может быть погашен, например, Na^{1+} (в среднем на долю обменных оснований приходится заряд 0,33):

$$\overset{\uparrow}{Na_{0,33}}$$

$$Al_{1,67}Mg_{0,33}[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot n\,H_2O.$$

Ту же картину будем иметь в случае замены Si^{4+} на Al^{3+}:

$$\overset{\uparrow}{Na_{0,33}}$$

$$Al_2[(Si_{3,67}, Al_{0,33})O_{10}][OH]_2 \cdot n\,H_2O.$$

Этим объясняется сложность химических формул для минералов группы монтмориллонита, рассчитываемых по способу, предложенному Россом и Гендриксом. Мы не будем приводить здесь этих расчетов. Укажем лишь, что количество катионов шестерной координации, как правило, получается свыше двух (2,05—2,27). Наличие ионов Al четверной координации, заменяющих Si^{4+}, характерно для богатых алюминием разностей.

Из минералов этой группы мы рассмотрим: бейделлит, монтмориллонит и нонтронит.

БЕЙДЕЛЛИТ—$Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot n\,H_2O$. Назван по местности Бейделл в Колорадо (США).

Химический состав непостоянный; показывает переменные количества полуторных окислов и кремнезема в зависимости от содержания воды. Содержание Al_2O_3 колеблется от 20 до 27,6%, SiO_2—от 45 до 50%. Кроме того, почти всегда в небольших количествах содержатся Fe_2O_3, CaO, щелочи: Na_2O и K_2O, иногда MgO, NiO, MnO и др.

Сингония моноклинная. Изредка встречается в тонких ромбовидных пластинках. Обычно распространен в виде землистых масс вместе с монтмориллонитом в бентонитовых глинах. Кристаллическая структура аналогична структуре монтмориллонита.

Цвет белый с желтоватым, буроватым, красноватым оттенком. **Блеск** у плотных масс слабый, восковой. Показатели преломления непостоянны, зависят от содержания воды.

Твердость пластинок 1,5. **Спайность** по {001}. **Уд. вес** 2,6 (пластинок). Бейделлит, как и все другие минералы рассматриваемой группы, обладает

явно выраженной способностью к катионному обмену в строго эквивалентных соотношениях, набуханием в воде и другими общими свойствами. О практическом значении см. монтмориллонит.

Происхождение и месторождения. Бейделлит наблюдался в коре выветривания основных и ультраосновных пород в Халиловском, Аккермановском и других районах Ю. Урала. С этими условиями нахождения связано, например, содержание в них никеля и хрома. Встречался также в зонах окисления некоторых рудных месторождений (сурьмяных, марганцевых и др.). В весьма существенных количествах устанавливается в лёссах, например в юго-восточной части штата Миссури (США), в почвах, образовавшихся за счет лёсса, или в сероземах на изверженных породах, иногда как продукт изменения вулканического пепла, в бентонитовых глинах вместе с монтмориллонитом и т. д.

МОНТМОРИЛЛОНИТ—$m\{Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot p\{Al,Fe\cdots)_2[Si_4O_{10}][OH]_2\} \cdot n H_2O$. Отношение $m:p$ обычно составляет 0,8—0,9. Назван по месту нахождения в Монтмориллоне (Франция). Является широко распространенным минералом, главным образом среди некоторых разностей глин.

Химический состав непостоянный, сильно зависит от варьирующего содержания воды. По имеющимся анализам чистых разностей устанавливаются следующие колебания (в %): SiO_2 48—56, Al_2O_3 11—22, Fe_2O_3 5 и больше, MgO 4—9, CaO 0,8—3,5 и больше, H_2O 12—24. Кроме того, иногда устанавливаются K_2O, Na_2O и др.

Цвет монтмориллонита белый с сероватым, иногда синеватым оттенком, розовый, розово-красный, иногда зеленый. **Блеск.** В сухом состоянии матовый. $Nm = 1{,}516—1{,}526$.

Твердость отдельных чешуек не известна. Очень мягкий. Жирный. **Спайность** чешуек совершенная по {001}. **Уд. вес** непостоянный.

Диагностические признаки. Наличие монтмориллонита в тех или иных глинах можно заподозрить по явлениям сильного их набухания от влаги и связанной с этим свойством жирности. Однако точная диагностика без измерения оптических констант, рентгенометрических исследований и химических анализов невозможна.

Интересны некоторые внешние признаки, свойственные выходам на дневную поверхность бентонитовых глин, богатых монтмориллонитом и бейделлитом. После дождей поверхностные выходы их превращаются в густую массу скользкого студня. При высыхании они трескаются и в то же время вспучиваются под влиянием продолжающегося сильного разбухания более глубоких участков. В результате они приобретают сморщенный, сильно трещиноватый вид, напоминающий кораллы. В установившуюся сухую погоду поверхность этих глин становится чрезвычайно рыхлой.

Происхождение. Монтмориллонит образуется почти исключительно в экзогенных условиях, преимущественно в процессе выветривания основных изверженных горных пород, в условиях щелочной среды.

Многие бентонитовые глины, состоящие из монтмориллонита, образовались в качестве продукта разложения вулканических пеплов, оседавших главным образом в морских бассейнах.

Монтмориллонит широко развит также в коре выветривания основных изверженных горных пород: диабазов, базальтов, габбро, перидотитов и др. Образуется и в почвах за счет выветривающихся гранитов и диоритов. Известны скопления его в выщелоченных и средне гумусных черноземах и каштановых почвах, возникающих на изверженных горных породах.

Образуясь в поверхностных условиях, монтмориллонит является более или менее устойчивым минералом. В пустынных местностях залежи его, превращаясь с поверхности в тонкий пылевидный материал, с помощью ветров и самумов легко переносятся по воздуху. Этим путем возникают лёссовые отложения, содержащие часто в существенных количествах бейделлит и монтмориллонит.

Практическое значение. Благодаря высокой поглотительной способности монтмориллонитовые глины широко используются для различных целей в промышленности либо непосредственно в просушенном виде, либо после предварительной химической обработки (активации).

Главным потребителем таких глин является нефтяная промышленность, использующая их для очистки продуктов дробной перегонки нефтей от посторонних взвешенных примесей (смол, углистых веществ и пр.). В текстильной промышленности они применяются при отделке суконных материалов с целью удаления жиров и масел при крашении тканей (шелковых, хлопчатобумажных и пр.), где используется их способность давать с водой и жирами устойчивые густые суспензии. В резиновом производстве эти глины наряду с каолином употребляются в качестве активного наполнителя для придания жесткости и повышения сопротивления истиранию, кислотоупорности и пр. В мыловаренной и косметической промышленности они применяются как наполнители при производстве дешевых сортов мыла, изготовлении пудры, грима, губной помады, зубного порошка, пасты и т. д. Применяются они также для очистки воды и пищевых продуктов (вина, растительных масел и пр.), в качестве добавок при производстве бумаги, керамики и, наконец, в терапии при изготовлении лекарств, главным образом как связующее (в таблетках и пилюлях), как адсорбенты бацилл и вредных веществ при желудочных заболеваниях, ранениях, отравлениях алкалоидами и т. д.

Месторождения. Месторождение высококачественных отбеливающих глин известно в окрестностях сел. Г у м б р и, близ г. Кутаиси (Западная Грузия), в виде пласта различных оттенков от почти белого через светло-желтоватый, желтовато-зеленый до серого цвета. Материалом для образования этих глин послужил вулканический пепел, снесенный в море в верхнемеломое время. Около г. Н а л ь ч и к а известны высококачественные монтовриллонитсодержащие глины в нижнетретичных осадочных породах.

Бентонитовые глины, обладающие адсорбирующими и омыляющими свойствами, в СССР представлены группой месторождений в окрестностях сел. А с к а н и а (в Западной Грузии, к юго-востоку от г. Махарадзе) в виде пластообразных залежей. Отметим также месторождения кила в К р ы м у (верхнемелового возраста). В районах от Карасубазара до Севастополя они давно уже разрабатываются кустарным способом.

За границей месторождения отбеливающих глин (фуллеровы земли) широко распространены в США: во Флориде, Джорджии, Алабаме, Калифорнии, а также во Франции (Монтмориллон в Виенне), Германии, Японии и в других странах.

НОНТРОНИТ—$(Fe, Al)_2 [Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$. В сущности здесь объединяются богатые Fe_2O_3 разности монтмориллонита, поэтому было бы рациональнее называть его ферримонтмориллонитом. Назван по месту нахождения в Нонтронэ (Франция). Синоним: хлоропал (в редко встречающихся плотных массах в смеси с опалом).

Химический состав переменный. В редких случаях он отвечает почти чисто железистому минеральному виду с химической формулой: $Fe_2 [Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$, т. е. конечному члену изоморфного ряда с $Al_2[Si_4O_{10}] [OH]_2 \cdot nH_2O$ (бейделлит). Обычно в существенных количествах содержит Al_2O_3 (до 14%) и MgO (до 8%). Содержит также CaO (до 2%), в небольших количествах K_2O, Na_2O, иногда NiO, Cr_2O_3.

Встречается обычно в землистых скрытокристаллических агрегатах, изредка в плотных опаловидных массах.

Цвет нонтронита зеленовато-желтый, фисташково-зеленый, буровато-зеленый (окрашенного гидроокислами железа). **Блеск** рыхлых разностей матовый, плотных—восковой. $Nm = 1{,}585—1{,}600$.

Твердость около 2—2,5. Излом плотных разностей раковистый. Хрупкий, рыхлый, на ощупь жирный. **Спайность** устанавливается лишь для чешуйчатых разностей под микроскопом. **Уд. вес** 1,727—1,870.

Диагностические признаки. Среди продуктов выветривания, особенно ультраосновных магнезиально-железистых пород (серпентинитов, перидотитов, дунитов), можно предположить наличие его по землистым агрегатам, зеленовато-желтому или зеленому цвету. Точная диагностика может быть дана на основании оптических констант, химического или спектрального анализа и рентгенометрических данных.

П. п. тр. не плавится. В HCl разлагается, образуя студень кремнезема.

Происхождение. Образуется при экзогенных процессах, как указывалось—при выветривании богатых железом и магнием горных пород, преимущественно изверженных, а также в ряде месторождений металлических, в частности железных, руд. Обычно устанавливается в более низких горизонтах коры выветривания.

В процессе выветривания на поверхности постепенно разлагается с образованием гидроокислов железа, сохраняющих агрегатное строение нонтронита, и опала, переходящего в халцедон и кварц.

Практическое значение могут иметь нонтронитовые массы, обогащенные никелем, встречающиеся в коре выветривания ультраосновных изверженных горных пород.

Месторождения. Широко распространен в древних корах выветривания серпентинитовых массивов Халиловского (Ю. Урал), Кемпирсайского (там же, Актюбинская область) и других районов. Установлен также на горе Магнитной, в Кривом Роге, на Мариупольщине и в других пунктах.

Подкласс Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров $(Si,Al)O_4$ в кристаллических структурах

Многие из силикатов, характеризующихся трехмерным сочленением анионных тетраэдров $(Si,Al)O_4$, принадлежат к числу весьма широко распространенных и важных породообразующих минералов.

Уже указывалось, что соединения этого подкласса, с химической точки зрения, представляют собой почти исключительно алюмосиликаты, т. е. такие соединения, в кристаллических структурах которых участвуют анионные комплексы, состоящие не только из тетраэдров SiO_4, но и из тетраэдров AlO_4. При этом число ионов Si^{4+}, замещенных ионами Al^{3+}, не превышает половины. Как правило, устанавливаются стехиометрические соотношения Si:Al, равные либо 3:1, либо 1:1, т. е. комплексные анионы чаще соответствуют следующим выражениям: Si_3AlO_8 или $SiAlO_4$ ($Si_2Al_2O_8$).

Соотношение (Si+Al) : O в анионных радикалах всегда составляет 1 : 2. Следовательно, минералы данного подкласса гораздо ближе, чем другие силикаты, стоят к минералам группы SiO_2 (кварцу, тридимиту, кристобалиту). В соответствии с этим и кристаллические решетки их близки между собой. Тетраэдры SiO_4 и AlO_4 сочленены между собой в трехмерные каркасы («остовы», «вязи») точно таким же образом, как тетраэдры SiO_4 в минералах группы кварца, т. е. каждая вершина любого тетраэдра является общей для другого, смежно расположенного тетраэдра. Однако, при сохранении этого условия, формы и строение пространственных каркасов различны для разных соединений.

Весьма характерно, что в числе катионов, занимающих «полости» в каркасах, принимают участие только ионы, обладающие большими ионными радиусами и, соответственно, большим координационным числом: Na^{1+}, Ca^{2+}, K^{1+}, Ba^{2+}, изредка Cs^{1+} и Rb^{1+}. Катионы малых размеров с характерной для них шестерной координацией: Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Fe^{3+} и др., которые мы привыкли видеть в предыдущих подклассах, в соединениях рассматриваемого подкласса отсутствуют совершенно. С точки зрения правила электровалентности это объясняется очень просто.

В самом деле, среди полевых шпатов и цеолитов—главных широко распространенных представителей этого подкласса—устанавливаются сле-

дующие типы анионных радикалов: $[Si_3AlO_8]^{1-}$, $[Si_2Al_2O_8]^{2-}$, $[Si_3Al_2O_{10}]^{3-}$ и др. Таким образом, на каждый ион O^{2-} в первом случае приходится $^1/_8$, во втором $^1/_4$, в третьем $^1/_5$ непогашенной отрицательной валентности, тогда как такие катионы, как Mg^{2+}, которые не могут быть окружены больше чем шестью ионами кислорода, требуют от каждого окружающего его кислородного иона по $^1/_3$ отрицательной валентности, т. е. для них нехватает отрицательных зарядов, имеющихся в каркасах алюмо-кремнекислородных тетраэдров. Эти заряды могут быть нейтрализованы только с помощью более крупных катионов, одновалентных—Na^{1+}, K^{1+} или двухвалентных—Ca^{2+}, Ba^{2+}, требующих по необходимости меньших порций заряда для компенсации, поскольку эти катионы могут находиться в окружении восьми или больше ионов кислорода. Поэтому присутствующие в расплаве или растворе катионы Mg^{2+}, Fe^{2+} и т. д. входят в состав других минералов (пироксенов, роговых обманок, слюд и т. д.), образующихся в парагенезисе с полевыми шпатами.

Особый интерес представляют минералы с так называемыми структурами внедрения, в которых, кроме трехмерных анионов каркасного строения, участвуют такие добавочные анионы, как F^{1-}, Cl^{1-}, $[OH]^{1-}$, $[SO_4]^{2-}$ $[CO_3]^{2-}$ и др. Последние не имеют непосредственной связи с Si^{4+} или Al^{3+}, входящими в состав тетраэдров. Они самостоятельно связаны с щелочными и щелочноземельными катионами Na^{1+}, Ca^{2+}, Ba^{2+} и др., общее число которых в этих минералах, естественно, выше, чем в более простых соединениях. Так как размеры добавочных анионов довольно велики, то они могут располагаться только среди больших «полостей» в кристаллических структурах.

Замечательной особенностью состава так называемых цеолитов является наличие в них слабо удерживаемых молекул H_2O. Как при обезвоживании, так и при оводнении или замещении их молекулами других веществ (например спирта) кристаллические структуры минералов рассматриваемой группы не разрушаются. Эти характерные свойства цеолитов также определяются существованием в них «каналов», достаточно свободных для продвижения как молекул воды, так и других веществ. Другой важной химической чертой минералов группы цеолитов является их способность к обмену катионами: Na^{1+} может заменяться другими ионами—Ag^{1+}, Li^{1+}, $[NH_4]^{1+}$ и др., содержащимися в растворах. При этом, как показывают рентгенометрические исследования, кристаллические структуры не изменяются.

Физические свойства минералов, обладающих трехмерно развитыми анионными радикалами в кристаллических решетках, характеризуются некоторыми особенностями. Прежде всего бросаются в глаза их светлые окраски (катионы металлов-хромофоров с шестерной координацией, как указывалось, не принимают участия в составе этих минералов). Затем минералы рассматриваемого подкласса в целом обладают наименьшими показателями преломления по сравнению с силикатами других подклассов, что находится в полном соответствии с большими молекулярными объемами кристаллических решеток на один O^{2-}. С последним обстоятельством связаны и меньшие удельные веса. Характерно, что при замене одновалентных катионов (Na^{1+}, K^{1+}) двухвалентными (Ca^{2+}, Ba^{2+}), вызывающей сокращение кристаллической решетки и значительную деформацию ионов O^{2-}, имеет место некоторое возрастание как показателей преломления, так и двупреломления.

Твердость минералов данного подкласса в основном колеблется между 5 и 6, т. е. уступает лишь силикатам с изолированными тетраэдрами SiO_4. Что касается спайности, то, в противоположность минералам группы кварца, у которых главные валентные усилия Si—O—Si во всех трех основных направлениях одинаковы, мы здесь нередко наблюдаем заметную и даже совершенную спайность по нескольким направлениям. Объясняется это тем, что во многих кристаллических структурах, несмотря на трехмерную связь, в некоторых преимущественных направлениях все же имеет место более тесная упаковка анионных тетраэдров. Так, например, в псевдотетрагонально построенных кристаллических структурах полевых шпатов, ска-

политов, натролита и др. соответственно проявляется и спайность по «псевдотетрагональной» призме, в гексагональных структурах нефелина и канкринита—по «псевдогексагональной» призме, у гейландита со структурой, приближающейся к типу слоистых структур,—по одному направлению, как у слюдообразных. Наконец, следует упомянуть о том, что полевые шпаты и многие цеолиты в структурном отношении приближаются к высокосимметричным кристаллическим постройкам. Этим и обусловливается явно выраженная их склонность к двойникованию с образованием симметрии, высшей, чем у отдельных индивидов.

1. ГРУППА ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ

Полевые шпаты[1] из всех силикатов являются наиболее распространенными в земной коре, составляя в ней в общем около 50% по весу. Примерно 60% их заключено в изверженных горных породах; около 30% при-

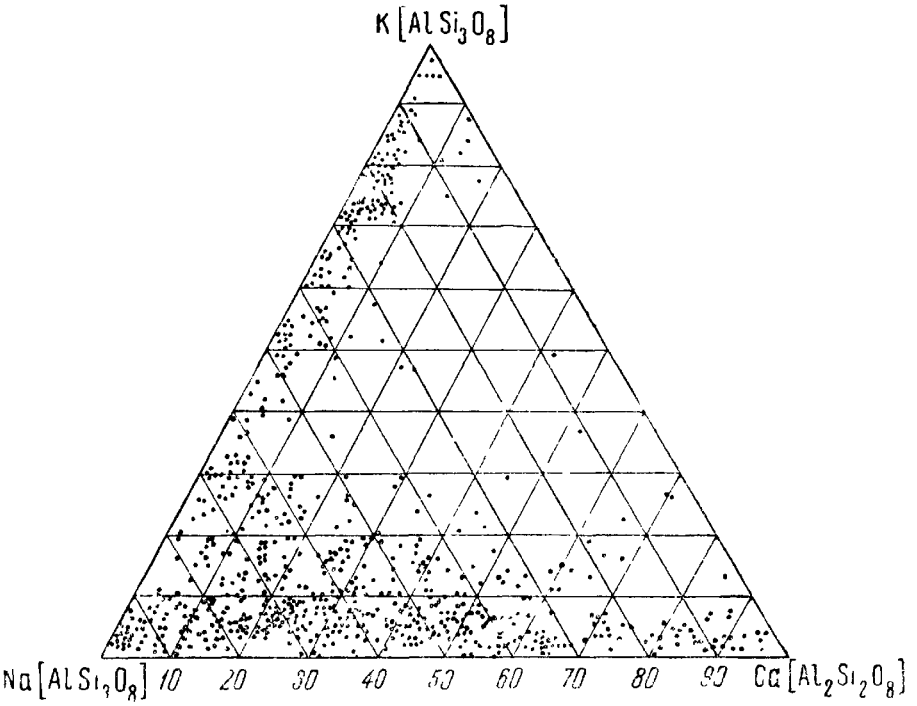


Рис. 347. Диаграмма колебаний химического состава полевых шпатов

ходится на долю метаморфических горных пород, преимущественно кристаллических сланцев; остальные 10—11% падают главным образом на песчаники и конгломераты, в которых полевые шпаты встречаются в виде окатанных зерен или входят в состав галек.

По своему химическому составу полевые шпаты представляют алюмосиликаты Na, K и Ca—$Na[AlSi_3O_8]$, $K[AlSi_3O_8]$, $Ca[Al_2Si_2O_8]$, изредка Ba—$Ba[Al_2Si_2O_8]$. Иногда в ничтожных количествах присутствуют Li, Rb, Cs в виде изоморфной примеси к щелочам и Sr, заменяющий Ca.

Другой характернейшей особенностью минералов этой группы является их способность образовывать изоморфные, главным образом бинарные ряды. Таковы, например, ряды: $Na[AlSi_3O_8]$—$Ca[Al_2Si_2O_8]$, $Na[AlSi_3O_8]$—$K[AlSi_3O_8]$ и $K[AlSi_3O_8]$—$Ba[Al_2Si_2O_8]$. Для первых двух пар наглядное представление о степени распространенности и совершенства явлений изоморфизма дает диаграмма составов полевых шпатов (рис. 347).

Кристаллизуются эти минералы в моноклинной или триклинной сингонии, причем те и другие по морфологическим признакам мало отличимы друг от друга. Рентгенометрические исследования показывают большое сходство в кристаллической структуре всех шпатов.

[1] Происхождение названия «полевой шпат» точно не известно. Эти шпаты (т. е. минералы, обладающие совершенной спайностью в двух направлениях), возможно, потому так названы, что часто встречаются в поле.

Много общего мы находим и в физических свойствах этих минералов. Все они преимущественно имеют светлую окраску; относительно низкие показатели преломления; большую твердость (6—6,5); совершенную спайность по двум направлениям, пересекающимся под углом, близким к 90°, и сравнительно небольшие удельные веса (2,5—2,7). По этим признакам они довольно легко отличаются от похожих на них минералов.

В крупнокристаллических массах они наблюдаются в пегматитах в ассоциации с кварцем, часто крупнокристаллической слюдой и редкими минералами, содержащими летучие компоненты (топаз, берилл, турмалин и др.). В миаролитовых полостях иногда встречаются друзы хорошо образованных крупных кристаллов полевых шпатов (рис. 348).

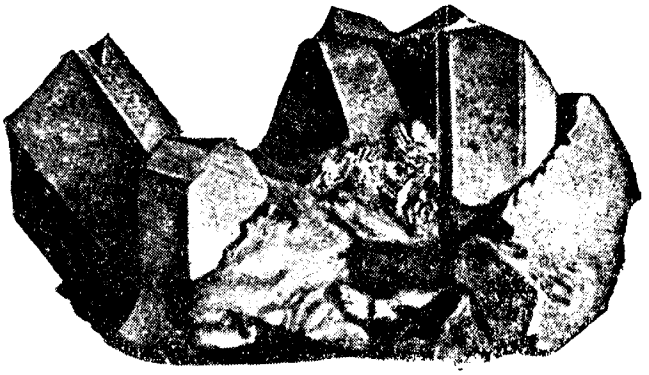


Рис. 348. Друза крупных кристаллов ортоклаза с агрегатами пластинчатых кристаллов альбита (клевеландита) из пегматитовой жилы. $^1/_3$ нат. вел.

Соответственно особенностям химического состава полевые шпаты разбиваются на следующие три подгруппы:

а) Подгруппа натриево-кальциевых полевых шпатов, называемых плагиоклазами, представляющих непрерывный изоморфный ряд $Na[AlSi_3O_8]$—$Ca[Al_2Si_2O_8]$; нередко в незначительных количествах в виде изоморфной примеси в них содержится также $K[AlSi_3O_8]$.

б) Подгруппа кали-натриевых полевых шпатов, которые при высоких температурах также способны давать непрерывные твердые растворы $K[AlSi_3O_8]$—$Na[AlSi_3O_8]$, распадающиеся при медленном охлаждении на два компонента существенно калиевых и существенно натриевых (ср. галит—сильвин). Содержание в виде изоморфной примеси $Ca[Al_2Si_2O_8]$ обычно совершенно незначительно.

в) Подгруппа редко встречающихся кали-бариевых полевых шпатов, называемых гиалофанами, представляющими также изоморфные смеси $K[AlSi_3O_8]$—$Ba[Al_2Si_2O_8]$.

Подгруппа плагиоклазов

Как уже указано, относящиеся к этой подгруппе минералы представляют прекрасно изученный бинарный ряд изоморфных смесей, крайние члены которого носят названия альбит—$Na[AlSi_3O_8]$ и анортит—$Ca[Al_2Si_2O_8]$. Согласно данным природных и искусственных соединений, существуют все разности беспрерывно меняющегося состава от чистого альбита (Ab) до анортита (An).

Классификация минеральных видов этого изоморфного ряда условно дается в следующем виде:

		Содержание анортитовой молекулы (An) %		
Альбит (Ab)—$Na[AlSi_3O_8]$		0— 10	Триклин.	с.
Олигоклаз	Изоморфные смеси Ab+An	10— 30	»	»
Андезин		30— 50	»	»
Лабрадор		50— 70	»	»
Битовнит		70— 90	»	»
Анортит (An)—$Ca[Al_2Si_2O_8]$		90—100	»	»

ПЛАГИОКЛАЗЫ—$(100-n)\,Na[AlSi_3O_8]+nCa[Al_2Si_2O_8]$, где n меняется от 0 до 100. «Плагиоклаз» в переводе с греческого языка—косораскалывающийся. По сравнению с другими полевыми шпатами, у которых угол между

плоскостями спайности (001) и (010) равен 90° или очень близок к этой цифре, у плагиоклазов он меньше—86°24′—86°50′. «Альбит» происходит от латинского слова «альбус», что значит «белый». «Анортос» по-гречески—косой (имеется в виду кристаллизация в триклинной сингонии).

Ввиду исключительного значения состава плагиоклазов для систематики изверженных пород Е. С. Федоров предложил очень удобную и наиболее рациональную классификацию с обозначением каждого плагиоклаза определенным номером соответственно процентному содержанию в нем анортитовой молекулы. Так, например, плагиоклаз № 72 представляет изоморфную смесь, содержащую 72% анортита и 28% альбита. При этом пренебрегают обычно незначительной изоморфной примесью $K[AlSi_3O_8]$.

Иногда для общих соображений при систематике изверженных пород удобно придерживаться грубого деления плагиоклазов по их составу, а именно:

Плагиоклазы	кислые	№ 0—30
«	средние	№ 30—60
«	основные	№ 60—100

Здесь названия «кислый», «средний», «основный» применены не в обычном смысле: они обусловлены тем, что содержание SiO_2 («кремнекислоты») от альбита к анортиту постепенно падает; это можно видеть из сопоставления химических формул конечных членов данного изоморфного ряда.

Химический состав (теоретический) приведен в табл. 15, где показаны содержания Na_2O, CaO, Al_2O_3 и SiO_2 для пяти номеров плагиоклазов.

Таблица 15

Химический состав и удельные веса плагиоклазов

Состав	Плагиоклазы				
	№ 0	№ 25	№ 50	№ 75	№ 100
Na_2O	10,79	8,84	5,89	2,92	—
CaO	—	5,03	10,05	15,08	20,10
Al_2O_3	19,40	23,70	28,01	32,33	36,62
SiO_2	68,81	62,43	56,05	49,67	43,28
Уд. вес	2,624	2,643	2,669	2,705	2,758

Почти всегда имеется примесь K_2O, иногда до нескольких процентов. Часты также ничтожные примеси BaO (до 0,2%), SrO (до 0,2%), FeO, Fe_2O_3 и других.

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. **Облик кристаллов.** Хорошо образованные простые кристаллы встречаются относительно редко. Они имеют таблитчатый и таблитчато-призматический облик. Наиболее обычный вид их представлен на рис. 349. Простые двойники редки, зато чрезвычайно широко распространены сложные полисинтетические двойники, наблюдаемые и в зернах неправильной формы. Они в тонких прозрачных шлифах сразу обнаруживаются при скрещенных николях и настолько типичны, что позволяют быстро отличить плагиоклазы от других минералов.

Агрегаты. Альбит в миаролитовых пустотах среди пегматитов довольно часто наблюдается в виде друз или агрегатов, пластинчатых кристаллов, иногда называемых клевеландитом (рис. 348). Встречаются также зернисто-кристаллические породы, состоящие почти целиком из плагиоклазов. Таковы, например, сахаровидная альбитовая порода, образующаяся нередко метасоматическим путем в пегматитах, анортозиты или лабрадориты Украины, используемые в качестве облицовочного камня, и др.

Цвет белый, серовато-белый, иногда с зеленоватым, синеватым, реже красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный. Показатели преломления закономерно возрастают от альбита ($Ng = 1{,}536$, $Nm = 1{,}529$, $Np = 1{,}525$) до анортита ($Ng = 1{,}588$, $Nm = 1{,}583$, $Np = 1{,}575$).

Разновидности, получившие особые названия благодаря некоторым оптическим эффектам: 1) л у н н ы й к а м е н ь—кислый плагиоклаз (но чаще кали-натриевый полевой шпат), обладающий своеобразным нежносиневатым отливом, напоминающим лунный свет; 2) а в а н т ю р и н или с о л н е ч н ы й к а м е н ь — кислый плагиоклаз, а также кали-натриевый полевой шпат, обладающий красивым искристо-золотистым отливом, обусловленным включениями тончайших чешуек железного блеска; 3) л а б р а д о р—главный минерал так называемого лабрадорового камня, являющийся основным или средним плагиоклазом, часто обнаруживающий на плоскостях спайности красивый переливчатый отсвет в синих и зеленых тонах.

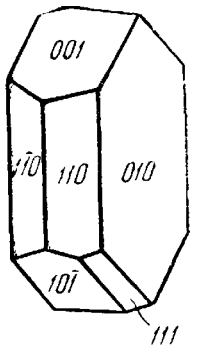


Рис. 349. Кристалл альбита. Угол между (010) и (001) равен 86°24′.

Твердость 6—6,5. **Спайность** совершенная по {001} и {010}. **Уд. вес** непрерывно возрастает от 2,61 (альбит) до 2,76 (анортит).

Диагностические признаки. В случае более или менее крупных кристаллов и зерен плагиоклазы от похожих на них кали-натриевых полевых шпатов можно отличить по косому углу их спайности. Однако внутри ряда плагиоклазов отличить различные минеральные виды друг от друга не представляется возможным.

П. п. тр. плавятся с трудом в стекло, часто окрашивая пламя в желтый цвет (Na). В кислотах не растворяются.

Происхождение и изменение. Плагиоклазы, являющиеся наиболее распространенными из группы полевых шпатов, присутствуют в подавляющем большинстве и з в е р ж е н н ы х п о р о д. Характерно, что в соответствии со степенью основности породы находится и состав плагиоклазов: в основных породах, т. е. сравнительно бедных кремнеземом (габбро, базальты и др.), распространены богатые кальцием основные плагиоклазы, обычно в ассоциации с магнезиально-железистыми силикатами; в более кислых изверженных породах (диоритах, гранитах, кварцевых порфирах и др.) как породообразующие минералы распространены средние и кислые плагиоклазы, нередко совместно с кали-натриевыми полевыми шпатами, кварцем и др.

В п е г м а т и т а х, генетически связанных с гранитами и вообще с щелочными интрузивными породами, из плагиоклазов встречается главным образом альбит, развивающийся большей частью позднее метасоматическим путем в виде мелкозернистых масс преимущественно за счет кали-натриевых полевых шпатов. Основные плагиоклазы известны лишь в редко встречающихся пегматитах основных интрузивных пород (габбро).

В процессе р е г и о н а л ь н о г о м е т а м о р ф и з м а при образовании кристаллических сланцев и жил так называемого альпийского типа развивается преимущественно альбит (богатые кальцием плагиоклазы менее устойчивы).

При выветривании горных пород плагиоклазы с течением времени подвергаются полному разложению под действием почвенных вод, содержащих CO_2, O_2, гуминовые кислоты и т. д. Щелочи и щелочные земли при этом выносятся.

Практическое значение и месторождения. Сплошные скопления плагиоклазов вследствие пониженного содержания в них щелочей редко могут представлять промышленный интерес.

Красиво отливающие синим цветом темносерые или почти черные лабрадориты используются в качестве облицовочного полированного камня. Они добываются в Ж и т о м и р с к о й области на Украине. Эти место-

рождения были случайно открыты при прокладке дороги в 1835 г. В то время лабрадоровые камни ценились очень высоко.

Плагиоклазы с лунным отливом известны в некоторых пегматитовых жилах Шайтанки и Липовки (Средний Урал).

Солнечный камень употребляется обычно для дешевых поделок. Он встречается также в пегматитовых жилах.

Подгруппа ортоклаза (кали-натриевых полевых шпатов)

Относящиеся сюда кали-натриевые полевые шпаты в зависимости от температуры могут кристаллизоваться в разных модификациях (моноклинной и триклинной). Вследствие того, что K^{1+} и Na^{1+} существенно отличны друг от друга по размерам ионных радиусов (соответственно: 1,33 и 0,98Å), образующиеся при высоких температурах твердые растворы с постепенным понижением температуры распадаются, образуя так называемые пертиты, обычно представляющие закономерные срастания продуктов распада твердых растворов.

Все это, естественно, обусловливает значительные усложнения в составе и структуре относящихся сюда минеральных видов. Общую систематику их в соответствии с имеющимися данными можно представить в следующем виде:

Моноклинный высокотемпературный ряд

Санидин	$K[AlSi_3O_8]$	Моноклинная сингония
Натронсанидин .	$(K, Na)[AlSi_3O_8]$	» »

Моноклинный низкотемпературный ряд

Ортоклаз	$K[AlSi_3O_8]$	Моноклинная сингония
Натронортоклаз .	$(Na, K)[AlSi_3O_8]$	» »

Триклинный ряд

Микроклин . . .	$K[AlSi_3O_8]$	Триклинная сингония
Анортоклаз . . .	$(Na, K)[AlSi_3O_8]$	» »

Таким образом, для соединения $K[AlSi_3O_8]$ существуют прежде всего две моноклинные модификации (санидин, устойчивый при температуре выше 900°, и ортоклаз, устойчивый ниже этой температуры) и одна триклинная, но очень близкая к моноклинным, называемая микроклином.

САНИДИН—$K[AlSi_3O_8]$. Из примесей большей частью содержит Na_2O, изредка BaO (до 5%).

Сингония моноклинная. Кристаллы бесцветные, прозрачные. Как высокотемпературный минерал встречается в виде порфировых выделений в современных лавах и некоторых эффузивных изверженных породах (в частности трахитах).

Блеск типичный стеклянный. Показатели преломления, спайность, твердость, удельный вес—такие же, как у ортоклаза (см. ниже). Отличается от ортоклаза по некоторым оптическим константам, главным образом по малому углу оптических осей: у санидина не больше 30°, тогда как у ортоклаза 60—80°.

Впервые был встречен в трахитах на о. Пантеллерия (Италия). Наблюдался также в трахитах и других эффузивных породах на Кавказе, в вулканических выбросах на Монте-Сомма и др.

ОРТОКЛАЗ—$K[AlSi_3O_8]$, или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$. «Ортоклаз» по-гречески—прямораскалывающийся. Действительно, угол между спайностями равен 90°. Бесцветная прозрачная разновидность ортоклаза носит название адуляра. В процессе нагревания при температуре около 900° переходит в санидин—модификацию, отличающуюся по некоторым оптическим константам.

Химический состав. Для чисто калиевой разности: K_2O 16.9%, Al_2O_3 18,4%, SiO_2 64,7%. Часто присутствует Na_2O в количестве нескольких процентов, иногда превышая содержание K_2O (натронортоклаз). Примеси: BaO, FeO, Fe_2O_3 и др.

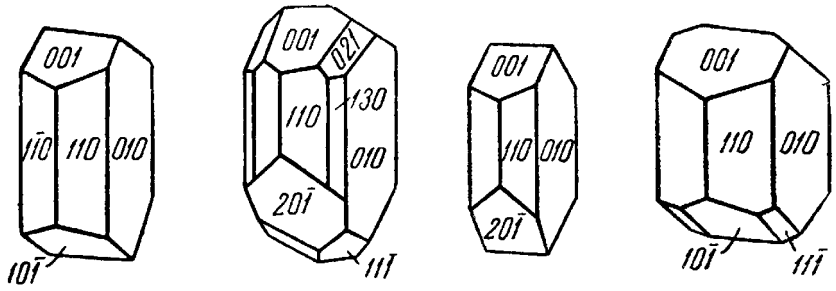


Рис. 350. Кристаллы калиевого полевого шпата

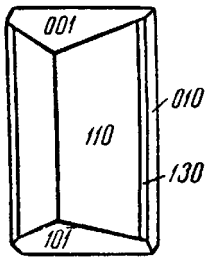


Рис. 351. Кристалл адуляра

Сингония моноклинная; моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** чаще всего призматический (рис. 350). Господствующие грани призмы {110} обычно сочетаются с гранями пинакоидов {010}, {001}, иногда {10$\bar{1}$}, {20$\bar{1}$} и др. Прозрачные или полупрозрачные кристаллы адуляра обладают характерной формой, изображенной на рис. 351. Двойники простые довольно часты. Плоскостью срастания чаще всего служит (010), а двойниковой осью является $\perp$ (010)—двойникование по карлсбадскому закону (рис. 352). При этом грань (001) одного индивида иногда сливается с гранью другого индивида в одну плоскость (справа рис. 352). Различие между ними устанавливается лишь по блеску и направлениям спайности. Изредка наблюдается бавенский закон двойникования—с двойниковой плоскостью (021) (рис. 353).

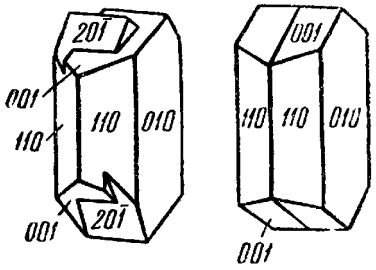


Рис. 352 Двойники по карлсбадскому закону

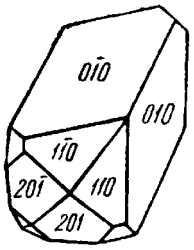


Рис. 353. Двойник по бавенскому закону

Цвет. Обычные непрозрачные ортоклазы обладают светлорозовым, буровато-желтым, красновато-белым, иногда мясо-красным цветом. **Блеск** стеклянный, особенно у адуляра.

Твердость 6—6,5. **Спайность** совершенная по {001} и {010} под углом 90°.

Диагностические признаки. Макроскопически ортоклазы довольно легко узнаются по желтоватым и красноватым светлым окраскам, высокой твердости и углу между спайностями. Правда, отличить его от не менее распространенного микроклина аналогичной окраски на глаз (без микроскопического изучения) невозможно.

Происхождение. Ортоклаз, как и другие кали-натриевые полевые шпаты, встречается главным образом в кислых, частью в средних по кислотности изверженных породах.

В гранитных пегматитах ортоклаз по сравнению с микроклином относительно редок. Так же как и микроклин, он в более поздние стадии пегматитового процесса подвергается альбитизации, т. е. замещению альбитом.

При процессах выветривания под влиянием действия поверхностных агентов (O_2, CO_2, H_2O и др.) ортоклаз, микроклин и другие полевые шпаты подвергаются каолинизации. Остаточные продукты выветривания в виде каолиновых глин накопляются в коре выветривания или размываются текучими водами. В условиях тропического или субтропического выветривания, как уже указывалось, могут возникать бокситы и другие продукты латеритного выветривания.

О практическом значении ортоклазовых пород сказано ниже, при описании микроклина.

МИКРОКЛИН—$K[AlSi_3O_8]$. «Микроклин» по-гречески—незначительно отклоненный: угол между плоскостями спайности (010) : (001) отличается от *прямого угла всего на 20′*.

Химический состав аналогичен составу ортоклаза. Почти всегда содержит Na_2O в существенных количествах. Кроме того, в зеленых разностях микроклина устанавливаются чаще, чем в обычных микроклинах, и ортоклазах, примеси Rb_2O (иногда до 1,4%) и Cs_2O (до 0,2%).

Сингония триклинная; пинакоидальный в. с. Простые двойники имеют такой же вид, как у ортоклаза. Кроме того, весьма характерны тонкие полисинтетические и решетчатые двойники, наблюдаемые в отдельных зернах под микроскопом при скрещенных николях. **Агрегаты.** В пегматитовых жилах часто наблюдается в виде необычайно крупнокристаллических агрегатов, легко раскалывающихся при ударе по плоскостям спайности. Размеры индивидов, устанавливаемых по спайности, нередко измеряются десятками сантиметров, иногда даже метрами. Нередко встречается также в виде друз хорошо образованных кристаллов.

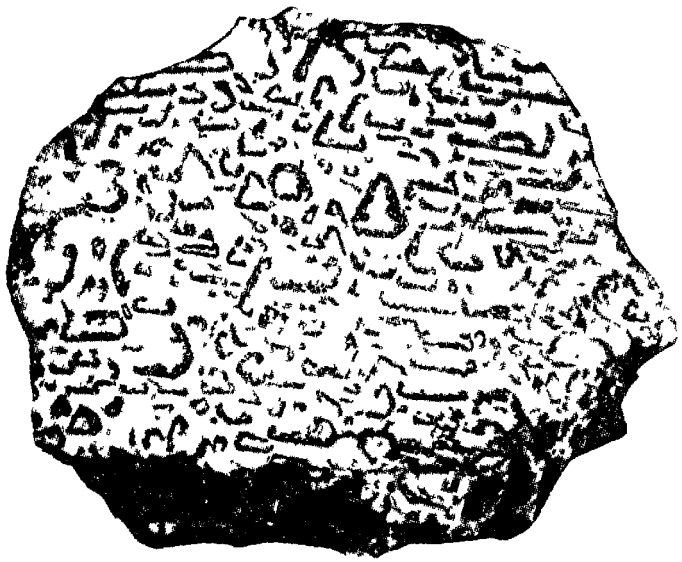


Рис. 354. Закономерное срастание кварца (темное) с микроклином («еврейский камень»)

Цвет микроклина обычно такой же, как ортоклаза. Встречается однако разновидность зеленого цвета, называемая *амазонитом*. Эта окраска бывает неоднородной, приуроченной нередко к периферии кристаллов, или распространяется внутрь их в форме жилок, линзочек или неправильной формы пятен, иногда в соседстве с прожилками белого кварца. **Блеск** стекляный, на плоскостях спайности слегка перламутровый.

Твердость 6—6,5. **Спайность**, так же как у ортоклаза, совершенная по {001} и {010}. **Уд. вес** 2,54—2,57.

Диагностические признаки. По внешним признакам микроклин не отличим от ортоклаза. В тонких шлифах под микроскопом легко узнается по характерному решетчатому строению отдельных индивидов, хорошо наблюдаемому при скрещенных николях, а нерешетчатый микроклин—по оптическим константам.

Происхождение. По сравнению с ортоклазом гораздо шире распространен в *интрузивных кислых и щелочных* породах (гранитах, гранодиоритах, сиенитах и др.). Главным минералом он является также в *пегматитовых* образованиях. В них широко развиты *микроклин-пертиты*, в которых выделения альбита как продукта распада твердого раствора располагаются в микроклиновой среде, обладающей иногда решетчатым строением. Пертитовые вростки альбита нередко заметны на глаз или выделяется на полированных штуфах.

Из спутников микроклина чаще других встречаются кварц, альбит, иногда нефелин (в щелочных нефелиновых пегматитах) и слюды. Распространены оригинальные срастания микроклина с кварцем, носящие название «*еврейского камня*» или «*письменного гранита*» (рис. 354).

Практическое значение. Наибольший промышленный интерес представляют пегматитовые месторождения кали-натриевых полевых шпатов, из которых главную роль играет обычно микроклин. Используются они главным образом в стекольной и керамической промышленности.

Применение полевых шпатов основано на их свойстве при сравнительно невысоких температурах плавления (1100—1300°) давать стекло, которое

с прибавками каолина и кварца при застывании образует плотную белую, слегка просвечивающую массу, называемую фарфором, идущим на изготовление посуды, а также глазури и эмалей. В значительных массах кали-натриевые полевые шпаты употребляются для изготовления так называемого электрического фарфора. Особо чистые сорта идут на изготовление искусственных фарфоровых зубов, специальных опалесцирующих стекол, а также для других целей.

Амазонит, окрашенный в красивый зеленый цвет, употребляется для изготовления украшений и разных поделок (ваз, шкатулок, пепельниц и пр.).

Месторождения. В СССР высокосортные полевые шпаты на северо-западе Европейской его части представлены секущими и пластовыми пегматитовыми жилами в гнейсах, содержащими, кроме микроклина и плагиоклаза, кварц, мусковит, местами биотит. Высоким качеством отличаются также пегматиты на Среднем Урале, залегающие среди нефелиновых сиенитов.

Известные месторождения амазонита (как поделочного камня) распространены в Ильменских горах, где он был открыт еще в 1784 г. Здесь амазонит встречается в довольно крупных массах, местами густо окрашенных в зеленый, местами в голубовато-зеленый, яблочно-зеленый, изредка в бирюзовый и другие оттенки с переходами в желтовато-серый и желтый.

АНОРТОКЛАЗ—$(Na,K)[AlSi_3O_8]$. Сингония триклинная. «Анортоклаз» по-гречески—не ортоклаз (т. е. аналогичен только по виду). В виде примеси часто содержит CaO (иногда до нескольких процентов). Название «анортоклаз» присвоено триклинным полевым шпатам, в которых содержание Na_2O преобладает над содержанием K_2O. В литературе нередко можно встретить применение этого названия в более широком смысле, включающем вообще все немоноклинные полевые шпаты, в том числе и микроклин (независимо от содержания Na_2O).

По физическим свойствам сходен с микроклином. От последнего отличается лишь по оптическим константам. Уд. вес 2,56—2,60. При накаливании легко переходит в моноклинную модификацию, по охлаждении вновь становится триклинным.

Встречается в богатых натрием вулканических породах. Первоначально был установлен в андезитовых лавах на о. Пантеллерия (Италия).

Подгруппа гиалофана

К этой подгруппе относятся кали-бариевые полевые шпаты, кристаллизующиеся в моноклинной сингонии. Они представлены изоморфными смесями ряда $K[AlSi_3O_8]$—$Ba[Al_2Si_2O_8]$. Кроме того, в их состав входят в небольших количествах $Na[AlSi_3O_8]$ и $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

Установленные до сих пор минеральные виды не полностью представляют этот ряд. Известны гиалофаны с содержанием молекулы $Ba[Al_2Si_2O_8]$ до 35%, в одном случае—около 50% и, наконец, представители близких к чисто бариевому моноклинному полевому шпату, названному цельзианом.

ГИАЛОФАНЫ—$(100-n)K[AlSi_3O_8]\cdot nBa[Al_2Si_2O_8]$, где $n = 0$—35%. В виде примесей устанавливаются Na_2O, CaO, иногда SrO и др.

Сингония моноклинная. Кристаллы гиалофанов аналогичны кристаллам ортоклаза (адуляра). Двойники те же. Тождественны и кристаллические решетки их, что обусловливается близостью ионных радиусов катионов K^{1+} и Ba^{2+} (1,33 и 1,36 Å). Замене ионов K^{1+} ионами Ba^{2+} отвечает эквивалентная замена Si^{4+} на Al^{3+}.

Кристаллы водяно-прозрачные, иногда серые с желтоватым, зеленоватым или голубоватым оттенком, реже красные. Встречаются в виде друз в пустотах или в виде прожилков. Блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый.

Твердость 6—6,5. Спайность такая же, как у ортоклаза. Уд. вес 2,6—2,82 (последняя цифра для гиалофана с 30% $Ba[Al_2Si_2O_8]$). П. п. тр. плавятся с большим трудом. В кислотах не растворяются. От ортоклаза могут быть отличены по присутствию бария и явно повышенному удельному весу, а также по оптическим константам.

Ортоклазы, содержащие в небольших количествах барий, встречаются в магматических изверженных породах. Богатые барием разности наблюдались в контактово-метасоматических месторождениях. Найдены в районе р. Слюдянки (Южное Прибайкалье) во флогопито-кальцитовых жилах, где они в виде серых крупных кристаллов ассоциируют с диопсидом, скаполитом и кальцитом или непосредственно развиваются метасоматическим путем по розовому ортоклазу.

ЦЕЛЬЗИАН—$Ba[Al_2Si_2O_8]$. Содержание BaO обычно колеблется от 34 до 42% Сингония моноклинная. Встречается в виде хорошо образованных кристаллов короткопризматического ортоклазового облика, иногда богатых гранями. Известны и длиннопризматические формы. Двойники—по манебахскому, бавенскому и карлсбадскому законам. Наблюдался также в сплошных зернистых массах.

Прозрачный, бесцветный или просвечивающий. Иногда имеет аллохроматическую красную или черную окраску, обусловленную примесями окиси железа или окислов марганца. Блеск стеклянный. Твердость 6. Спайность такая же, как у ортоклаза. Уд. вес 3,31—3,37.

Наблюдался в контактово-метасоматических месторождениях, так же как и гиалофаны, в Якобсберге (Швеция), на полуострове Карнарвон в Уэлсе (Англия) в ордовикской песчано-сланцевой толще с прослоями туфов марганцевых руд и в других местах.

2. ГРУППА СКАПОЛИТА

Эта замечательная по широкому изоморфизму группа минералов имеет много общего по химическому составу с группой плагиоклазов. В отличие от последних, здесь мы имеем наличие дополнительных анионов в виде Cl^{1-}, $[SO_4]^{2-}$, $[CO_3]^{2-}$, иногда F^{1-} и OH^{1-}. Соответственно этому общий заряд в кристаллических решетках уравновешивается вхождением дополнительных катионов Na^{1+} и Ca^{2+}.

Так же как и в ряду плагиоклазов, здесь по мере изменения состава, очевидно, происходит замена NaSi—CaAl. Подобно этому, имеют место и взаимные соотношения между анионами Cl, более тесно связанными с натриевыми разновидностями, и группами $[SO_4]$ и $[CO_3]$, характерными для более богатых кальцием разновидностей.

Конечные члены этого ряда представлены чисто натриевым минеральным видом—мариалитом (Ма) и чисто кальциевым—мейонитом (Ме). Для разностей промежуточного состава принята такая же классификация, как и для плагиоклазов (по процентному содержанию мейонитовой молекулы).

Вполне естественно, что в соответствии с изменением химического состава минералов этой группы закономерно меняются и физические свойства их.

СКАПОЛИТ — $(75-n)\,Na_4[AlSi_3O_8]_3Cl \cdot nCa_4[Al_2Si_2O_8]_3[SO_4,CO_3]$. где n изменяется от 0 до 75%. Название происходит от греческих слов «скапос» — столб и «литос»—камень. Наименование, очевидно, присвоено в связи с формой кристаллов. Разновидность: глауколит или главколит (не следует смешивать с глауконитом—гидросиликатом Fe и K), имеющий средний состав. В прежней литературе существовало много названий других разновидностей, являющихся по существу синонимами.

Химический состав. Количество SiO_2 падает по мере увеличения мейонитовой молекулы от 56 до 47%; соответственно падают и содержания Na_2O и Cl, а CaO и CO_2 увеличиваются.

Сингония тетрагональная; тетрагонально-дипирамидальный в. с. L^4PC. **Кристаллическая структура.** Для скаполита характерны сложные кольца из четырех тетраэдров с вершинами, попеременно обращенными то вверх, то вниз. Эти кольца образуют колонки параллельно оси *c* кристалла. На рис. 355 изображена проекция тетраэдрического каркаса на плоскость (001). Внутри него существуют пространства для катионов Na^{1+} и Ca^{2+}, а также большие полости для анионов Cl^{1-}, $[SO_4]^{2-}$ или $[CO_3]^{2-}$. **Облик кристаллов.** Встречающиеся кристаллы имеют призматический облик и обычно вытянуты по направлению вертикальной оси (рис. 356). Наиболее распространены грани призм {100}, {110} и {210}, притупленных гранями дипирамид {111}, {131}, {331}, а также {101} и др. Кристаллы встречаются лишь в друзовых пустотах, а в массе породы он развивается в виде неправильных зерен или зернистых агрегатов, иногда образуя сплошную скаполитовую породу.

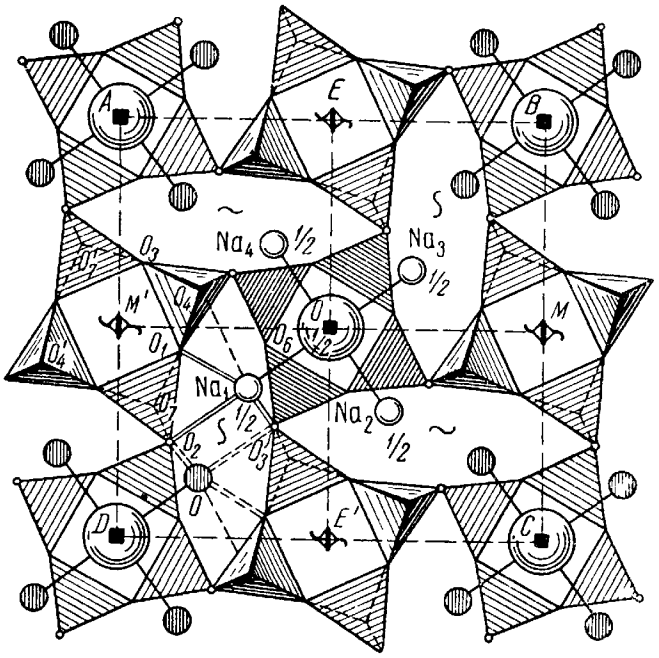


Рис 355 Кристаллическая решетка скаполита в проекции вдоль оси *c*

Крупные шары—Cl^{1-}, меньшие шары—Na^{1+} или Ca^{+}. Маленькие полые кружочки у вершин четверных колец вокруг осей *A*, *B*, *C*, *D* и *O* изображают ионы кислорода, связывающие кольца

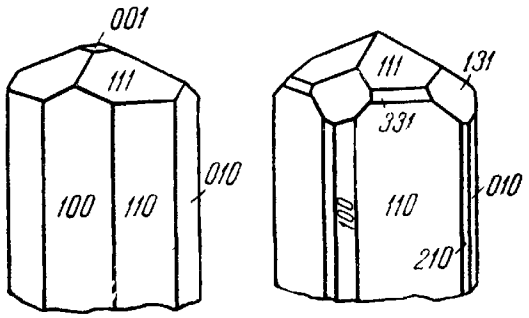


Рис. 356. Кристаллы скаполита

Цвет. Скаполиты в вулканических породах обычно бесцветны, образующиеся же в кристаллических сланцах и известняках, наоборот, непрозрачны, окрашены в серый, иногда густой голубой (глауколит), реже красный цвет. **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности с перламутровым отливом. $Nm = 1{,}550—1{,}595$ и $Np = 1{,}540—1{,}556$ (возрастают по мере увеличения мейонитовой молекулы).

Твердость 5—6. Хрупкий. **Спайность** по {100} средняя и по {110} несовершенная; часто проявляется ступенчато. Излом неровный. **Уд. вес** возрастает к мейониту от 2,61 до 2,75

Диагностические признаки. Скаполиты от похожих на них полевых шпатов отличаются по явно тетрагональной форме кристаллов, по слабо выраженной спайности (по тетрагональной призме) и несколько меньшей твердости.

П. п. тр., выделяя летучие составные части, вспучиваются и затем плавятся в белое пузыристое стекло. В HCl отчасти разлагаются—тем легче, чем больше содержат мейонитовой молекулы. При этом кремнезем выделяется не в виде студня, а пловатого осадка.

Происхождение и изменение. Как продукты пневматолитовых процессов скаполиты встречаются в пустотах вулканических пород в виде друз хорошо образованных бесцветных кристаллов. Нередко наблюдаются в контактово-метасоматических месторождениях на границе интрузивов кислых и щелочных пород с известняками и доломитами. Ассоциируют с гранатами, пироксенами, иногда апатитом и др. Довольно часто наблюдаются явления замещения скаполитами других минералов,

особенно плагиоклазов. При этом подмечено, что, как правило, скаполиты имеют более основный состав, чем плагиоклазы (Na_2O частично выносится). Иногда сопровождаются цеолитами.

Скаполиты сравнительно легко подвергаются вторичным изменениям, особенно при выветривании. В псевдоморфозах по скаполитам наблюдались слюды, эпидот, альбит и другие минералы. В процессе выветривания за счет скаполитов образуются каолиновые глины.

Месторождения. Давно известны находки скаполитов во многих флогопитовых месторождениях по р. Слюдянке (Южное Прибайкалье). Обычно ассоциируют с диопсидом и кальцитом. Иногда отдельные кристаллы скаполита (строгановита) достигают 0,5 *м* в длину. Цвет их обычно бледный соломенно-желтый или грязнозеленый. Образовались они здесь метасоматическим путем при реакциях пегматитов с известняками. Здесь же были обнаружены в сплошных массах глауколиты, окрашенные в голубой, серовато-синий или синевато-фиолетовый цвет.

Отдельные находки скаполитов были сделаны в контактово-метасоматическом месторождении горы Благодать (С. Урал), в Ильменских горах, Карелии, Минусинском районе и во многих других местах.

3. ГРУППА ЛЕЙЦИТА

Здесь, кроме лейцита и поллуцита, рассмотрим очень близкий к лейциту по ряду свойств анальцим, содержащий воду цеолитного характера.

ЛЕЙЦИТ—$K[AlSi_2O_6]$, или $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$. Название происходит от греческого слова «лейкос»—светлый. Является породообразующим минералом в некоторых богатых щелочами и относительно бедных кремнеземом эффузивных породах (лейцитовых базальтах, фонолитах, трахитах и др.).

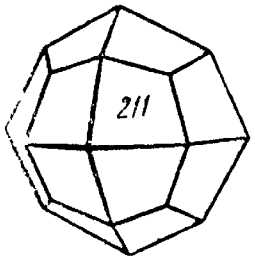


Рис. 357. Кристалл лейцита

Химический состав. K_2O 21,5%, Al_2O_3 23,5%, SiO_2 55,0%. В виде примесей присутствуют в незначительных количествах Na_2O, CaO, H_2O.

Сингония. Обладает диморфизмом. При температуре выше 620° устойчива кубическая модификация, ниже этой температуры лейцит претерпевает полиморфное превращение в тетрагональную модификацию. **Облик кристаллов** чрезвычайно характерен: наблюдается в виде хорошо образованных со всех сторон полиэдрических кристаллов—тетрагон-триоктаэдров (рис. 357). Характерные формы: {211}, редко {110} и {100}. Поверхность граней матовая; иногда на них устанавливается двойниковая штриховка. Двойники по (100). Изредка наблюдается в виде зернистых агрегатов.

Цвет. Бесцветный; белый с сероватым или желтоватым оттенком; часто также пепельно-серый. **Блеск** в изломе стеклянный, жирный. $Ng = 1{,}509$ и $Np = 1{,}508$.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** отсутствует. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,45—2,50.

Диагностические признаки. Весьма характерны форма кристаллов и светлая окраска, а под микроскопом—оптические аномалии и низкий показатель преломления.

П. п. тр. не плавится. В HCl растворяется с выделением порошковатого кремнезема.

Происхождение. Лейцит является типичным высокотемпературным магматическим минералом, образующимся при затвердевании лав, богатых щелочами (главным образом K_2O) и бедных SiO_2. Поэтому совместно с кварцем он не наблюдается. Обычно с ним ассоциируют щелочные пироксены (эгирин или эгирин-авгит), нефелин и др. В виде отдельных кристаллов встречается также в вулканических выбросах—пеплах и туфах.

Под воздействием позднейших процессов нередко наблюдаются явления химических превращений. Известны псевдоморфозы ортоклаза и серицита (калиевой слюды) по кристаллам лейцита. Иногда они замещаются также нефелином и альбитом, и притом в различных количественных соотношениях. Такие псевдоморфозы носят название псевдолейцита или эпилейцита. Нередки случаи превращения лейцита в анальцим при реакциях с натрийсодержащими растворами. Этот процесс широко развивается также в почвах с переходом калия в раствор. В связи с этим становится понятным плодородие почв, образующихся на лейцитсодержащих породах.

Практическое значение. В некоторых странах, например в Италии, лейцитовые породы разрабатываются как минеральное сырье для получения калиевых продуктов и металлического алюминия. Следует иметь в виду, что лейцит по сравнению с ортоклазом содержит меньше SiO_2 и больше Al_2O_3.

Месторождения. В СССР лейцитсодержащие эффузивные породы известны на территории Армении. В значительных количествах в виде крупных и мелких кристаллов лейцит содержится в лавах на Монте-Сомма (Везувий). Эпилейцитовые эффузивные породы у нас были встречены в Туркестане, на р. Ишим, в Восточной Сибири и в других местах.

АНАЛЬЦИМ—$Na[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$, или $Na_2O\cdot Al_2O_3\cdot 4SiO_2\cdot 2H_2O$. «Анальцис» по-гречески—бессильный. Название было дано за его свойство лишь слабо электризоваться при трении.

Химический состав (в%): Na_2O 14,07; Al_2O_3 23,29; SiO_2 54,47, H_2O 8,17. Установлена также разновидность, богатая K_2O (до 5,5%). В небольших количествах иногда содержатся CaO и MgO.

Сингония кубическая. Кристаллизуется точно в таких же формах, как и лейцит (см. рис. 357). Реже встречаются кубические кристаллы, притупленные на углах гранями тетрагон-триоктаэдра (рис. 358). Наблюдается также в зернистых агрегатах, в виде друз кристаллов в пустотах, кристаллических корочек и жеод.

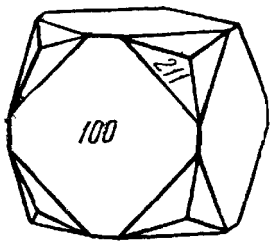


Рис. 358. Кристалл анальцима

Цвет. Бесцветный, белый с сероватым, красноватым или зеленоватым оттенком, иногда мясо-красный (благодаря пигментации окисью железа). **Блеск** стеклянный.

Твердость 5—5,5. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует, иногда заметна по {001}. **Уд. вес** 2,2—2,3.

Диагностические признаки. От похожего на него лейцита отличается прежде всего по составу, более низкой твердости, более низкому показателю преломления и по поведению п. п. тр.

П. п. тр., в отличие от лейцита, легко сплавляется в прозрачное стекло. При нагревании легко выделяет воду и мутнеет (у лейцита этого не наблюдается). В HCl вполне разлагается с образованием в воде осадка иловатого кремнезема.

Происхождение и месторождения. Аналогично цеолитам, анальцим обычно встречается как продукт низкотемпературной гидротермальной деятельности, связанной с последними стадиями магматических процессов. Часто образование его происходит при температуре, по всей вероятности, ниже 100°.

В редких случаях образуется, повидимому, как первичный минерал при кристаллизации магмы, богатой Na и H_2O, находившейся под большим давлением. В так называемых тешенитах (анальцимовых диабазах) он, являясь единственным алюмосиликатом натрия, кристаллизуется самым последним в промежутках между ранее выделившимися силикатами. Таковы, например, тешениты Кавказа. Крупные прозрачные кристаллы находятся в вулканических туфах на Циклоповых островах близ Катаньи (Сицилия).

В пегматитах щелочных пород, богатых натрием (нефелиновых сиенитов), он наблюдается в числе последних гидротермальных минералов,

замещая большей частью нефелин. Обнаруживается в пегматитах Ильменских гор и в других местах.

В виде новообразований анальцим возникает иногда и при экзогенных процессах. Его находят, например, в почвах, образовавшихся на месте лейцитовых пород, изредка в осадочных породах.

ПОЛЛУЦИТ—$Cs[AlSi_2O_6]$ (теоретически); также $Cs_4NaAl_5Si_{11}O_{32}\cdot 1{,}3H_2O$. Последняя формула относится к наиболее богатой цезием из установленных пока в природе разностей поллуцита. Синоним: поллукс. Еще совсем недавно поллуцит представлял собой минералогическую редкость. В настоящее время известны промышленные скопления этого минерала, единственного *пока по богатству цезием.*

Химический состав не постоянен. Содержание Cs_2O достигает 30—32%. Установлен интересный случай изоморфного смешения поллуцита с анальцимом. На основании ряда имеющихся химических анализов был сделан вывод, что конечный член этого изоморфного ряда (чистый поллуцит, пока не встреченный в природе) должен иметь следующую формулу: $Cs[AlSi_2O_6]$, т. е. должен являться аналогом лейцита.

Следовательно, изоморфные смеси образуются между безводным и водным силикатами: $Cs[AlSi_2O_6]$—$Na[AlSi_2O_6]\cdot H_2O$. В незначительных количествах присутствуют также Rb_2O, K_2O и Tl_2O.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** аналогична структуре анальцима. **Облик кристаллов.** Ясно образованные кристаллы встречаются в пустотах, но вообще редки. Представляют комбинацию {100} и {210}. Достигают 2 *см* в поперечнике. Чаще наблюдается в виде жилок или сплошных масс.

Цвет. Бесцветный, прозрачный. **Блеск** типичный стеклянный. $N = 1{,}524—1{,}506$.

Твердость 6,5. **Спайность** практически отсутствует. Излом раковистый. **Уд. вес** 2,86—2,90.

Диагностические признаки. Встречается в ассоциации с литиевыми минералами в виде стекловидных масс, похожих на кварц, от которого легко отличается по оптическим свойствам (в порошке под микроскопом изотропен). Цезий легко устанавливается спектральным анализом. Для поллуцита очень характерны также многочисленные тонкие прожилки вторичных минералов белого, серого и розового цвета.

П. п. тр. тонкие осколки закругляются по краям; плавится в белую эмаль, причем пламя окрашивается в красновато-желтый цвет. При накаливании становится мутным (теряет воду). В HCl при нагревании растворяется с трудом с выделением порошковатого кремнезема; раствор с хлористой платиной дает обильный осадок двойной хлористой соли цезия и платины.

Происхождение. Как гидротермальный минерал встречается в миаролитовых пустотах в граните и пегматитах. Парагенетически связан с литиевыми силикатами (петалитом, лепидолитом), литиевыми фосфатами (амблигонитом), кварцем и другими минералами.

В сплошных массах поллуцита наблюдаются многочисленные тончайшие белые прожилки каолиноподобных продуктов его разрушения.

Практическое значение. Поллуцит является важнейшим источником получения солей цезия, используемых для различных целей в лабораторной и аналитической практике. Очень важно применение цезия для светочувствительных автоматических электроаппаратов и для разрядных ламп. Благодаря цезиевым фотоэлементам была технически разрешена проблема передачи изображений на расстояние (телевидение) и пр.

Месторождения. Первоначально поллуцит был установлен в пустотах среди гранитов на о. Эльба (Италия). В значительных скоплениях он был обнаружен в районе лепидолитовых месторождений Карибиб (Юго-Западная Африка). Описан также в месторождениях Варутрёск (Швеция), Геброн (США) и других местах.

4. ГРУППА НЕФЕЛИНА

Сюда относятся еще более бедные кремнеземом алюмосиликаты типа $R^{\cdot}[AlSiO_4]$, где $R^{\cdot} = Li, Na, K$. Кристаллизуются они в гексагональной сингонии. $Na[AlSiO_4]$ и $K[AlSiO_4]$ при высоких температурах образуют непрерывный ряд твердых растворов. Здесь рассмотрим один нефелин.

НЕФЕЛИН—$Na[AlSiO_4]$, или $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$. Название происходит от греческого слова «нефели»—облако (при разложении в крепких кислотах дает облаковидный кремнезем). Нередко является породообразующим минералом в щелочных изверженных породах, богатых натрием.

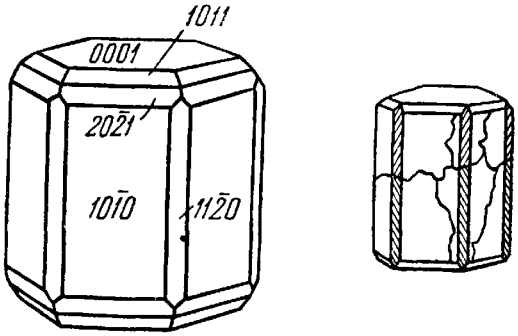


Рис. 359 Кристаллы нефелина

Химический состав точно не отвечает формуле. SiO_2 всегда содержится в некотором избытке (до 3—10%); присутствует также K_2O (содержание молекулы $K[AlSiO_4]$ колеблется в пределах от 5 до 20%). Кроме того, устанавливаются примеси CaO (до 0,5—7%), иногда Fe_2O_3, Cl и H_2O.

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. **Облик кристаллов** призматический, короткостолбчатый (рис. 359) или толстотаблитчатый. Главное развитие имеют призма $\{10\bar{1}0\}$ и пинакоид $\{0001\}$, а также грани дипирамиды $\{10\bar{1}1\}$ и призмы $\{11\bar{2}0\}$. Простые по внешнему виду формы кристаллов нефелина в действительности нередко представляют двойниковые сростки (с неправильными границами), о чем свидетельствуют фигуры вытравления и штриховатость граней (рис. 359). Кристаллы встречаются редко, большей частью в пустотах среди пород. **Агрегаты.** Обычно распространен в виде неправильной формы вкрапленных в породу кристаллических зерен или в виде сплошных масс, часто очень крупнозернистых.

Цвет. Бесцветный, но чаще серовато-белый или серый с желтоватым, буроватым, красноватым, зеленоватым оттенком. Непрозрачные светлоокрашенные крупнокристаллические или сплошные разности часто называют э л е о л и т о м. **Блеск** на плоскостях кристаллов стеклянный, в изломе жирный. $Nm = 1{,}532—1{,}547$ и $Np = 1{,}529—1{,}542$.

Твердость 5—6. Хрупок. **Спайность** практически отсутствует или наблюдается несовершенная спайность по $\{0001\}$ и $\{1010\}$. **Уд. вес** 2,6.

Диагностические признаки. На глаз нефелин не всегда легко узнать. В щелочных, богатых натрием породах он характеризуется сероватой окраской с теми или иными оттенками и типичным ж и р н ы м б л е с к о м. На выветрелых поверхностях легко узнается по небольшим матовым пленкам или корочкам, образующимся в углублениях в виде продуктов химического разрушения.

П. п. тр. плавится, иногда довольно легко, окрашивая пламя в желтый цвет. Кислотами разлагается.

Происхождение. Нефелин распространен почти исключительно в м а г м а т и ч е с к и х, бедных кремнеземом щелочных горных породах: нефелиновых сиенитах и их пегматитах, фонолитах и др. Среди них иногда встречаются шлиры, почти сплошь состоящие из нефелина. В более богатых кремнеземом магматических дериватах он ассоциирует с альбитом, а при избытке SiO_2 уже не встречается.

В глубинных нефелиновых породах в парагенезисе с ним обычно можно встретить эгирин (щелочной пироксен), щелочные полевые шпаты (альбит, микроклин), иногда щелочную роговую обманку, нередко продукты гидротермального изменения нефелина—главным образом канкринит, содалит и цеолиты. Кроме того, характерно, особенно в пегматитах, присутствие

минералов циркония и титана (циркон, сфен, ильменит и др.), а также апатита, биотита и ряда редких минералов.

При выветривании нефелин сравнительно легко разрушается и выщелачивается. Вначале он покрывается в виде пленок белыми остаточными продуктами химического разрушения, а в конце концов возникают кавернозные полости на поверхности глыб нефелинсодержащих пород.

Практическое значение. Сплошные нефелиновые массы и отходы обогатительных фабрик, состоящие (после извлечения апатита или других полезных ископаемых) главным образом из нефелина, могут быть использованы в самых различных отраслях промышленности.

В небольших количествах нефелин используется в стекольном производстве без добавки щелочей для получения зеленых стекол. В керамической промышленности может служить заменителем полевого шпата. Вследствие относительно легкой разлагаемости в кислотах нефелиновые отходы обогатительных фабрик могут быть использованы для получения из них глинозема (содержание Al_2O_3 колеблется в пределах 31—34%), а также силикагеля, соды, ультрамарина и других продуктов.

Месторождения. Нефелиновые породы нередко слагают крупные массивы. На Ю. Урале большой известностью пользуется массив нефелиновых сиенитов (миаскитов) в Ильменских горах, к которым приурочены многочисленные копи различных редких минералов.

5. ГРУППА СОДАЛИТА

Минералы группы содалита, кристаллизующиеся в кубической сингонии, по своему составу близки к минералам группы нефелина, но, в отличие от них, содержат в качестве дополнительных анионов Cl^{1-}, S^{2-}, $[SO_4]^{2-}$. В соответствии с этим в число катионов входят дополнительные катионы Na^{1+} и Ca^{2+}.

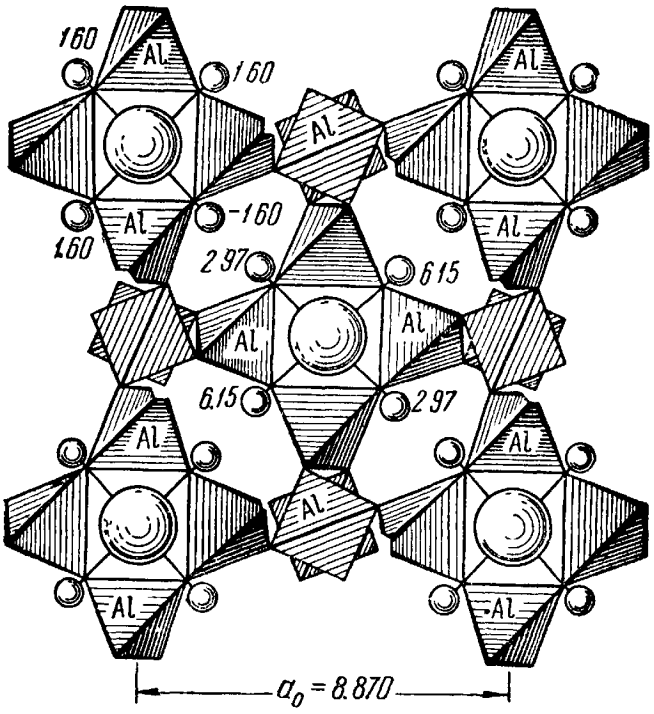


Рис. 360. Кристаллическая решетка содалита в проекции на грань куба вдоль *c*

Ионы Cl^{1-} (крупные шары) располагаются в вершинах квадрата на высоте 0 и в середине на высоте $1/2$ $c = 4{,}435$ Å. Малые шары—ионы Na^{1+} (цифры при них указывают на относительную их высоту). В каркасе из тетраэдров алюмокислородные группы AlO_4 показаны значком Al. Для наглядности те вершины тетраэдров, которые должны быть связаны с выше- и нижерасположенными ячейками, показаны обломанными

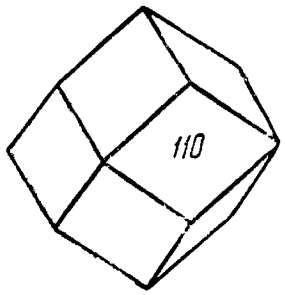


Рис. 361. Кристалл содалита

СОДАЛИТ — $Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$, или $3Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2NaCl$. Название обусловлено содержанием в минерале натрия (сода); «литос» по-гречески—камень. Как и другие минералы группы, за исключением лазурита, встречается в изверженных породах, богатых натрием и бедных кремнеземом.

Химический состав (в%): Na_2O 25,5, Al_2O_3 31,7, SiO_2 37,1, Cl 7,3. В небольших количествах устанавливается также K_2O.

Сингония кубическая; гексаоктаэдрический в. с. **Кристаллическая структура** простая кубическая (рис. 360). Ионы Cl располагаются в углах

и центрах куба, будучи окружены тетраэдрической группировкой ионов натрия. **Облик кристаллов** ромбо-додекаэдрический (рис. 361). Образованы гранями {110} и {100}. Крайне редко наблюдаются другие формы. Двойники нередки по (111), т. е. двойниковой осью служит тройная ось. **Агрегаты.** Встречается также в зернистых массах.

Цвет. Бесцветный или серый с желтоватым или синеватым оттенком, реже синий. **Блеск** стеклянный, в изломе жирный. $N = 1{,}483—1{,}490$.

Твердость 5,5—6. **Спайность** по {110} средняя. Излом неровный. **Уд. вес** 2,13—2,29.

Диагностические признаки. От щелочных силикатов других групп отличается оптической изотропией. Однако от нозеана и гаюина отличить без химической реакции очень трудно. От темноокрашенного флюорита отличается по легкой разлагаемости кислотами.

П. п. тр. сплавляется, вспучиваясь, в бесцветное стекло. В закрытой трубке прозрачные разности мутнеют. Растворяется в HCl, при выпаривании выделяет студенистый кремнезем. Если воздействовать на минерал HNO_3 и затем раствор медленно выпарить на предметном стекле, то образуются кристаллики NaCl. Можно проверить также с $AgNO_3$ наличие хлора.

Происхождение и месторождения. Содалит является первичным минералом изверженных щелочных пород, по преимуществу эффузивных. Изредка встречается и в интрузивных породах, например в содалитовых сиенитах Зеравшана (Таджикская ССР), в мариупольских щелочных породах и пр. Обычно ассоциирует с нефелином, канкринитом, эвдиалитом и другими минералами. Иногда замещает нефелин и другие алюмосиликаты щелочей.

В Ильменских горах он наблюдался в нефелиновых пегматитах в виде небольших скоплений и прожилков синего цвета в ассоциации с канкринитом, иногда в виде включений в анальциме.

В зоне окисления, как и все другие богатые щелочами минералы, постепенно разлагается.

НОЗЕАН—$Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4]$. Сингония кубическая. По свойствам чрезвычайно похож на содалит.

Цвет серый с желтоватым, зеленоватым или голубым оттенком, реже белый. $N = 1{,}495$. Твердость 5,5. Спайность по {110} средняя. Уд. вес 2,28—2,40. Часто содержит включения посторонних минералов. Кристаллы вследствие этого производят впечатление сильно разъеденных.

Встречается в щелочных изверженных породах, главным образом эффузивных, например в щелочных лавах Канарских островов, островов Зеленого мыса, Минусинском районе, в Альбанских горах (Италия) и других местах.

ГАЮИН—$Na_6Ca[AlSiO_4]_6[SO_4]$. В небольших количествах присутствует иногда также K_2O.

Сингония кубическая. Встречается в кристаллах додекаэдрического или октаэдрического облика, но чаще в виде оплавленных и округленных зерен.

Цвет яркосиний, небесно-голубой, зеленовато-синий, реже желтый и красный. Блеск стеклянный, жирный в изломе. $N = 1{,}495—1{,}504$—наибольший среди минералов рассматриваемой группы.

Твердость 5,5. Спайность по {110} средняя. Уд. вес 2,4—2,5. П. п. тр. растрескивается, сплавляется в зеленовато-голубое стекло.

Встречен в лавах на Монте-Сомма (Везувий) в ассоциации с нефелином и лейцитом, в Альбанских горах (Италия) и во многих других местах. Как редкий случай, гаюин был обнаружен в лазуритовом Мало-Быстринском месторождении (на р. Слюдянке, Южное Прибайкалье) в зонах замещения пегматита в контакте с доломитом.

ГЕЛЬВИН—$Mn_8[BeSiO_4]_6S_2$. BeO 13,6%. Содержит также FeO (до 15%).

Сингония кубическая; тексатетраэдрический в. с. Встречается в виде тетраэдрических кристаллов или шарообразных масс.

Цвет желтый, желто-бурый, красно-бурый, реже зеленый. **Полупрозрачный. Блеск** стеклянный, смолистый. $N = 1{,}746$.

Твердость 6—6,5. Излом неровный, раковистый. **Спайность** заметная по {111}. **Уд. вес** 3,16—3,36.

Диагностические признаки. Очень похож на гранат. Отличается наличием серы, легко устанавливаемой с помощью реакции на серную печень или с As_2O_3 в H_2SO_4 при кипячении порошка (гельвин покрывается ярким канареечно-желтым налетом As_2S_3).

П. п. тр., вспучиваясь, плавится в желтовато-бурое непрозрачное стекло. С бурой дает реакцию на Mn. Растворяется в HCl с выделением H_2S; при выпаривании образует студенистый осадок кремнезема.

Практическое значение. В случае существенных скоплений может иметь промышленное значение как руда на бериллий.

Происхождение и месторождения. Встречается в пегматитовых жилах в ассоциации с кварцем, альбитом, амазонитом. В Норвегии встречался в авгитовых сиенитах в районе Лангезундфиорда. В США известен в некоторых слюдяных копях близ Амелия Курт (Вирджиния), а в значительных массах— в контактовых зонах риолитов и гранитов с известняками в ассоциации с магнетитом и флюоритом в Сиерра и Сокорро (штат Нью-Мексико).

ЛАЗУРИТ—$Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4]$. Формула точно не установлена. Содержит CaO до нескольких процентов. Название дано по яркосиней окраске минерала. Синонимы: ляпис-лазурь, ультрамарин (искусственный).

Химический состав лазурита из Мало-Быстринского месторождения (в %): Na_2O 16,8, CaO 8,7, Al_2O_3 27,2, SiO_2 31,8, SO_3 11,8, S 0,34, Cl 0,25 и немного H_2O, SrO, MgO, K_2O, Fe_2O_3 и CO_2.

Сингония кубическая. Обычно встречается в сплошных, плотных массах. Кристаллическая структура аналогична структуре содалита.

Цвет лазурита густой лазурево-синий, фиолетовый, иногда голубой или зеленовато-синий. **Блеск** стеклянный. N около 1,50 (колеблется).

Твердость 5,5. Хрупок. **Спайность** по {110} несовершенная. **Уд. вес** 2,38—2,42.

Диагностические признаки. Для лазурита прежде всего характерен его интенсивный яркосиний или голубой цвет как в массе, так и в тонких шлифах. Похож на синий содалит, но парагенетические соотношения совсем иные: первый—с щелочными силикатами, второй—с кальцитом, доломитом.

П. п. тр., вспучиваясь, легко сплавляется в белое стекло. После прокаливания до темнокрасного каления иногда усиливает свою окраску. В HCl разлагается, выделяет H_2S (чувствуется по запаху) и после выпаривания оставляет студенистый кремнезем.

Происхождение. Редко встречающиеся месторождения приурочены к контактам щелочных изверженных пород (сиенитов, гранитов и их пегматитов) с карбонатными породами. В ассоциации с ним, кроме кальцита, нередко наблюдаются пирит в виде мелких зернышек, хорошо видимых на полированных образцах, а также глауколит и другие минералы, за исключением кварца. Изредка обнаруживается в щелочных лавах (Везувий).

Практическое значение. Как красивый поделочный камень лазурит привлекал к себе внимание издавна. Об этом камне мы находим упоминания у писателей древних веков различных стран. В Греции и Римской империи лазурит пользовался особой славой как сырье для приготовления прочной и красивой краски. Широко известны старинные изделия из него в виде чаш, шкатулок, колец, статуэток, амулетов и множества безделушек. В XVII в. лазуритовый камень употреблялся для отделки драгоценностей, украшения мебели и каминов. В виде тонкого облицовочного материала он шел на инкрустации в сочетании с золотом, бронзой и другими металлами. Особенно ценились разности василькового цвета с крапинками пирита. Мы встречаем этот камень в Ленинграде в колоннах Исаакиевского собора, на стенах в Зимнем дворце, в Эрмитаже в вазах, столах и пр.

Месторождения. Стариннейшим месторождением, пользовавшимся большой славой и описанным в свое время еще Марко Поло (1271), является Бадашханское месторождение в Афганистане, где массы лазурита разных оттенков (от индигового до голубого) образовались метасоматическим путем в известняках. Геологически оно детально не изучено. Другое знаменитое месторождение—Мало-Быстринское находится в Южном Прибайкалье на р. Слюдянке, где лазурит образовался метасоматическим путем в результате реакций между пегматитом и доломитовыми породами. Первые находки лазурита в этом районе были сделаны в 1784 г. (по указанию местных крестьян).

6. ГРУППА КАНКРИНИТА

Минералы, относящиеся к этой группе, по ряду свойств очень близки к группе нефелина. Отличаются по химическому составу и тем, что содержат в качестве добавочных анионов $[CO_3]^{2-}$ и $[SO_4]^{2-}$.

КАНКРИНИТ—$Na_6Ca[AlSiO_4]_6[CO_3,SO_4] \cdot nH_2O$. Судя по данным химических анализов, повидимому, может существовать непрерывный ряд между карбонат-канкринитом, содержащим в качестве дополнительного аниона группу CO_3, и сульфат-канкринитом (вишневитом), содержащим дополнительный анион SO_4. Вполне свободного от CO_3 сульфат-канкринита пока не установлено.

Химический состав непостоянный (в %): SiO_2 33,7—34,7, Al_2O_3 29,0—29,4, Na_2O 15,6—18,9, CaO 1,2—4,2, K_2O 1,4—5,1 (повышается по мере падения суммы $Na_2O + CaO$), CO_2 0,3—6,3, SO_3 (в сульфат-канкринитах)4,6—6,2, H_2O 3,9—7,6.

Сингония гексагональная; дигексагонально-дипирамидальный в. с. **Облик кристаллов.** Кристаллы встречаются очень редко, обычно в виде призм с гранями тупой дипирамиды (рис. 362). **Агрегаты.** Обычно наблюдается в сплошных массах, иногда в виде каемок вокруг нефелина как продукт изменения его.

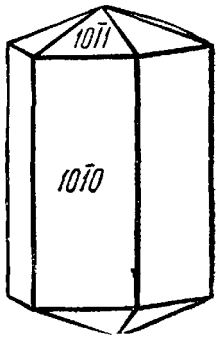


Рис. 362. Кристалл канкринита

Цвет канкринита белый, синий, серый с желтоватым или зеленоватым оттенком, иногда красновато-розовый (от микроскопических чешуек Fe_2O_3). Сульфат-канкринит обладает светлоголубой или синевато-голубой окраской (бывают и бесцветные разности). **Блеск** на плоскостях спайности стеклянный с перламутровым отблеском, в изломе не по спайности — жирный. Для карбонат-канкринита: $Nm = 1{,}515—1{,}524$ и $Np = 1{,}491—1{,}502$. Для сульфат-канкринита: $Nm = 1{,}509—1{,}493$ и $Np = 1{,}500—1{,}492$.

Твердость 5—5,5. Хрупок. **Спайность** по {10$\bar{1}$0} средняя или совершенная. **Уд. вес** 2,42—2,48.

Диагностические признаки. Канкринит, как правило, встречается в нефелиновых породах. От нефелина, за счет которого он образуется, отличается наличием спайности. Сульфат-канкринит (вишневит) легко узнается по синевато-голубой окраске и спайности.

П. п. тр. плавится с трудом в пузыристое стекло. При накаливании, в противоположность нефелину, становится мутным, очевидно вследствие освобождения CO_2. В HCl растворяется с шипением. Студенистый кремнезем начинает осаждаться лишь при кипячении и выпаривании.

Происхождение. Образуется в постмагматическую стадию при воздействии углекислых или сернокислых растворов на ранее выкристаллизовавшиеся массы нефелина. В свою очередь, сам нередко претерпевает изменения, переходя в слюды, цеолиты, карбонаты и др.

В зоне выветривания разрушается подобно нефелину. Первоначально в виде мучнистых корок образуются цеолиты, позднее—галлуазит.

Месторождения. В Ильменских и Вишневых горах карбонат-канкринит и голубой сульфат-канкринит (вишневит) встречаются в нефелиновых пегматитах, часто в ассоциации с содалитом, кальцитом, цеоли-

тами, гидраргиллитом, остатками нефелина, уцелевшего от замещения, и другими минералами. В Тункинских горах канкринит встречается среди гранита вместе с цирконом, кальцитом и магнетитом. За рубежом известен в генетической связи главным образом с нефелиновыми сиенитами.

7. ГРУППА ЦЕОЛИТОВ

Сюда относят обширную группу минералов, представляющих собой по существу водные алюмосиликаты, главным образом Ca и Na, отчасти Ba, Sr, K и крайне редко Mg и Mn. Судя по списку элементов, эта группа в химическом отношении имеет прямое отношение к рассмотренным выше безводным алюмосиликатам.

Несмотря на то что общее число элементов, участвующих в этих соединениях, невелико, мы имеем весьма значительное количество минеральных видов, отличающихся друг от друга не столько по содержанию воды, сколько по соотношениям катионов между собой, часто не укладывающимся в простые химические формулы. Общая химическая формула может быть выражена таким образом: $A_mX_pO_{2p} \cdot nH_2O$, где $X = Si, Al$. Каких-либо определенных соотношений между содержанием щелочей и кремнезема в различных минералах не наблюдается.

Многое еще не совсем ясно в наших представлениях о разных типах анионных радикалов, характеризующих минералы рассматриваемой группы. Тем не менее цеолиты обладают целым рядом общих совершенно своеобразных свойств, и не вызывает никакого сомнения то, что они составляют особую группу. Рентгенометрические исследования показывают, что кристаллические решетки их состоят из каркасов алюмо-кремнекислородных тетраэдров, отличающихся от других типов каркасных решеток тем, что полости в них представлены более широкими «каналами». Такая более открытая кристаллическая жесткая основа содержит в себе слабо связанные с ней молекулы воды. При осторожном нагревании вода может быть постепенно удалена без разрушения кристаллической структуры в целом. Замечательно, что удаленная этим путем вода вслед за тем снова может быть поглощена до прежних пределов или заменена молекулами других веществ (сероводорода, этилового спирта, аммиака и пр.), причем кристаллическая среда сохраняет свою однородность; соответственно меняются лишь оптические свойства. Отсюда естественно, что содержание воды в цеолитах является переменной величиной и зависит от внешних условий (температуры и упругости паров воды в окружающей среде). Так называемая цеолитная вода именно тем и отличается от кристаллизационной, что при нагревании она выделяется не скачками при каких-либо определенных температурах, а постепенно.

Другой характерной особенностью, ярко выраженной у большинства цеолитов, является та легкость, с какой происходит обмен между катионами, уравновешивающими отрицательный заряд каркаса кристаллической решетки, и катионами в окружающем водном растворе. Те или иные катионы раствора способны вытеснять катионы, располагающиеся в «пустотах» среди каркаса цеолитов, без нарушения их структуры. Это свойство используется в практике, главным образом при применении искусственно изготовляемых цеолитов в качестве пермутита для смягчения жестких вод.

В противоположность более «закрытым» каркасным структурам полевых шпатов, в которых каждая «пустая» ячейка занята катионами, в решетках цеолитов свободные пространства использованы не полностью. При сопоставлении данных химических анализов в соответствии со структурами выясняется, что, помимо обычно наблюдаемого в полевых шпатах типа замены катионов с сохранением общего заряда, числа ионов и объема (например, $NaSi \rightleftarrows CaAl$ или $KSi \rightleftarrows BaAl$), в цеолитах существует другой тип замены: $Ca \rightleftarrows Na_2$, $Ba \rightleftarrows K_2$, $NaCa_2 \rightleftarrows Na_3Ca$.

Как видим, в этих случаях общий заряд заменяемых катионов одинаков с зарядом заменяющих примерно равновеликих катионов, однако число

ионов различно. Очевидно, кристаллические решетки цеолитов имеют какой-то «запас» пространства для такого рода подстановок.

Минералы группы цеолитов по сравнению с безводными алюмосиликатами характеризуются меньшей твердостью, меньшим удельным весом, меньшими показателями преломления и более легкой разлагаемостью кислотами. Большинство их вспучивается перед паяльной трубкой, чем и обусловлено их название: «цео» по-гречески—вскипать.

Много общего мы находим и в условиях их образования. При эндогенных процессах они возникают в условиях низких давлений в самые последние низкотемпературные стадии гидротермальных процессов, встречаясь в ассоциации большей частью с кальцитом, халцедоном, кварцем, гидраргиллитом и другими минералами. Они встречаются, как правило, в гидротермально измененных магматических породах, часто в пузыристых эффузивах (мандельштейнах), особенно в базальтах (при подводных извержениях), затем в пегматитах, где образуются в числе последних минералов либо в пустотах, либо метасоматическим путем за счет ранее выделившихся минералов (полевых шпатов, нефелина и др.); в ряде гидротермальных рудных месторождений и в некоторых современных отложениях горячих источников.

В экзогенных условиях цеолиты имеют также широкие области распространения. Имеются указания, например, на образование цеолитов в почвах. Как новообразования цеолиты встречаются в осадочных породах молодого возраста.

ШАБАЗИТ—$(Ca, Na_2)[AlSi_2O_6]_2 \cdot 6H_2O$. Название происходит от слова «хабазиос», которым назывался какой-то камень, воспетый греческим поэтом Орфеем. Синоним: хабазит.

Химический состав непостоянный даже для образцов из одного и того же месторождения. Чаще всего отвечает написанной химической формуле. В небольших количествах содержатся также Ba и Sr.

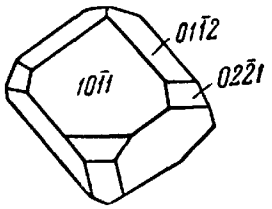


Рис. 363 Кристалл шабазита

Сингония тригональная. **Облик кристаллов** ромбоэдрический, близкий к кубическому (рис. 363). Двойники прорастания часты, нередко с выступающими на гребнях трехгранными углами. Чаще встречается в виде кристаллических друз, корочек, секреций и плотных агрегатов.

Цвет шабазита белый с красноватым или буроватым оттенком. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}480—1{,}490$ и $Nm = 1{,}478—1{,}485$.

Твердость 4—5. Хрупкий. **Спайность** по ромбоэдру ясная. **Уд. вес** 2,08—2,16.

Диагностические признаки. Для шабазита характерны ромбоэдрические кристаллы и спайность по ромбоэдру, углы между гранями которого близки к прямым. По этим признакам он отличается почти от всех других цеолитов. Кальцит обладает меньшей твердостью и легко отличим по отношению к HCl.

П. п. тр. вспучивается и с трудом плавится в пузыристую просвечивающую эмаль. В HCl разлагается с выделением иловатого кремнезема.

Месторождения. Чаще всего встречается во многих странах в виде миндалин в округлых пустотах пузыристых базальтов, фонолитов и других эффузивных пород, нередко в ассоциации с филлипситом, кальцитом и другими минералами. В Исландии был встречен в ископаемых раковинах моллюсков. В обилии образуется при устье некоторых горячих источников.

НАТРОЛИТ—$Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$. Название натролит дано Клапротом; в переводе оно означает: натровый камень.

Химический состав (в %): Na_2O 16,3, Al_2O_3 26,8, SiO_2 47,4, H_2O 9,5. Изредка присутствуют Fe_2O_3, а также K_2O.

Сингония ромбическая: дипирамидальный в. с. **Кристаллическая структура.** Основным структурным элементом является группа $[Al_2Si_3O_{10}]$, со-

стоящая из кольца четырех тетраэдров состава $[Al_2Si_2O_8]$ с добавочным тетраэдром SiO_4 или чередующимся с ним AlO_4 (рис. 364). Эти группы располагаются в виде беспрерывных цепочек вдоль оси *c* и связываются друг с другом помощью свободных вершин тетраэдров $(Si,Al)O_4$. В целом четыре такие цепочки располагаются вокруг винтовой оси (на рис. 364 не показана лишь цепочка над плоскостью чертежа). Молекулы H_2O образуют зигзагообразную цепочку, параллельную оси *c*, вокруг каждой двойной винтовой оси. Ионы Na^{1+} окружены четырьмя ионами O^{2-} и двумя молекулами H_2O. Подобно другим цеолитам, в натролите ионы Na могут заменяться из окружающих раство-

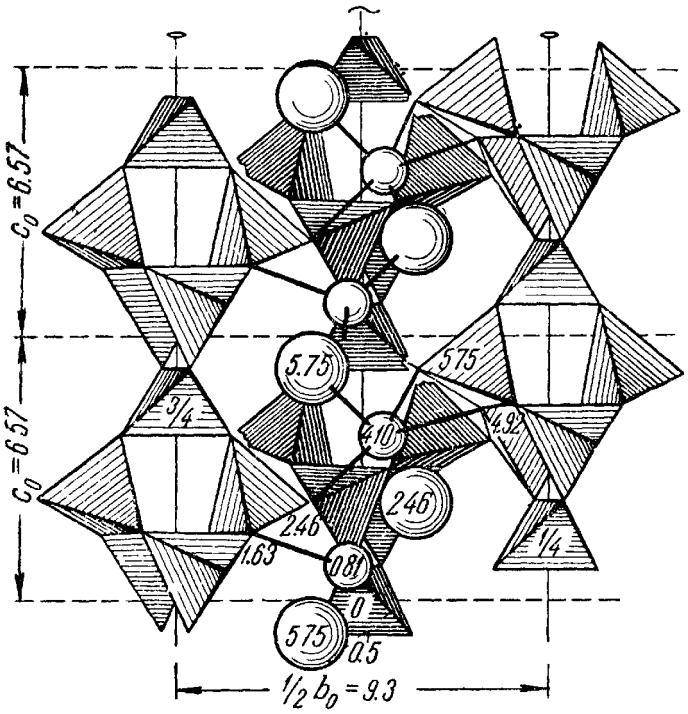


Рис. 364. Кристаллическая решетка натролита
Проекция части остова на плоскость (100). По вертикали приведены две элементарные ячейки. Срединная цепочка связанных тетраэдров, располагающаяся сзади плоскости чертежа, показана темнее. Крупные шары—молекулы H_2O, мелкие—ионы Na^{1+}

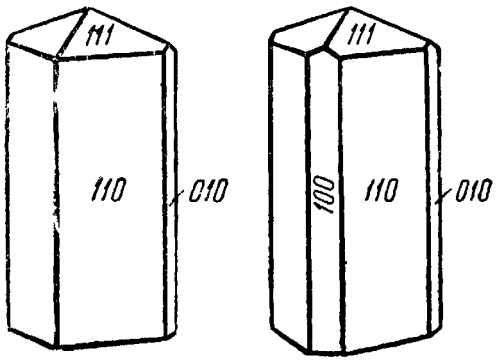


Рис. 365. Кристаллы натролита

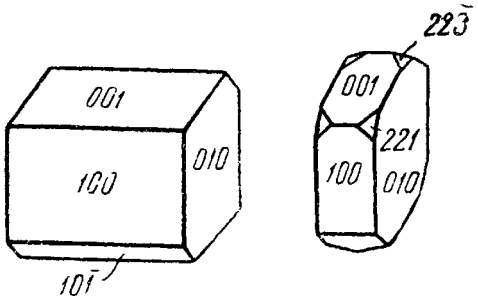


Рис. 366. Кристаллы гейландита

ров другими катионами. **Облик кристаллов** обычно столбчатый. Кристаллы простые, образованы гранями призмы {110}, иногда пинакоидов {010}, {100} и дипирамиды {111} (рис. 365). Двойники по (110), также по (100). **Агрегаты.** Часто встречается в радиальнолучистых агрегатах или в виде кристаллических корок, а также плотный в форме сферолитов и волокнистых масс.

Цвет. Бесцветный или белый с желтоватым, зеленоватым и красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный, у волокнистых масс—шелковистый. $Ng=1{,}485$—$1{,}493$, $Nm=1{,}476$—$1{,}482$ и $Np=1{,}473$—$1{,}480$.

Твердость 5—5,5. Хрупкий. **Спайность** по {110} средняя. **Уд. вес** 2,2—2,5.

Диагностические признаки. Макроскопически трудно отличить от других аналогичных по форме и условиям нахождения цеолитов. Для точных определений приходится прибегать к измерению оптических констант, рентгенометрии или химическому анализу.

П. п. тр. легко плавится, не вспучиваясь, в прозрачное стекло. Вода при нагревании до 300° почти полностью удаляется, а по охлаждении вновь поглощается. В HCl растворяется с выделением студенистого кремнезема.

Месторождения. Часто встречается в миндалинах и жеодах эффузивных изверженных пород (базальта). Как продукт гидротермального изменения нефелина, а также в радиальнолучистых агрегатах известен в пегматитах нефелиновых сиенитов в Вишневых и Ильменских горах.

СКОЛЕЦИТ—$Ca[Al_2Si_3O_{10}]\cdot 3H_2O$. «Сколекс» по-гречески—червь. Назван по свойству червеобразно искривляться перед паяльной трубкой.

Химический состав (в %): CaO 14,3, Al_2O_3 26,0; SiO_2 45,9, H_2O 13,8.

Сингония моноклинная: моноклинно-призматический в. с. Псевдотетрагональный. **Облик кристаллов** столбчатый, с развитием граней {110}, {111}, а также {010}. По виду кристаллов не отличим от натролита. Двойники по (100) со штриховкой на гранях {010}. **Агрегаты** игольчатые, радиально-лучистые. Наблюдается также в волокнистых сферолитовых массах.

Цвет. Бесцветный или белый. **Блеск** стеклянный, у волокнистых масс — шелковистый. $Ng = 1{,}519$, $Nm = 1{,}518$ и $Np = 1{,}512$.

Твердость 5—5,5. Хрупкий. **Спайность** по {110} средняя. **Уд. вес** 2,2—2,4.

Диагностические признаки. Без данных химических анализов и поведения п. ц. тр. не отличим от натролита.

П. п. тр. вспучивается, червеобразно искривляется (отличие от натролита). Плавится в пузыристое стекло. В HCl разлагается с образованием студенистого кремнезема.

Месторождения. В СССР был встречен в Вишневых горах (Урал), на Северном Кавказе и в других местах. Широко распространен в пузыристых лавах базальта в виде миндалин и жеод, особенно в Исландии и в Колорадо (США). Крупные кристаллы были встречены в Пуна, на юго-восток от Бомбея (Индия).

ГЕЙЛАНДИТ—$(Ca,Na_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$. **Химический состав** (в %): CaO 9,2, Al_2O_3 16,8, SiO_2 59,2, H_2O 14,8. Обычно присутствует Na_2O, часто SrO (иногда до 3,6%), K_2O и BaO.

Сингония моноклинная: моноклинно-призматический в. с. **Кристаллическая структура** обладает элементами слоистой структуры. **Облик кристаллов** изометрический или таблитчатый (рис. 366); обычно они встречаются поодиночке. Господствующие формы: {010}, {001}, {100} и {10$\bar{1}$}. **Агрегаты.** Нередко наблюдается в листоватых массах с параллельным срастанием пластинок, в лучисто-листоватых агрегатах в виде секреций в пустотах.

Цвет. Бесцветный или белый, желтый, кирпично-красный (благодаря микроскопическим включениям Fe_2O_3). **Блеск** стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый. $Ng = 1{,}505$, $Nm = 1{,}499$ и $Np = 1{,}498$.

Твердость 3,5—4. Хрупкий. **Спайность** по {010} совершенная. **Уд. вес** 2,18—2,22.

Диагностические признаки. От других цеолитов отличается по характерному пластинчатому облику кристаллов, совершенной спайности, обусловливающей перламутровый отлив, и пластинчато-зернистым агрегатам.

П. п. тр. расщепляется, вспучивается и сплавляется в белую эмаль. В HCl легко разлагается с выделением студенистого кремнезема.

Месторождения. Встречается в пустотах эффузивных пород (базальтов и др.), например в Исландии. Спорадически наблюдался в жильных серебряных месторождениях Андреасберг в Гарце (Германия), Конгсберг (Норвегия) и др.

ФИЛЛИПСИТ—$(K_2,Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4{,}5H_2O$.

Химический состав (в %): SiO_2 44—48, Al_2O_3 22—24, CaO 3—8, K_2O 4—11, H_2O 15—17. Присутствует также Na_2O (до 6%).

Сингония моноклинная: моноклинно-призматический в. с. **Облик кристаллов** столбчатый (вдоль оси *a*). Простые кристаллы редки. Обычно наблюдаются двойники, часто ромбического или квадратного сечения, а также четверники (рис. 367), иногда крестообразного сечения со штриховкой по {010} параллельно ребру между *b* (010) и *m* (110). Встречаются и более сложные двойниковые срастания.

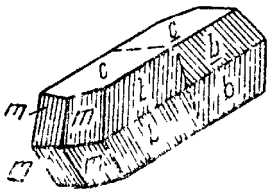


Рис. 367. Четверник филлипсита

Цвет. Бесцветный или белый с сероватым, желтоватым и красноватым оттенком. **Блеск** стеклянный. $Ng = 1{,}503$, $Nm = 1{,}500$ и $Np = 1{,}498$.

Твердость 4—4,5. Хрупкий. **Спайность** по {001} и {010} довольно ясная. **Уд. вес** 2,2.

Диагностические признаки. Характерны формы двойников. Очень похож на более редко встречающиеся гармотом и десмин, но отличается от них по оптическим константам.

П. п. тр. сильно крошится, частично вспучивается и затем плавится в белую эмаль. В HCl растворяется с выделением хлопьевидного или студенистого кремнезема.

Месторождения. Как и многие другие цеолиты, встречается в пустотах эффузивных, в частности щелочных, пород (лейцитовых базальтов и др.) в виде миндалин, секреций на стенках пустот, например среди лав на Монте-Сомма (Везувий), в Сицилии, Исландии и в других местах. Образуется также в современных глубоководных осадках Тихого океана, вероятно как продукт разложения вулканического пепла (до 20—30% всего осадка).

ГАРМОТОМ—$(K_2,Ba)[Al_2Si_5O_{14}]\cdot 5H_2O$. Сингония ромбическая. Чрезвычайно характерны двойники крестообразного сечения, вытянутые вдоль оси *a*, аналогичные двойникам филлипсита (рис. 368).

Цвет белый с сероватым или желтоватым оттенками, а также бурый, красный. $Ng=1{,}508$, $Nm=1{,}505$ и $Np=1{,}503$.

Твердость 4,5. Спайность по {010} заметная, по {001} несовершенная. Уд. вес 2,44—2,50. П. п. тр. белеет, крошится и без вспучивания плавится довольно трудно в белое просвечивающее стекло. В HCl разлагается с выделением порошкообразного кремнезема.

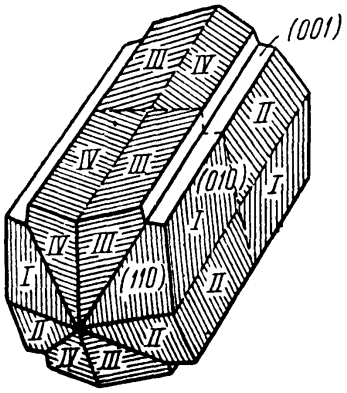


Рис. 368. Крестообразный четверник гармотома

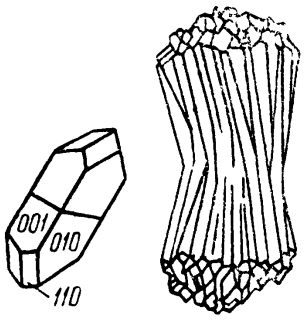


Рис. 369. Десмин. Слева—двойник прорастания с двойниковой плоскостью (001). Справа—снопообразный агрегат двойниковых индивидов

Встречается в сходных с другими цеолитами условиях, главным образом в эффузивных изверженных породах, иногда в гнейсах и некоторых гидротермальных рудных месторождениях: Андреасберг в Гарце (Германия) с галенитом, сфалеритом, кварцем и др.; в окрестностях Стронциана (Шотландия) с кальцитом, галенитом и др.

ДЕСМИН — $(Na_2,Ca)[Al_2Si_6O_{16}]\cdot 6H_2O$. Синоним: стильбит.

Сингония моноклинная. Часто всречается в виде двойников (рис. 369), нередко аналогично филлипситу и гармотому—в четверниках с крестообразным сечением. Эти сложные двойниковые кристаллы обычно группируются в снопообразные формы агрегатов (рис. 369), за что этот минерал и получил свое название («десме»—по-гречески связка).

Цвет белый с желтоватым или красноватым оттенком. Блеск стеклянный, по спайности перламутровый. $Ng=1{,}500$, $Nm=1{,}498$ и $Np=1{,}493$.

Твердость 3,5—4. Спайность по {010} совершенная и по {100} ясная. Уд. вес 2,09—2,20. П. п. тр. расщепляется, вспучивается, принимает веерообразные и червеобразные формы и сплавляется в белую эмаль. В HCl разлагается с образованием порошковатого кремнезема.

Встречается в пустотах и трещинах в виде секреций, преимущественно в эффузивных изверженных породах. Иногда устанавливается в рудных гидротермальных жилах. В СССР наблюдался в Крыму (Карагач около г.Симферополя), около Боржоми (Грузинская ССР), на Ангаре близ д. Черной и в других местах.

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Глава I

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Количественное значение различных типов химических соединений в земной коре. Общее число названий минералов, встречающихся в старой и новой геологической литературе, достигает 6000. Однако при критическом подходе к установлению минеральных видов и их разновидностей на основе рациональной классификации подавляющее большинство этих названий должно быть оставлено по ряду соображений. Прежде всего, многие из них, как это доказано с помощью современных точных методов исследования, представляют собой механические смеси. Весьма значительное число названий оказалось синонимами одних и тех же минеральных веществ, отличающихся друг от друга либо по степени дисперсности кристаллической фазы, либо по некоторым внешним признакам (оттенку окраски, форме кристаллических индивидов и др.), либо по несущественным отличиям в химическом составе (особенно для названий разновидностей) и т. д.

Если упразднить все эти синонимы и вычеркнуть из списка минеральные смеси, то число действительных минеральных видов в настоящее время выражается цифрой немного менее 1500. Кроме того, сохраняется около 200 названий для разновидностей. Правда, следует заметить, что в ряде случаев реально существующие разновидности минеральных видов не имеют специальных названий.

По главным типам химических соединений число минеральных видов распределяется следующим образом:

1. Силикаты и алюмосиликаты	25,8%	6. Галогениды	5,8
2. Фосфаты и их аналоги . .	18,0	7. Карбонаты	4,5
3. Сульфиды и их аналоги .	13,3	8. Самородные элементы . .	4,3
4. Окислы и гидроокислы .	12,7	9. Бораты	2,9
5. Сульфаты	9,4	10. Прочие	3,3

Как видим, наибольшее количество минеральных видов приходится на силикаты, фосфаты, окислы, сульфиды и сульфаты. На долю этих соединений в общей сложности падает около 80%.

Однако в весовом отношении мы имеем существенно иную картину. Согласно данным пересчета кларков В. И. Вернадского, А. Е. Ферсмана и других, в известной нам части земной коры для главнейших типов химических соединений мы получаем следующий порядок цифр содержания в весовых процентах:

1) Силикаты—около 75% (на долю полевых шпатов приходится 55%).

2) Окислы и гидроокислы—около 17%, причем на кварц (вместе с халцедоном и опалом) падает 12,6%, а на окислы и гидроокислы железа 3,6%.

3) Карбонаты (главным образом кальцит и доломит)—около 1,7%.

4) Фосфаты и их аналоги (преимущественно апатит)—около 0,7%.

5) Хлориды и фториды—около 0,5%, причем из хлоридов наибольшим распространением пользуется галит, из фторидов—флюорит.

6) Сульфиды и сульфаты—около 0,3—0,4%; из сульфидов главенствующее значение имеет сульфид железа—пирит.

7) Самородные элементы—около 0,1%; в том числе около 0,04% приходится на долю азота и около 0,01%—на долю кислорода.

Эти данные показывают, что одни только силикаты и кварц в земной коре составляют около 87% по весу, тогда как такие типы химических соединений, как фосфаты и их аналоги, сульфиды, сульфаты, окислы (кроме кварца и окислов железа), которые в природных условиях представлены многочисленными минеральными видами, в весовом отношении составляют очень незначительную долю валового состава земной коры. Тем не менее следует подчеркнуть, что именно эти типы химических соединений содержат многие ценные металлы, столь важные для горно-металлургической, химической и других отраслей промышленности.

Некоторые особенности состава и распределения минералов в земной коре. Как уже отмечалось во введении к курсу минералогии (см. стр. 28), общее число природных химических соединений (минералов) несравненно меньше, чем их можно получить искусственным путем в лабораторных условиях, несмотря на то что природные реакции представляют гораздо более грандиозную по масштабам картину явлений. Число ежегодно открываемых новых минералов, несмотря на применение весьма совершенных и мощных современных средств исследования вещества, за последние десятилетия не столь уже значительно (обычно не выше 10). Общее число известных в настоящее время минеральных видов в области неорганической природы не выше 1500, тогда как число искусственных соединений, полученных до последнего времени, выражается многими сотнями тысяч и при современном развитии технических средств синтеза весьма значительно увеличивается.

Если бы мы задались вопросом, каковы количественные значения разных по составу минералов в различных генетических типах природных образований в области земной коры, то на основе анализа фактических данных пришли бы к следующему выводу.

В эндогенных образованиях наименьшее число минеральных видов наблюдается в изверженных горных породах, возникших в условиях высоких температур и давлений. В постмагматических образованиях, особенно в гидротермальных месторождениях, устанавливается несравненно большее число самых разнообразных по типу соединений минеральных видов. Однако наиболее богаты минералами экзогенные образования, возникающие в условиях низких температур и давлений, в условиях водно-воздушной обстановки, т. е. при высоком парциальном давлении кислорода, и, наконец, в условиях широко развитой органической жизни на земле. Но все же и здесь общее число минералов совершенно незначительно по сравнению с тем количеством искусственных соединений, которые могут быть получены в лабораториях и заводах.

Это обстоятельство обусловлено рядом причин. Прежде всего, как на это давно уже обратил внимание В. И. Вернадский, многие элементы в природных соединениях образуют далеко не все ионы, получаемые в лабораторных условиях. Например, марганец в минералах устанавливается в двух-, трех- и четырехвалентном состояниях, а искусственно легко можно получить также соединения шести- и семивалентного марганца и, кроме того, металлический марганец и различные интерметаллические соединения. Вольфрам в природных условиях известен только в виде шестивалентного иона, а в лабораторных условиях, кроме того, получаются соединения двух-, трех-, четырех- и пятивалентного вольфрама. Металлы группы платины в природных условиях встречаются главным образом в самородном виде и почти не образуют ионов (если не принимать во внимание редких сульфидов и арсенидов), тогда как среди искусственных продуктов мы знаем типичные ионные соединения с валентностью 2, 3, 4 и для Ru и Os даже 6 и 8. В соответствии с этим число известных минералов группы платины едва дости-

гает 30, а число искусственных соединений выражается многими сотнями, и т. д.

Совершенно ясно, что в земной коре при процессах минералообразования, протекающих в сложной, многокомпонентной среде, в условиях сравнительно нешироких пределов колебания окислительно-восстановительных потенциалов, создаются весьма ограниченные возможности образования ионов различных валентностей. Следовательно, *число возможных сочетаний* ионов при минералообразовании *резко сокращается*.

Второе важное обстоятельство, на которое обратил внимание еще А. Е. Ферсман, заключается в том, что многие элементы, характеризующиеся *низкими кларками*, в природных условиях не образуют самостоятельных минералов. Это имеет место в тех случаях, когда ионы этих элементов по своим размерам и химическим свойствам близки к ионам широко представленных в данной среде элементов и в силу этого способны скрываться в виде изоморфных примесей в главных минералах, кристаллизующихся из данного расплава или раствора (изовалентный и гетеровалентный изоморфизм). Таковы, например, случаи «маскировки» гафния в минералах циркония; рения—в молибдените; галлия—в минералах алюминия и отчасти цинка; брома—в минералах хлора; самария, гольмия, лютеция и др.—в минералах иттрия; скандия—в минералах магния и железа и т. д. В лабораторных и заводских условиях, наоборот, мы имеем возможность создать любые концентрации для этих элементов и не только искусственно выделить самые различные соединения их, но и получить многие из них в металлическом состоянии.

Это явление «маскировки» имеет место и для элементов с более высокими кларками. Одним из наиболее ярких примеров может служить изоморфная примесь никеля (до 0,2%) к магнию в силикатах (оливине и происшедшем из него серпентине). В массивах оливиновых и серпентинитовых пород таким путем рассеиваются огромные массы никеля (многие сотни миллиардов тонн в пересчете на металл), тогда как в рудных месторождениях, содержащих промышленные скопления сульфидов или арсенидов никеля (типа Сэдбери или Шнееберга), сосредоточиваются в целом несравнимо меньшие количества этого металла (едва ли превышающие 10% всего содержащегося в земной коре никеля). Та же картина в эндогенных образованиях устанавливается для марганца, который входит в состав силикатов и других типов соединений в виде изоморфной примеси, с одной стороны, к железу, с другой—к кальцию. Действительно, многие минералы, богатые железом и кальцием, содержат повышенные количества марганца в виде изоморфной примеси (фаялит, геденбергит, диопсид, биотит, апатит, анкерит, сидерит и др.). В этом виде в общей сложности скрыты огромные количества марганца. То же относится к титану, ванадию, кобальту, редким землям, стронцию и др.

Что касается тех мало распространенных в земной коре элементов, которые образуют очень малые или очень большие ионы (Be, B, C, P, Rb, Cs, Nb, Ta, U и др.) по сравнению с главными элементами, за счет которых возникает основная масса, допустим, магматических породообразующих минералов, то они, как можно судить по данным геологии, концентрируются *в остаточных растворах*, из которых в постмагматическую стадию по мере их пересыщения в результате происходящих химических реакций кристаллизуются особые минералы, содержащие летучие компоненты или богатые редкими элементами (турмалин, берилл, литиевые слюды, монацит, апатит и др.). Нередко они образуют промышленные скопления в виде месторождений ценных металлов либо в самых массивах магматических пород, либо в непосредственной близости от них во вмещающих породах.

Точно так же ионы, существенно отличающиеся от главных *по химическим свойствам* (например, ионы с 18-электронной наружной оболочкой: Cu, Ag, Au, Zn, Pb, Bi и др., а также отчасти элементы группы железа), выносятся в остаточных растворах часто *далеко за пре-*

д е л ы магматических массивов и образуют так называемые гидротермальные промышленные месторождения многих тяжелых металлов, представленные преимущественно сульфидами и окислами.

Подобные же явления диференциации ионов с образованием тех или иных групп минералов устанавливаются и при изучении различных продуктов экзогенных процессов (в коре выветривания и осадочных образованиях).

Таким образом, в земной коре при геологических процессах, совершающихся в ней, происходит з а к о н о м е р н о е п р о с т р а н с т в е н н о е р а с п р е д е л е н и е химических элементов, а следовательно и минералов в различных продуктах этих процессов. Такое распределение и приводит к образованию, с одной стороны, огромных относительно простых по составу м а с с и в о в г о р н ы х п о р о д (изверженных, осадочных, метаморфических), составляющих главную часть земной коры, и с другой—генетически тесно связанных с ними, но существенно отличных по составу м е с т о р о ж д е н и й п о л е з н ы х и с к о п а е м ы х, которые, подчиняясь общим законам минералообразования, возникают в результате тех же геологических процессов. Эти месторождения, особенно месторождения металлических полезных ископаемых, по своим размерам хотя и очень сильно уступают массивам горных пород, но по своему химическому составу и экономическому значению столь резко отличаются от них что безусловно должны рассматриваться как самостоятельные геологические тела, участвующие в общем строении земной коры наряду с масссивами горных пород.

Именно с этим связано принятое деление всех химических элементов на п е т р о г е н н ы е (породообразующие) и м е т а л л о г е н н ы е (рудообразующие). Первые в менделеевской таблице химических элементов, построенной по длинным периодам (рис. 370), располагаются в левой части, а вторые—в правой части и в самом низу таблицы. Эта главная особенность пространственного распределения в земной коре химических элементов обусловлена, как известно, свойствами самих элементов и, в частности, строением их атомов. Действительно, характернейшие химические элементы горных пород (Na, K, Mg, Ca, Al, Si) в природных условиях образуют ионы с 8-электронной внешней оболочкой, а для типичных металлогенных элементов, обладающих высокими атомными весами, характерны ионы с 18-электронной внешней оболочкой, отчасти менее симметричные по конфигурации внутренних электронных сфер (ионы средней части таблицы: триады VIII группы, затем Mn, Cr, V, Mo, W, Nb Ta, U, Th).

Глава II

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ

Теперь можно считать уже твердо установленным, что сочетание химических элементов и их пространственное распределение при процессах минералообразования, происходящих в земной коре, находятся в причинной зависимости от свойств, обусловленных строением и размерами атомов и ионов самих элементов. Поэтому естественно, что внимание ученых давно уже начали привлекать вопросы классификации химических элементов, распространенных в земной коре, на основе таблицы периодической системы Менделеева. Из всех предложенных такого рода таблиц наиболее рациональна геохимическая таблица А. Н. Заварицкого, которая наиболее близко отражает естественные группировки химических элементов по их роли в земной коре, устанавливаемой путем изучения минерального состава природных геологических тел, их строения и возрастных взаимоотношений отдельных групп минералов.

Эта таблица (рис. 370) в сущности представляет собой точечную диаграмму, в которой в виде тонких окружностей показаны в определенном масштабе размеры атомов, а в виде жирных (сплошных или пунктирных) окружностей—размеры катионов или анионов, распространенных в земной коре. Порядок расположения элементов отвечает периодической системе элементов Менделеева, построенной по длинным периодам, причем в горизонтальном направлении элементы сменяются в соответствии с изменением количества электронов в наружной оболочке атомов, а в вертикальном направлении— в соответствии с числом электронных оболочек в атомах химических элементов. Внутри диаграммы линиями оконтурены поля естественных групп химических элементов, играющих одинаковую и близкую роль при процессах минералообразования, протекающих в земной коре.

Знание особенностей поведения отдельных элементов и целых групп при этих процессах имеет чрезвычайно важное значение в минералогии, особенно для понимания закономерностей минеральных ассоциаций в геологических образованиях. Знание этих закономерностей, в свою очередь, оказывает большую помощь при рациональном направлении поисково-разведочных работ на месторождениях полезных ископаемых.

Перейдем к более детальному рассмотрению группировок элементов в геохимической таблице (список наиболее важных минералов по главнейшим элементам приведены в конце книги).

Группа благородных газов. Она располагается в виде колонки в левой части таблицы (рис. 370): He, Ne, Ar Kr, Xe и Rn. Атомы всех этих элементов обладают устойчивой 8-электронной (для гелия 2-электронной) конфигурацией в наружной оболочке. Этим и объясняется то, что эти элементы не вступают ни в какие химические реакции с другими элементами менделеевской таблицы, а следовательно, и не входят как структурные единицы в со-

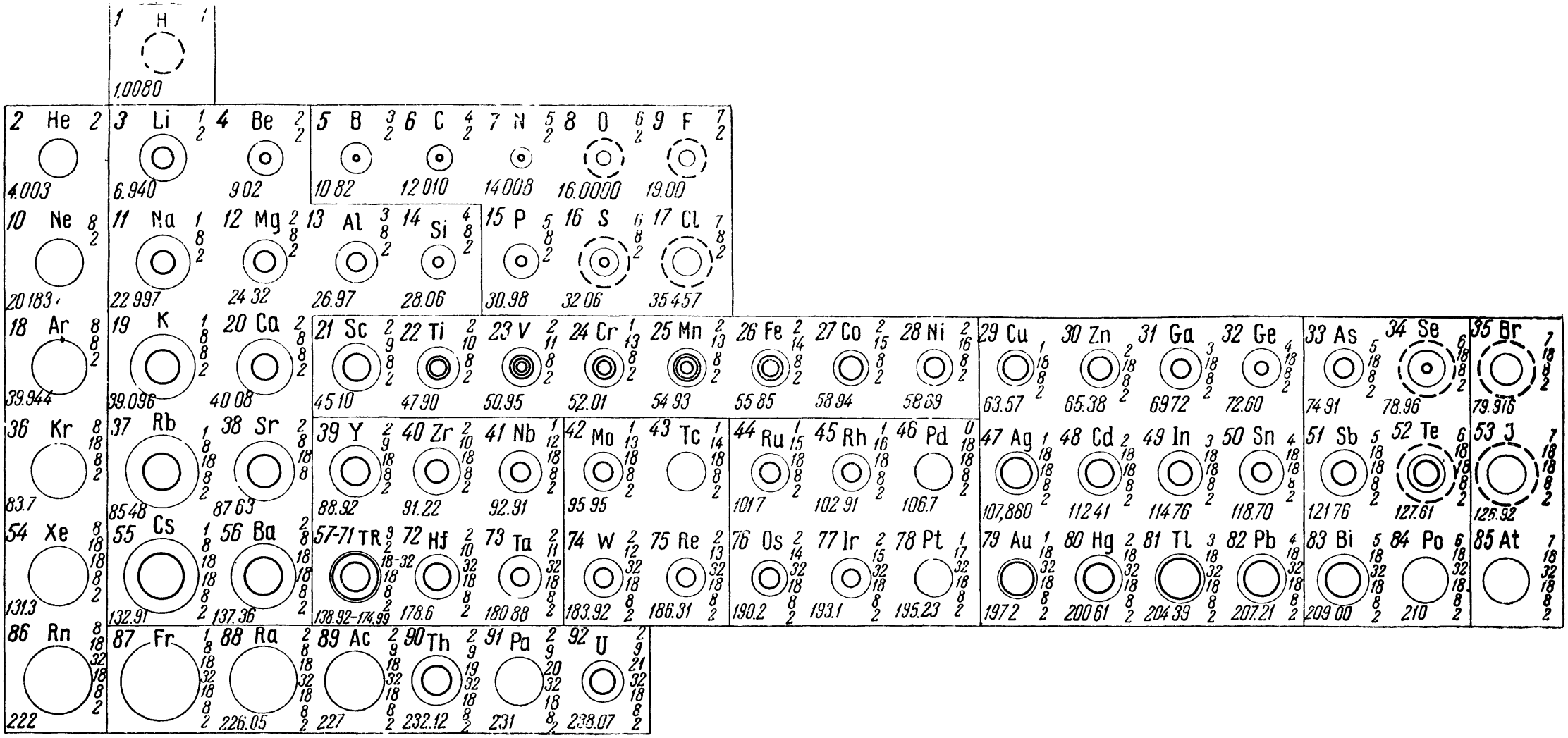


Рис. 370. Геохимическая таблица элементов. По А. Н. Заварицкому

Цифры перед названием элементов означают их порядковые номера; колонки цифр после знака элемента—числа электронов в каждой оболочке данного атома; цифры под кружками слева—атомные веса элементов. Кружки. показанные тонкими линиями, отвечают размерам атомов в данном масштабе; кружки, изображенные жирными сплошными линиями, соответствуют размерам катионов, а кружки, показанные пунктирными линиями,—размерам анионов

став кристаллических тел. В ряде минералов гелий устанавливается лишь в виде продукта радиоактивного распада в окклюдированном состоянии. В атмосфере и во многих газообразных выделениях из минеральных источников, а также в газовых струях из недр земной коры элементы благородных газов находятся в определенном соотношении (за исключением гелия и радона). Неравномерное содержание двух последних элементов в природных газах объясняют дополнительным образованием их путем распада радиоактивных элементов.

Группа главных элементов горных пород. Сюда относятся следующие элементы: Li, Be, Na, Mg, Al, Si, K, Ca, Rb, Sr, Cs и Ba. Все они образуют устойчивые ионы с 8-электронной наружной оболочкой (типа благородных газов) и отчасти ионы с двумя электронами во внешней оболочке (типа гелия). На рис. 370 видно, что эта группа элементов примыкает к предыдущей с правой стороны.

Главнейшее значение из них имеют Na, Mg, Al, Si, K и Ca, входящие в состав многочисленных породообразующих минералов изверженных пород (полевые шпаты, кварц, пироксены, амфиболы, слюды, нефелин, лейцит, оливин), метаморфических пород (хлориты, эпидот, скаполиты, серпентин, тальк, серицит и др.) и, наконец, осадочных пород (минералы глин, глинистых сланцев, мергелей, карбонатных толщ и др.). Насколько велика роль всех этих элементов в составе земной коры, можно судить по тому, что на долю главных породообразующих минералов приходится около 95% (по весу) всей массы земной коры. Следует добавить, что кварц, а также карбонаты Ca и Mg являются главными нерудными минералами многочисленных жильных рудных месторождений.

Снизу к перечисленным элементам примыкают Rb, Sr, Cs и Ba—элементы с более низкими кларками и, как мы видели, входящие в виде изоморфных примесей главным образом в минералы группы полевых шпатов. Рубидий и барий часто устанавливаются в калиевых полевых шпатах (ортоклазе и микроклине). В случае значительных концентраций бария образуются гиалофаны (кали-бариевые полевые шпаты)[1]. Стронций очень часто обнаруживается в виде изоморфной примеси в плагиоклазах (особенно в нефелиновых сиенитах). Лишь цезий, ион которого обладает наиболее крупными размерами, склонен давать самостоятельные скопления в виде поллуцита в пегматитовых образованиях.

Сверху в этой группе располагаются элементы Li и Be, обладающие малыми размерами ионов и потому также сосредоточивающиеся в остаточных магматических растворах, с помощью которых образуются пегматиты. Литий входит в состав таких минералов, как сподумен, литиевые слюды, литиевые фосфаты и др. Бериллий, как мы знаем, в наибольших количествах содержится в берилле, хризоберилле, фенаките и ряде второстепенных минералов, образующихся большей частью в тех же условиях.

Водород. В геохимической таблице элементов он занимает совершенно особое положение. В атомном состоянии в виде газа этот элемент образуется в сильно восстановительных условиях. Таковы находки его в ультраосновных изверженных породах—дунитах Нижне-Тагильского района на Урале, в месторождениях каменных углей, нефтей в смеси с другими газами (азотом, метаном), а также в некоторых соляных залежах. В окислительной обстановке атом водорода, теряя единственный электрон, превращается в «голое» ядро столь ничтожных размеров, что в кристаллических структурах минералов, как мы неоднократно убеждались, он не требует для себя какого-либо особого пространства, входя обычно в электронную сферу ионов кислорода. С его помощью образуется активный ион $[OH]^{1-}$, равновеликий с ионом

[1] В гидротермальных рудных месторождениях барий распространен в виде безводного устойчивого сульфата—барита.

F^{1-} и потому заменяющий его во многих минералах. Как мы знаем, гидроксил входит в состав многих основных кислородных солей: силикатов (амфиболов, слюд и др.), фосфатов, сульфатов, карбонатов, а также гидроокислов (брусит, гидраргиллит и др.). Кислые соли в природе имеют очень ограниченное распространение.

При вхождении двух протонов H^{1+} в ион кислорода образуется электрически нейтральная молекула H_2O. Она входит в состав водных твердых соединений, в которых удерживается слабыми связями, и является главной составной частью водных бассейнов, минеральных источников и вулканических эксгаляций.

Группа минерализаторов или элементов магматических эманаций. Сюда принадлежат остальные элементы II и III периодов менделеевской таблицы: B, C, N, O, F, P, S и Cl. Характернейшей особенностью этих элементов, известных под названием минерализаторов, является то, что все они образуют простые или комплексные анионы, играющие важнейшую роль в образовании самых различных солей при процессах минералообразования. Другая, не менее важная их особенность заключается в том, что большинство этих анионов с многочисленными катионами образует относительно легко растворимые и летучие (при уменьшении внешнего давления) соединения и, таким образом, играет огромную роль в переносе и последующей концентрации многих ценных металлов, характеризующих рудные месторождения как постмагматические образования. В силу этого магмы, первоначально содержащие летучие компоненты, при кристаллизации освобождаются от них. Поэтому изверженные горные породы, возникающие при затвердевании, как правило, очень бедны летучими соединениями.

Вместе с H_2O эти элементы, особенно B, F, Cl, S и C (в виде CO_2), нередко в значительных количествах выделяются в виде газовой фазы вулканических эксгаляций. В глубинных условиях, вернее в условиях умеренных глубин, они часто оказывают сильное метаморфизующее воздействие на боковые породы, вмещающие массивы изверженных пород, с образованием грейзенов, скарнов и других контактово-метаморфических пород. На больших глубинах в среде магматических массивов они, очевидно, способствуют возникновению крупнокристаллических пегматитовых тел. В экзогенных процессах при их участии образуются многочисленные месторождения неметаллических полезных ископаемых (различных солей, боратов, фосфатов, самородной серы, каустобиолитов и др.).

Среди элементов рассматриваемой группы несколько особое положение занимают N и O, которые в атомарном состоянии входят главным образом в состав атмосферы (воздуха). Сравнительно небольшая часть азота устанавливается в газовых струях вулканических выделений, или в генетической связи с нефтяными месторождениями. Изредка образует нитраты на месторождениях селитры Этим подчеркивается в основном инертное поведение азота в земнои коре.

Зато кислород играет исключительно активную роль в процессах минералообразования. Этот элемент в виде иона O^{2-} и в меньшей степени в виде гидроксила $[OH]^{1-}$ является главной составной частью окислов и кислородных солей (силикатов, фосфатов, сульфатов и т. д.), которые, как мы видели, имеют подавляющее значение в составе земной коры. Количество кислорода в ней по весу составляет 49,13%, а в объемном исчислении—91,8% (крупные анионы O^2 занимают господствующее положение по объему во всех кристаллических структурах кислородных соединений).

Очень важно подчеркнуть, что в литосфере по мере приближения к земной поверхности количество свободного кислорода в общем постепенно увеличивается. Особенно об этом можно судить по условиям нахождения тех минералов и минеральных ассоциаций, которые содержат металлы, способные давать не-

сколько ионов разной валентности в зависимости от степени окислительного потенциала среды (например, в окислах FeO, Fe_3O_4 и Fe_2O_3 или MnO, Mn_2O_3, Mn_3O_4 и MnO_2). При изучении состава горных пород, образовавшихся в различных условиях глубинности в земной коре, давно уже было доказано, например, что на большой глубине железо главным образом входит в состав силикатов в виде закиси или обособляется в виде магнетита. Гематит, как более богатый кислородом окисел железа, в этих условиях не образуется. Зато он гораздо более обычен в горных породах и рудных месторождениях, образовавшихся в условиях ближе к земной поверхности.

Кроме того, изучение парагенетических ассоциаций минералов в эндогенных горных породах и рудных месторождениях приводит к выводу о том, что по мере развития процесса минералообразования остаточные растворы или расплавы, как правило, несколько обогащаются кислородом, о чем можно судить по нередко устанавливаемым последовательным сменам парагенетических групп минералов, содержащих увеличивающееся количество кислорода. Например, в дифференцированных дунито-пироксенито-габбровых массивах в главных породообразующих силикатах (соответственно в оливине, пироксенах, плагиоклазах) отношение числа ионов кислорода к числу катионов возрастает от оливина к плагиоклазам[1]. При этом некоторые элементы появляются в виде катионов более высших валентностей.

Нередко то же самое устанавливается в богатых кислородными соединениями рудных месторождениях. В последних стадиях минералообразования возникают более богатые кислородом минералы: гематит вместо магнетита и сидерита или вообще кислородные соединения вместо сульфидов тех же металлов и т. д. Известны также месторождения, в которых смены парагенетических ассоциаций минералов свидетельствуют о неоднократном колебании режима кислорода в ту и другую стороны в процессе рудообразования особенно при наложении новых стадий минерализации.

На самой поверхности на границе с атмосферой, богатой атомарным кислородом (23,1% по весу), происходит энергичное окисление эндогенных образований, главным образом сульфидов и им подобных соединений, а также кислородных соединений, содержащих Fe, Mn, V и др. в низших степенях валентности. При этом в качестве новообразований возникают окислы, гидроокислы, сульфаты, отчасти карбонаты и другие богатые кислородом соединения. Зона окисления, как известно, ограничивается снизу уровнем грунтовых вод. Ниже этого уровня хотя и устанавливаются признаки окисления, но они по степени проявления уже весьма значительно уступают предыдущим. В глубинных условиях в земной коре концентрация «свободного» (атомарного) кислорода в миллиарды раз ниже, чем в воздухе.

Сера является чрезвычайно интересным элементом в геохимическом отношении. Прежде всего следует подчеркнуть, что при участии серы осуществляется концентрация подавляющего большинства металлогенных элементов (см. правую часть таблицы, рис. 370) при образовании гидротермальных рудных месторождений. Почти все тяжелые металлы легко дают труднорастворимые соединения с ионами серы, тогда как сульфиды щелочей и щелочных земель, наоборот, легко растворимы в воде.

При этом, так же как и для окислов металлов, мы имеем для некоторых элементов сернистые соединения с различным отношением металл : сера, например: FeS (пирротин) и FeS_2 (пирит, марказит), или Ni_3S_2 (хизлевудит), NiS (миллерит), Ni_3S_4 (полидимит) и NiS_2 (ваэсит), или AsS (реальгар) и As_2S_3 (аурипигмент) и др. Эти различия в соотношениях металла и серы, несомненно, говорят о том, что их образование связано с различием концентрации серы в растворах в момент кристаллизации. Изучение парагенезиса минералов с учетом различия степени «сернистости» сульфидов металлов

[1] Оливиновые породы (дуниты) кристаллизуются раньше, нежели пироксениты и габбро (пироксено-плагиоклазовые породы).

позволяет устанавливать определенные закономерности в последовательности образования минералов в сульфидных месторождениях, зависящие от режима серы и кислорода в растворах.

От кислорода сера, как элемент, отличается той геохимической особенностью, что в природных условиях она образует несколько ионов различной валентности, что имеет очень большое значение в минералообразовании. В порядке возрастания степени окисления ионов серы мы можем написать следующий ряд:

$$S^{2-} \longrightarrow [S_2]^{2-} \longrightarrow S^0 \longrightarrow S^{4+} \longrightarrow S^{6+}.$$

Образующийся в растворах анион S^{2-}, как продукт электролитической диссоциации растворенного в них H_2S устойчив, как можно видеть по его положению в этом ряду, в относительно более восстановительной обстановке реакций, в которой образуются сульфиды (FeS, Cu_2S, SnS, PbS, ZnS и др.).

Спаренный анион $[S_2]^{2-}$, как мы знаем, входит в состав таких сульфидов, как пирит, марказит, ковеллин. Так как здесь отрицательный заряд (2^-) относится к двум ионам серы, то, следовательно, на каждый ион серы приходится по одному отрицательному заряду, т. е. вдвое меньше, чем для предыдущего аниона S^{2-}, что говорит об окислении иона[1]. Стало быть, пирит, содержащий в кристаллической структуре спаренные ионы $[S^2]^{2-}$, образуется в более окислительных условиях, чем пирротин.

Дальнейшее окисление ионов серы ведет к образованию электрически нейтрального атома S^0, который при высоких температурах представляет собой газ, состоящий из молекул двухатомной серы, а при низких температурах (ниже 160°) молекула серы состоит уже из восьми атомов и кристаллизуется в виде самородной серы (при температуре ниже 120°).

Следующие ионы серы представлены уже катионами S^{4+} и S^{6+}, возникающими в явно окислительной обстановке. Первый из них в природных условиях образует электрически нейтральную молекулу SO_2 (сернистый газ, часто устанавливаемый в вулканических эксгаляциях), а второй—комплексный анион $[SO_4]^{2-}$, входящий в состав сульфатов (барита, целестина, ангидрита и др.). Поэтому не случайно, что сульфаты в глубинных условиях, как правило, не встречаются, за исключением тех случаев, когда их образование связано с остаточными обогащенными кислородом растворами. Зато они чрезвычайно широко распространены в экзогенных образованиях (в коре выветривания сульфидных месторождений, в осадочных гипсоносных толщах, в соляных озерах, богатых сульфатами щелочей и щелочных земель), в районах вулканической деятельности.

Галоиды фтор и хлор играют важную роль в переносе и концентрации ряда металлогенных элементов. О том, что эти элементы действительно присутствуют в числе легколетучих составных частей магм, говорит наличие их в весьма существенных количествах в большинстве эксгаляций, выделяющихся при вулканических извержениях. При этом, судя по фтор- и хлорсодержащим минеральным ассоциациям, которые возникают в постмагматических образованиях в различных по составу горных породах, содержание фтора как будто бы более свойственно кислым изверженным породам (грейзены и пегматиты с фторсодержащими минералами—топазом, слюдами, флюоритом и др.), а содержание хлора—основным породам (хлорапатит, нередко скаполиты, в псевдоморфозах по основным плагиоклазам, а в сублиматах при вулканических извержениях—хлориды железа, свинца и других металлов).

При эндогенных процессах минералообразования фтор и хлор в конце концов связываются исключительно с петрогенными элементами.

---

[1] Напомним, что потеря ионом или атомом электронов, сопровождающаяся уменьшением их размеров, свидетельствует об окислении (например, $Fe^0 \rightarrow Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$). Наоборот, приобретение ионом электронов означает восстановление его (например, $S^{6+} \rightarrow S^{4+} \rightarrow S^0$).

Изредка легкорастворимые хлориды Fe, Mn и Cu встречаются как неустойчивые продукты возгона в районах вулканической деятельности.

Среди фторидов петрогенных элементов широко распространен как самостоятельный минерал флюорит—наиболее труднорастворимый из фтористых соединений. Однако хлоридов петрогенных элементов эндогенного происхождения мы не знаем (опять-таки за исключением продуктов возгона при вулканических извержениях: NaCl, KCl и др.)

Несмотря на то что в гидротермальных месторождениях мы не встречаем самостоятельных минералов хлора, все же имеются определенные указания на то, что эти растворы были обогащены растворимыми соединениями хлора. Об этом свидетельствует состав устанавливаемых в кристаллах жидких включений маточного раствора, захваченного еще в процессе роста кристаллов. В некоторых из них даже наблюдались микроскопические кристаллы NaCl и других хлоридов, указывающие на высокую концентрацию хлористых соединений в этих жидких включениях, а следовательно, и в гидротермальных растворах. Нормально выкристаллизовавшиеся хлориды в гидротермальных образованиях отсутствуют, очевидно, потому, что высокая концентрация ионов в растворе, необходимая для выпадения этих легкорастворимых хлоридов в виде кристаллов, не могла быть достигнута. Причина этого, по всей вероятности, заключается в том, что в концентрациях соленого раствора, выполнявшего трещинные полости, и растворов, заполнявших поры вмещающих пород, существовала большая разница. Это различие в концентрациях и могло обусловить сильную диффузию ионов, а вместе с тем и снижение концентрации хлоридов в остаточных гидротермальных растворах.

Изучение парагенетических соотношений минералов в некоторых оловорудных и железорудных месторождениях приводит к выводу о том, что галоиды (фтор и хлор) при пневматолито-гидротермальных процессах могли играть серьезную роль в переносе ряда металлов (в виде летучих соединений: SnF_4, SiF_4, $FeCl_3$ и др.). Эти металлы, обладая высоким сродством с кислородом, при реакциях с H_2O в условиях более низких давлений и температур или при увеличении концентрации кислорода в растворах, очевидно, способны менять свои анионы F^{1-} и Cl^{1-} на O^{2-} с образованием весьма устойчивых окислов: SnO_2, SiO_2, Fe_2O_3, Fe_3O_4 и др. (экспериментальным путем эти реакции уже давно были изучены). Если освобождающиеся при этом ионы фтора встречают ионы кальция, то тут же отлагается флюорит. В противном случае фтор уходит из сферы действия реакции. В случае разложения хлористых соединений ионы хлора, естественно, уже не могут задержаться в сколько-нибудь значительном количестве в виде минералов, поскольку все соединения его с петрогенными элементами представляют легкорастворимые вещества. Тем не менее во многих контактово-метасоматических и гидротермальных месторождениях железа, особенно в случае нахождения скаполитов и других хлорсодержащих минералов, участие хлора в привносе металлов теперь представляется гораздо более вероятным, чем это допускали раньше.

Бор, углерод и фосфор располагаются в левой части рассматриваемой группы элементов (рис. 370).

О легкой подвижности соединений бора в остаточных эндогенных растворах можно судить прежде всего по нахождению минералов этого элемента, в частности турмалина, в пегматитах и гидротермальных образованиях и, значительно реже, датолита, аксинита, людвигита и других в контактово-метасоматических, иногда гидротермальных месторождениях. В продуктах вулканических эксгаляций установлены фториды щелочей и бора (ферручит—$NaBF_4$ и авогадрит—KBF_4), а горячие водяные пары нередко в растворенном состоянии содержат борную кислоту.

Насколько существенную роль играет бор в переносе тяжелых металлов при процессах рудообразования, сказать трудно. Изредка встречаются в значительных скоплениях бораты Fe и Mn и крайне редко

двойной борат кальция и олова—норденшельдит ($CaSnB_2O_6$). Однако в лабораторных условиях установлено, что боро-медные и боро-молибденовые комплексные соединения обладают необычайной летучестью.

Экзогенные в о д н ы е полибораты, главным образом Na и Ca, в виде значительных скоплений распространены в бороносных соляных залежах, чаще в районах вулканической деятельности.

У г л е р о д в эндогенных образованиях широко распространен в виде карбонатов главным образом петрогенных элементов, а также Fe и отчасти Mn, редких земель, Ba и др. (кальцит, доломит, анкерит, сидерит, родохрозит, паризит, витерит и др.). Все они возникают при гидротермальных процессах минералообразования и часто сопровождают рудные минералы в жилах, выделяясь нередко в последнюю очередь. В виде комплексного аниона $[CO_3]^{2-}$ углерод входит в состав некоторых силикатов, образующихся в контактово-метасоматических месторождениях и пегматитах (скаполит, канкринит). Изредка среди пегматитов встречаются мелкие скопления графита, иногда углеродистых веществ в соединении с U, Th и TR (тухолит, карбуран, карбоцер). Имеются указания на жидкие органические сосдинения в минералах гидротермальных жил. В карбонатах и кварце описаны включения жидкой углекислоты в виде капелек, захваченных, очевидно, во время роста кристаллов. Наконец, обильные выделения газообразной CO_2 иногда вместе с CO (окисью углерода) и другими газообразными продуктами, происходят в сольфатарах и, особенно, мофеттах в районах действующих вулканов. Все это говорит о том, что углерод принимает участие в более поздних процессах минералообразования.

При экзогенных процессах происходят мощные накопления углерода в виде торфов, бурых и каменных углей, нефтей и карбонатных осадочных толщ. Источником этих накоплений служат продукты широко развивающихся на земной поверхности биохимических реакций в растительном мире, поглощающем огромные массы углекислоты из атмосферы в процессе фотосинтеза.

Ф о с ф о р в таблице химических элементов (рис. 370) стоит рядом с кремнием. Хотя в природе и встречаются фосфаты, содержащие в виде изоморфной примеси анион $[SiO_4]$, а также силикаты, равным образом содержащие анион $[PO_4]$, все же фосфор в геохимическом отношении существенно отличается от кремния. Несмотря на то что кларк фосфора в 200 с лишним раз меньше кларка кремния, в природе устанавливается большое количество разнообразных фосфатов. Среди них главное значение имеет фосфат кальция—апатит и его разновидности (с ним связано около 95% всего находящегося в земной коре фосфора). В виде мельчайших акцессорных включений апатит почти всегда наблюдается в изверженных горных породах, причем относительно более богаты основные и щелочные породы. В генетической связи со щелочными породами известны крупнейшие скопления апатито-нефелиновых руд.

В больших количествах (по сравнению с горными породами) фосфаты распространены в пегматитах; характерно, что в ассоциации с турмалином и другими борсодержащими минералами они, как правило, не встречаются. В типичных гидротермальных месторождениях фосфаты редки.

При экзогенных процессах в коре выветривания и, особенно, в осадочных известковистых породах образуются иногда мощные скопления, главным образом в виде фосфоритов. Роль фосфора в растительном и животном мире общеизвестна.

Элементы группы железа. Согласно таблице (рис. 370) эта группа обнимает элементы: Sc, Ti V, Cr, Mn, Fe, Ni и Co,—характеризующиеся особым строением атомов (переменное число электронов, свойственное второй с периферии оболочке).

Элементы этой группы обладают той особенностью, что по своему поведению в земной коре занимают как бы промежуточное положение между

петрогенными и металлогенными элементами. С одной стороны, все эти элементы в виде изоморфных примесей входят в состав силикатов основных и ультраосновных изверженных пород. Общее количество их в таком рассеянном состоянии достигает огромных цифр. С другой стороны, мы знаем многочисленные месторождения кислородных соединений этих металлов, например. хромистого железняка—в ультраосновных породах с высоким содержанием Cr и Fe, титаномагнетитовых руд (Fe, Ti, V)—в основных породах. Известны и месторождения богатых железом сульфидных руд в основных породах с промышленным содержанием Ni и Co (в пентландите). Лишь марганец при эндогенных процессах очень редко образует промышленные скопления, и то преимущественно в виде жил гидротермального происхождения. Что касается скандия, то этот элемент в рассеянном состоянии присутствует преимущественно в железо-магнезиальных силикатах и особенно в железных рудах, хотя единственный в природе скандиевый минерал—тортвейтит ($Sc_2Si_2O_7$) был встречен в гранитных пегматитах Норвегии.

Титан, железо и марганец также принимают участие в составе пегматитовых образований, связанных с богатыми щелочами изверженными породами. Они входят в состав многочисленных редких минералов, образуя сложные окислы с Nb, Ta, Zr, редкими землями и др. Для железа известны также крупные контактово-метасоматические месторождения магнетитовых руд.

Кроме того, железо чрезвычайно широко представлено в виде сульфидов в обычных гидротермальных месторождениях (пирит, пирротин, арсенопирит и др.). Гораздо реже встречаются сульфиды и арсениды Ni и Co. Крайне редки в виде сульфидов V и Mn. Для элементов правой части группы весьма характерно образование дисульфидов (MnS_2, FeS_2, NiS_2), диарсенидов ($FeAs_2$, $NiAs_2$, $CoAs_2$), сульфоарсенидов и сульфоантимонидов (FeAsS, NiSbS и др.). Распространены, наконец, также карбонатные руды Fe и Mn (сидерит, родохрозит), нередко в виде жильных месторожений.

В экзогенных условиях осадочным путем из коллоидных растворов в морских бассейнах образуются крупные месторождения железа и марганца. В. И. Вернадский в образовании этих руд придает большое значение особым микроорганизмам. В коре глубокого выветривания ультраосновных (магнезиальных) пород возникают гидросиликатные руды никеля и отчасти кобальта. Скопления ванадия в виде ванадатов (ванадинит, деклуазит и др.) встречаются в зонах окисления некоторых свинцовоцинковых сульфидных месторождений.

Группа редких металлов. Здесь объединяются следующие элементы: Y, La и редкие земли (№ 58—71), имеющие много общего между собой в геохимическом отношении, затем Zr, Hf, Nb и Ta. Все эти элементы в тех или иных соотношениях встречаются совместно в редких минералах, представляющих собой сложные по составу окислы, образующиеся преимущественно в богатых щелочами изверженных породах—нефелиновых сиенитах. Таковы минералы группы перовскита (кнопит, дизаналит, лопарит), минералы группы пирохлора, а также такие минералы, как фергюсонит, самарскит, эшинит, эвксенит, эвдиалит и др. Характерной особенностью состава этих минералов является обилие изоморфных примесей не только элементов, входящих в эту группу, но и ряда элементов из окружающих ее в таблице групп. Часто в значительных количествах присутствуют такие элементы, как Na, Ca, Sr, в меньшей степени—Mn, Fe, Sc, а также Th, U, Sn, Ti, Sb, W и др. Если мы обратимся к рис.142 (стр. 201), то увидим, что все элементы по размерам ионных радиусов легко разбиваются на две определенные группы и участвуют в сложных составах этих минералов в соответствии с условиями гетеровалентного изоморфизма.

Кроме того, в гранитных и сиенитовых пегматитах распространены и более простые по составу минералы элементов рассматриваемой группы: циркон, иногда содержащий Th и U; монацит—фосфат редких земель, нередко содержащий Th; ксенотим—фосфат иттрия; колумбит, танталит, реже кар-

бонаты редких земель (группа паризита), фториды редких земель (группа флюорита), ортит, апатит, содержащий редкие земли в виде изоморфной примеси к Ca, и др.

Поведение элементов этой группы и минералов, их содержащих, при экзогенных процессах изучено, к сожалению, еще очень недостаточно.

Группа радиоактивных элементов. Эта группа располагается в нижней части геохимической таблицы (рис. 370). Главное значение из них имеют Ra, Th и U. Четырехвалентные Th и U, обладающие большими размерами ионных радиусов, при эндогенных процессах способны образовать труднорастворимые ортосиликаты (торит, ураноторит) и входят в виде изоморфной примеси в состав циркона, а также сложных окислов, упомянутых выше. Кроме того, они, особенно U^{4+}, распространены в виде окислов (торианита и уранинита). Характерно, что в случае нахождения уранинита в пегматитах в него, в виде изоморфной примеси, часто входит Th, чего не наблюдается в типичных гидротермальных месторождениях уранинита.

Уран, как известно, в окислительных условиях способен давать шестивалентные ионы. Соединения, образованные ионами такого типа, сравнительно легко растворимы в воде и богато представлены в виде минералов экзогенного образования (фосфаты, арсенаты, ванадаты, силикаты, карбонаты, сульфаты).

Что касается Ra, то мы не знаем для него самостоятельных минералов. Как продукт радиоактивного распада он присутствует в определенном соотношении к урану во всех урановых минералах. Характерной геохимической особенностью этого элемента является то, что он, как крупный двухвалентный катион, способен давать, так же как и барий, труднорастворимый сульфат. Поэтому не удивительно, что он нередко входит в виде изоморфной примеси в состав барита. В зонах окисления богатых сульфидами урановых месторождений отношение Ra : U несравненно выше, чем в первичных рудах.

Группа молибдена и вольфрама (рис. 370) примыкает с правой стороны к группе редких металлов и снизу к группе элементов железа: Mo, W, Tc и Re. Несмотря на то что в таблице Менделеева два первых элемента находятся в одной и той же группе и характеризуются почти одинаковыми размерами атомов и ионов, они имеют совершенно р а з н ы е геохимические особенности. Молибден в эндогенных природных условиях в виде катионов Mo^{4+} обладает столь сильным сродством с серой, что наблюдается почти исключительно в виде сульфида (MoS_2), и притом в парагенетической связи с самыми различными минералами (сульфидами и окислами): пирротином, пиритом, халькопиритом, кварцем (чаще всего), кальцитом, шеелитом, вольфрамитом, магнетитом (без сопровождающих других сульфидов) и силикатами трехвалентного железа (эпидотом и др.). В редких случаях, очевидно в особо окислительной обстановке, он входит как катион Mo^{6+} в виде изоморфной примеси к вольфраму в шеелит ($CaWO_4$).

Вольфрам же, наоборот, в эндогенных условиях проявляет сильно выраженное сродство с кислородом, встречаясь почти исключительно в виде вольфраматов (вольфрамита и шеелита). Даже в сплошных сульфидных рудах этот элемент представлен кислородными соединениями (вольфрамитом).

Оба металла (молибден и вольфрам) генетически связаны с кислыми изверженными породами и образуют промышленные месторождения примерно в одних и тех же условиях либо в виде кварцевых жил вблизи апикальных частей интрузивов, либо в виде контактово-метасоматических залежей в скарнах. Однако выпадение их из растворов в виде минералов происходит в силу разных причин: вольфрамит и шеелит, очевидно, начинают выпадать из восходящих растворов, как только в них будет достигнута соответствующая концентрация кислорода, а молибденит—при необходимой концентрации ионов S^{2-}, возникающих в процессе диссоциации H_2S в гидротермальных растворах. Вероятно, этим объясняются нередко устанавливаемые воз-

растные соотношения и пространственная разобщенность минералов Mo и W, даже в тех случаях, когда они наблюдаются в одних и тех же рудных телах (например, в скарнах).

В экзогенных условиях молибденит разлагается с переходом Mo^{4+} в Mo^{6+} и образованием молибдатов Ca (повеллит) и Pb (вульфенит в зонах окисления свинцово-цинковых месторождений). Заметные концентрации Mo иногда устанавливаются в некоторых осадочных породах, глинистых сланцах, содержащих органические вещества. Вольфрамит более устойчив, но при окислении входящих в его состав двухвалентных Mn и Fe также разлагается с образованием гидроокислов этих металлов и тунгстита (HWO_4).

Рений самостоятельных минералов не образует. В виде изоморфной примеси, как выяснилось, он чаще всего входит в состав молибденита. При процессах выветривания ион Re^{4+} окисляется до Re^{7+}, что и служит причиной разобщения молибдена и рения в экзогенных образованиях.

Элементы группы платины. Эти элементы (Ru, Rh, Pd, Os, Ir и Pt), тесно связанные друг с другом по условиям нахождения, в природе встречаются в виде самородных металлов. Как уже указывалось при описании минералов группы платины, Pt и Pd, располагающиеся в правой части триад, в природных условиях ведут себя резко отлично от Ru и Os, занимающих места в левой колонке. Элементы Rh и Ir играют двойственную роль: с одной стороны, они входят в состав твердых растворов с Pt и Pd, нередко вместе с Fe, Ni и Cu, а с другой—образуют химические соединения переменного состава с Os и Ru, кристаллизующиеся в гексагональной сингонии. Несмотря на это, парагенетически те и другие минеральные виды тесно связаны между сообой.

Следует упомянуть, что палладий отличается от других элементов группы платины тем, что в природных условиях способен давать твердые растворы и интерметаллические соединения с типичными металлогенными элементами, расположенными в таблице правее группы платины. Таковы, например, палладистое золото (порпецит), станнопалладинит (Pd_3Sn_2), стибиопалладинит (Pd_3Sb). Для платины известно соединение $PtTe_3$ (ниггліит). Наконец, установлены крайне редкие сульфиды и арсениды: PtS (куперит), (Pt,Pd,Ni)S (брэггит), RuS_2 (лаурит), $PtAs_2$ (сперрилит). Эти минералы парагенетически связаны уже с типичными сульфидными рудами, главным образом с халькопиритом, пирротином, пентландитом, миллеритом и др.

Группа типичных металлогенных элементов сульфидных месторождений. Это так называемые купро-ионы, характеризующиеся 18-электронной оболочкой, начиная от Cu и кончая Pb (рис. 370). Все они обладают сильной поляризующей способностью. Характернейшей геохимической их особенностью является резко выраженная склонность к образованию сульфидов (за исключением Au), свидетельствующая о сильном сродстве их с серой.

В левой части этой группы располагаются м е д ь, с е р е б р о и з о л о т о, примыкающие к группе элементов платины и железа. Нужно заметить, что они обладают и некоторыми общими свойствами с ними. Все они в природе встречаются в самородном виде. Медь с Fe, Ni и Co часто образует двойные сульфиды (халькопирит, борнит, минералы группы линнеита).

Для меди и серебра бросается в глаза та особенность, что они наряду со свинцом образуют главную массу сульфосолей: сульфоарсенитов, сульфоантимонитов и сульфовисмутитов (прустит, пираргирит, блеклые руды, энаргит, айкинит и др.)

В ряду Cu, Ag, Au степень сродства с серой падает от Cu и Au. Этим объясняется тот факт, что в халькозине под микроскопом устанавливались мельчайшие включения самородного серебра, что определенно указывает на большее сродство меди с серой. Золото в природных условиях вообще не известно в виде сульфидов, хотя парагенетически тесно связано с сульфидами других металлов. Необходимо, между прочим, упомянуть, что серебро очень часто присутствует в галените (нередко до десятых долей процента)

в виде включений главным образом сульфосолей и теллуридов. Главная масса серебра в настоящее время получается попутно со свинцом.

Из двухвалентных катионов наибольшее значение по распространенности имеют цинк и свинец, простые сульфиды которых (ZnS и PbS) поразительно тесно связаны друг с другом в гидротермальных месторождениях.

Однако это не означает того, что оба эти элемента одинаковы в геохимическом отношении. Об этом можно судить хотя бы по тому факту, что свинец, в отличие от цинка, образует многочисленные и разнообразные сульфосоли (буланжерит, джемсонит и др.) иногда в виде двойных соединений с катионами Cu^{1+} и Ag^{1+}. Оба элемента в эндогенных условиях встречаются также в виде силикатов, но силикаты Pb гораздо более разнообразны, хотя наблюдаются несравненно реже силикатов Zn. Затем, окислы цинка—цинкит (ZnO), ганит (Zn,Al_2O_4), франклинит и др.—встречаются исключительно в эндогенных образованиях, а окислы Pb—массикот (PbO), глет (PbO) и сурик (Pb_3O_4)—в ассоциации с самородным свинцом, правда крайне редко, наблюдались в зонах окисления некоторых свинцовых месторождений, и т. д.

Кадмий, индий и галлий не образуют самостоятельных минералов, за исключением кадмия, который в крайне редких случаях встречается в виде сульфида—гринокита (CdS) и карбоната—отавита ($CdCO_3$) в экзогенных образованиях. Обычно кадмий рассеян в виде изоморфной примеси в светлых, маложелезистых сфалеритах (до десятых долей, изредка до единиц процента). Кроме того, кадмий связан и с минералами кальция, в частности с флюоритом (размеры ионов Ca и Cd почти одинаковы).

Индий чаще всего с помощью спектрального анализа устанавливается в черных, богатых железом сфалеритах, так называемых сульфостаннатах (в цилиндрите 0,1—1,0%) и сульфогерманатах. В повышенных количествах иногда встречается в халькопирите. При экзогенных процессах рассеивается. Изредка накапливается в таких минералах, как каламин, смитсонит и ярозит.

Галлий рассеян главным образом в сфалеритах, где его содержание обычно достигает тысячных, реже сотых и изредка десятых долей процента. В виде Ga_2O_3 он известен в минералах алюминия: в мусковите, затем гидраргиллите, бёмите, диаспоре (главных составных частей бокситов). В одном случае в германите (Cu_3GeS_4) было установлено содержание галлия 1,85%.

Германий в природных условиях образует, правда очень редко, самостоятельные минералы: германит ($Cu_3Ge\,S_4$), аргиродит (Ag_8GeS_6), а также накапливается в некоторых сульфостаннатах: канфильдите ($Ag_8\,Sn\,S_6$), франкеите ($Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$). В ничтожных количествах присутствует в виде примеси в некоторых силикатах, сложных окислах (самарските, гадолините, танталите), сульфидах, чаще в сфалерите, вюртците (иногда до 0,3%) и минералах олова, в золах каменных углей (до 0,01%, реже до 0,1%).

Олово по своему поведению в природных условиях несколько отличается от других элементов рассматриваемой группы. В восстановительных условиях среди сульфидных руд оно образует сернистые соединения двухвалентного—герценбергит (SnS), тиллит ($PbSnS_2$), станнин, франкеит ($Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$)—и четырехвалентного олова—канфильдит (Ag_8SnS_6), цилиндрит ($Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$). Однако в более обогащенной кислородом обстановке, в том же сульфидном типе месторождений, олово, в силу ярко выраженного сродства с кислородом, кристаллизуется уже в виде окисла—касситерита в ассоциации с теми же сульфидами (пирротином, пиритом, сфалеритом, галенитом, станнином, халькопиритом, арсенопиритом и др.).

Весьма характерно, что при воздействии остаточных, обогащенных кислородом растворов на ранее отложившиеся сульфиды олова происходит их разложение с образованием в виде псевдоморфоз тонких смесей, например, галенита с касситеритом на месте тиллита ($Pb\,Sn\,S_2$), или халькопирита с касситеритом на месте станнина и др. В некоторых месторождениях имеют место и обратные случаи (замещение станнином ранее выделившегося касситерита), указывающие на восстановительный характер реакции в последующие моменты минералообразования.

В кварцево-касситеритовом типе месторождений олово распространено обычно в виде крупных кристаллов касситерита в парагенезисе с кварцем, флюоритом, иногда топазом, турмалином, вольфрамитом и другими минералами. Сульфиды или не встречаются, или имеют подчиненное значение. Парагенетические соотношения минералов заставляют предполагать, что касситерит в этом типе месторождений мог образоваться в результате разложения иного типа летучих соединений, по всей вероятности галоидных.

В гранитных пегматитах касситерит нередко содержит в себе в виде примесей Nb, Ta, Zr, Mn, Fe, W, иногда в виде мельчайших включений соответствующих минералов, напоминающих по расположению продукты распада твердых растворов (ср. размеры ионов на рис. 142). О вхождении олова в виде примеси в сложные окислы Nb, Ta, Zr, Ti и др. уже было упомянуто ранее. Следует добавить, что для олова известны также силикаты и бораты в виде двойных солей. С помощью спектрального анализа олово в ничтожных количествах устанавливается во многих минералах, преимущественно в сульфидах и силикатах.

С геохимической точки зрения, представляют особый интерес нахождение самородного олова в россыпях, приуроченных к ультраосновным изверженным породам, а также интерметаллические соединения Sn с Pd и Pt (станнопалладинит и другие, еще слабо изученные минералы), генетически связанные вместе с сульфидами с основными изверженными породами.

Р т у т ь по своим свойствам существенно отличается от располагающихся в той же группе периодической системы элементов Zn и Cd. Нестойкость химических соединений ртути и способность легко переходить в самородное состояние сближает этот элемент с золотом. Не случайны поэтому встречающиеся в природе амальгамы золота, а также серебра и палладия. С другой стороны, некоторые химические свойства (способность давать селениды, теллуриды, оксигалоидные соединения и др.) сближают этот элемент с Pb (в соединениях двухвалентного катиона). В отличие от него, ртуть редко образует сульфосоли: ртутьсодержащую блеклую руду и ливингстонит ($HgSb_4S_7$).

Главнейшим минералом ртути в земной коре является, как известно, киноварь (HgS), образующаяся вследствие высокой упругости ее паров в условиях низких температур и давлений, нередко в ассоциации с антимонитом, иногда реальгаром, флюоритом и др. В ничтожных количествах в рассеянном состоянии ртуть присутствует во многих сульфидах, а также в таких минералах, как барит (повидимому, в одновалентном состоянии), флюорит и др.

Т а л л и й в геохимическом отношении изучен очень плохо. Несмотря на очень низкий кларк, в земной коре он наблюдается в виде очень редких самостоятельных минералов: крукезита—$(Cu,Tl,Ag)_2Se$, лорандита—$TlAsS_2$, врбаита — $Tl(As,Sb)_3S_5$ и путчинсонита—$(Cu,Ag,Tl)_2S \cdot PbS \cdot 2As_2S_3$? Последние три минерала встречаются в парагенезисе с реальгаром, аурипигментом, антимонитом, марказитом, пиритом и др. Характерно, что пирит и, особенно, марказит некоторых низкотемпературных гидротермальных месторождений содержат до нескольких десятых процента таллия.

В экзогенных условиях сульфиды металлов рассматриваемой группы чрезвычайно легко разлагаются (за исключением киновари) и образуют различные кислородные соли: сульфаты (Pb, Cu), карбонаты (Cu, Zn, Pb), фосфаты, арсенаты, ванадаты (Pb, Cu, Zn), силикаты (Zn, Cu), а также окислы (Sn, Cu, Pb, Hg) и изредка галогениды (Ag, Cu, Hg).

Группа полуметаллов и тяжелых минерализаторов: As, Sb, Bi, Se и Te. Полуметаллы—м ы ш ь я к, с у р ь м а и в и с м у т—обладают рядом характерных свойств. Прежде всего, эти элементы в виде комплексных сульфоанионов с катионами предыдущей группы, главным образом с Cu^{1+}, Ag^{1+} и Pb^{2+}, образуют большое число сульфосолей: сульфоарсениты, сульфоантимониты и сульфовисмутиты. Затем следует отметить сульфиды этих элементов: AsS, As_2S_3, Sb_2S_3 и Bi_2S_3.

Мышьяк и в меньшей степени сурьма образуют ряд простых соединений с элементами VIII группы таблицы Менделеева (особенно триады Fe, Co, Ni): сульфоарсениды (FeAsS, CoAsS и др.), сульфоантимониды (NiSbS), диарсениды ($FeAs_2$, $PtAs_2$, $CoAs_2$), арсениды (NiAs) и редкие антимониды (NiSb). Висмут уже не дает подобных соединений.

Наконец, полуметаллы обнаруживают склонность легко давать в восстановительных условиях самородные металлы, причем эта склонность резко увеличивается с возрастанием атомного веса и общей поляризации ионов (от As к Bi). Кроме того, в природе известны интерметаллические соединения с Cu (Cu_6Sb, Cu_3As и др.), Ag (Ag_3As, Ag_3Sb), Au (Au_2Bi) и примыкающими к ним слева Ni (Ni_3As) и Pd (Pd_3Sb).

Для висмута следует отметить еще одну замечательную особенность, а именно его способность в ряде соединений изоморфно замещать Pb (см. таблицу—рис. 370), указывающую на близость химических свойств этих элементов. Известны месторождения висмутоносного галенита[1] с октаэдрической отдельностью вдоль тончайших пластинок висмутина, очевидно как продукта распада твердого раствора. В некоторых висмутовых месторождениях в самом висмутине (однородном под микроскопом) содержатся существенные количества свинца. Известны, наконец, такие интерметаллические соединения как $Ni_3(Bi,Pb)_2S_2$, (паркерит), в котором Bi изоморфно замещается Pb (экспериментально проверен изоморфный ряд $Ni_3Pb_2S_2$—$Ni_3Bi_2S_2$).

В экзогенных условиях рассматриваемые полуметаллы ведут себя весьма различно. В то время как для сурьмы в продуктах выветривания сульфидных месторождений характерны окислы, для мышьяка мы преимущественно наблюдаем арсенаты $Fe^{\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$, Ni, Co, Cu, Zn, Pb, Mg, Ca и др. Висмут обычно дает карбонаты, изредка другие типы соединений.

Что касается с е л е н а и т е л л у р а, то в поведении этих двух элементов в природных условиях хотя и имеются черты сходства, но гораздо более резко выражены черты различия. Селен практически является аналогом серы и в виде изоморфной примеси в незначительных количествах часто входит в состав многих сульфидов (галенита, пирита, висмутина и др.). Самостоятельные селениды редки (известны для Cu, Ag и Hg). Теллур преимущественно наблюдается в виде самостоятельных минералов, главным образом теллуридов Bi, Pb, Hg, Au, Ag, Cu, изредка Ni и Pt (см. таблицу—рис. 370). Особенно характерна связь теллура с благородными металлами, с которыми он в сущности образует интерметаллические соединения (называемые теллуридами). Кроме того, теллур встречается в самородном состоянии. Эти геохимические особенности селена и теллура вполне соответствуют их положению в периодической системе элементов Менделеева.

В зоне окисления в редких случаях устанавливаются селениты (Cu, Ni, Co), теллуриты ($Fe^{\cdot\cdot\cdot}$), селенаты (Pb) и теллураты (Fe, Hg, Bi). Селен и здесь большей частью в виде изоморфной примеси входит в состав сульфатов.

Группа тяжелых галоидов (Br и J) располагается в самом конце геохимической таблицы. Эти элементы в виде редких бромидов и иодидов встречаются в зонах окисления некоторых рудных месторождений, и притом с такими сильно поляризующими металлами, как Ag, Cu, Hg. В особо окислительной обстановке в условиях пустынного климата образуются растворимые иодаты (Cu, Ca, Pb). Главные массы Br и J находятся в рассеянном состоянии, повидимому в качестве изоморфной примеси к хлорсодержащим минералам.

При экзогенных процессах бром накапливается в остаточных рассолах соляных озер, сильно обогащенных магнием и содержащих ионы K и Cs. Иод в существенных количествах устанавливается в некоторых продуктах жизнедеятельности растений, а также нефтяных водах и грязевых вулканах.

---

[1] В месторождении Серро-де-Паско (Перу) висмут как побочный продукт при плавке свинцовых концентратов добывается в столь значительных количествах, что это месторождение занимает первое место в мире по добыче висмута.

Глава III

АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ В ГОРНЫХ ПОРОДАХ И РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

В общей части курса минералогии (стр. 90) были кратко рассмотрены главные процессы минералообразования в земной коре. Соответственно этим процессам мы дадим и обзор ассоциаций минералов, характеризующих горные породы и генетически с ними связанные месторождения полезных ископаемых, по следующей схеме:

Минералы эндогенных образовании

1 Минералы глубинных изверженных пород различного состава и магматических рудных месторождений.
2. Важнейшие ассоциации минералов в пегматитах
3. Ассоциации минералов в контактово-метасоматических образованиях.
4. Минералы гидротермальных месторождений полезных ископаемых.
5. Минералы эффузивных горных пород и продуктов деятельности фумарол.

Минералы экзогенных образований

1. Минералы коры выветривания.
2. Минералы осадочных горных пород и месторождений полезных ископаемых.

Минералы, возникающие при региональном метаморфизме

1. Минералы метаморфизованных горных пород и рудных месторождений.
2. Минералы метаморфических месторождений.

Минералы глубинных изверженных пород и магматических рудных месторождений. Первичные минералы интрузивных (глубинных) изверженных пород и магматических месторождений кристаллизуются в условиях высоких температур и давлений.

Интрузивные горные породы в отличие от эффузивных, являются полнокристаллическими минеральными агрегатами. Среди породообразующих минералов, так же как и для всех других горных пород, различают: главные, т. е. в существенных количествах входящие в состав породы, и второстепенные (акцессорные), нередко наблюдаемые лишь под микроскопом. Кроме первичных минералов, часто устанавливаются вторичные, т. е. позднейшие, минералы, возникшие за счет первых в постмагматическую стадию процессов минералообразования Из числа разнообразных по химическому и минеральному составу интрузивных горных пород, детально рассматриваемых в курсах петрографии, мы выделим лишь главнейшие представители

(ультраосновные, основные, кислые и кислые, богатые щелочами) в том порядке, как это было показано на рис. 50, начиная от интрузивных пород, бедных кремнеземом.

Ультраосновные породы (дунит, перидотит, пироксенит) состоят почти исключительно из железо-магнезиальных силикатов (оливина, пироксенов). Дунит в неизмененном состоянии является мономинеральной горной породой, состоящей из оливина, а перидотиты, кроме того, содержат ромбический или моноклинный пироксен. Акцессорные минералы в этих породах обычно представлены хромшпинелидами. Среди пироксенитов наибольшим распространением пользуются диаллагиты, содержащие в качестве акцессорного минерала титаномагнетит, изредка зеленую шпинель. В качестве вторичных минералов в ультраосновных породах возникают серпентин (легче всего за счет оливина), брейнерит (железо-магнезиальный карбонат), иногда тальк, амфиболы (обычно за счет пироксенов) и др.

Основные породы (семейство габбро), более богатые SiO_2 и щелочами, по сравнению с ультраосновными породами обладают существенно отличным химическим составом, особенно в отношении Al_2O_3, MgO и FeO (см. рис. 50). В минералогическом отношении они характеризуются тем, что в их составе наряду с железо-магнезиальными силикатами- пироксенами, амфиболами, иногда биотитом и оливином в значительных количествах участвуют основные плагиоклазы (лабрадор, битовнит, анортит). В типичных породах габбрового состава количество темноцветных минералов (железо-магнезиальных силикатов) составляет примерно 50%. Из аксцессорных минералов обычны титаномагнетит, нередко в существенных количествах, затем апатит, ильменит, иногда сульфиды Fe, Ni, Cu и др. В измененных габбровых породах из вторичных минералов на месте основных плагиоклазов под микроскопом устанавливаются тонкая смесь цоизита или эпидота с альбитом, пренит, а за счет оливина—серпентин и др

Кислые интрузивные породы (диорит, гранодиорит, гранит) более богаты кремнеземом и принадлежат уже к числу явно кварцсодержащих пород (лишь в диоритах он устанавливается не всегда). Количество темноцветных минералов значительно снижается (в гранитах не более 5—10%), в связи с чем содержание FeO и MgO падает (см. рис. 50). Меняются в своем составе и плагиоклазы—становятся более кислыми (андезин, олигоклаз), в соответствии с чем содержание CaO падает, а Na_2O возрастает. В гранитах, наиболее распространенных из глубинных пород, кроме того, в существенных количествах присутствуют калиевые полевые шпаты: ортоклаз и микроклин, количество кварца достигает 20% и более. Из темноцветных минералов чаще других распространен биотит. Акцессорные минералы наиболее разнообразны в гранитах: апатит, циркон, сфен, магнетит, гематит, иногда монацит, ортит, а в грейзенизированных слюдяно-кварцевых участках—топаз, флюорит, литиевые слюды, касситерит, вольфрамит, арсенопирит, турмалин, аксинит и др. При процессе грейзенизации полевые шпаты разлагаются и замещаются светлыми слюдами, топазом, турмалином и другими глиноземсодержащими минералами.

Богатые щелочами интрузивные породы являются бедными кремнеземом бескварцевыми породами, весьма интересными в минералогическом отношении. Наиболее бедные щелочами сиениты по своему минералогическому составу близки к горным породам семейства гранитов (но не содержат кварца). Нефелиновые сиениты, кроме ортоклаза, микроклина и альбита, содержат нефелин, а из темноцветных минералов—щелочные пироксены (эгирин, эгирин-авгит), щелочные амфиболы (роговую обманку, арфедсонит и др.), темные слюды (биотит, лепидомелан). Часто встречаются также содалит, нередко замещающий нефелин, реже—нозеан, гаюин, канкринит, анальцим. К постоянным акцессорным

минералам относятся циркон и апатит, часто сфен, реже флюорит. В других петрогенетических провинциях наблюдаются сложные силикаты титана и циркония: эвдиалит, лампрофиллит, астрофиллит, лорчоррит и др. В некоторых разностях пород с щелочными силикатами ассоциируют пирохлор, лопарит, титаномагнетит, ильменит и др.

Месторождения полезных ископаемых магматического происхождения обычно располагаются среди материнских изверженных пород и представляют богатые скопления рудных минералов в виде гнезд, жилообразных или пластообразных тел. В их состав входят главным образом те минералы, которые в самих породах присутствуют в виде акцессорных или второстепенных выделений.

В области изучения закономерностей образования магматических месторождений и их классификации сделан крупный вклад в науку советскими учеными (акад. А. Н. Заварицким и др.). Обособление и скопление рудного вещества при образовании этих месторождений, согласно современным представлениям, могут происходить различными путями и в различные моменты процесса кристаллизации магмы. В одних случаях рудные минералы, особенно хромшпинелиды, кристаллизуются в магме первыми, изредка образуя местами вкрапленные руды, так называемые шлиры. В других случаях, гораздо более распространенных, рудное вещество скопляется в остаточных расплавах, т. е. в поздние моменты собственно магматического процесса, и образует рудные тела с эпигенетическими признаками по отношению к вмещающим материнским породам. Таковы, например, в большинстве случаев типичные хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. Наконец, известны и такие (в частности, некоторые сульфидные медно-никелевые месторождения), рудное вещество которых по ряду геологических данных должно было обособиться от магмы еще в жидком состоянии (путем ликвации) и переместиться в силу большего удельного веса к нижним частям магматического массива Однако, как показывают взаимоотношения рудных тел с вмещающими породами, кристаллизация этих сульфидных расплавов происходила уже после кристаллизации материнских пород.

Детальное изучение возрастных соотношений минеральных ассоциаций в рудных телах нередко показывает, что в заключительные моменты процессов образования магматических минералов возникают, правда в подчиненных количествах, более низкотемпературные ассоциации, отвечающие уже гидротермальной стадии рудообразования. Рудные тела по отношению к материнским породам представляют, как правило, более поздние образования.

Среди ультраосновных пород (дунитов и перидотитов) встречаются месторождения хромита, представленные часто почти сплошными массами хромшпинелидов в виде гнездообразных, линзообразных и столбообразных рудных тел. В миаролитовых пустотах и в трещинах среди них иногда наблюдаются более низкотемпературные образования уваровита, хромдиопсида, хромовых хлоритов и других хромсодержащих гидросиликатов. В некоторых провинциях ультраосновных пород со скоплениями хромшпинелидов парагенетически тесно связаны минералы группы платины и осмистого иридия (Средний и Северный Урал). К кимберлитам Южной Африки приурочены месторождения алмаза.

В пироксенитах и габбро распространены месторождения титаномагнетита в виде густовкрапленных руд (Качканарское) и сплошных жилообразных масс (Кусинское на Урале). В этих рудах в ассоциации с ванадийсодержащим титаномагнетитом обычно наблюдаются роговые обманки, полуразложенные полевые шпаты, в ничтожных количествах сульфиды (пирит и халькопирит), иногда апатит, а из вторичных—хлориты, эпидот, цоизит и др.

С некоторыми основными породами, преимущественно габбро-норитами (с ромбическим пироксеном), а иногда и ультраосновными породами связаны месторождения медно-никелевых сульфидных руд,

состоящих главным образом из пирротина и в подчиненных количествах из кобальтоносного пентландита, халькопирита и магнетита. В виде более поздних образований встречаются миллерит, никеленосный и кобальтоносный пирит и др. Нередко присутствуют в них также минералы группы платины, чаще всего палладистая платина, сперрилит, изредка лаурит и др.

Таким образом, в ультраосновных и основных интрузивных породах скопления в виде рудных месторождений образуют элементы группы железа (рис. 370): Ti, V, Cr, Fe, Co, Ni с примыкающей к ним группой платины, а также Cu. Марганец находится в рассеянном состоянии в виде изоморфной примеси к железу и кальцию в окислах и силикатах.

Для кислых интрузивных пород мы не знаем примеров сколько-нибудь существенных месторождений тяжелых металлов. В нефелиновых сиенитах, богатых Na_2O, как исключение известны крупные месторождения апатита, в которых в качестве минералов-спутников встречаются нефелин, в меньших количествах эгирин, щелочные амфиболы, сфен, титаномагнетит и др. Известны также месторождения лопарита.

Важнейшие ассоциации минералов в пегматитах. Главная масса пегматитовых образований, возникающих в глубинных условиях, связана с гранитами и нефелиновыми сиенитами. В большинстве случаев они представлены незначительными по объему телами неоднородного, часто зонального строения (рис. 51) и являющимися более поздними по отношению к материнским породам. Они нередко залегают в виде типичных жил. Обычные пегматиты состоят в основном из тех же минералов, что и материнские породы, но представлены необычайно крупнозернистыми агрегатами. Однако во многих пегматитовых образованиях обычно в небольших количествах наблюдаются и другие, самые различные по составу минералы, содержащие редкие элементы (Li, Be, Sr, Rb, Cs, Y, редкие земли, Nb, Ta, Zr, Hf, Th, U, W и др.)[1], а также летучие (F, B, Cl и др.). Весьма характерно, что в гранитовых пегматитах большинство этих минералов приурочено к участкам, подвергшимся альбитизации, т. е. замещению грубозернистых масс калиевых полевых шпатов альбитом, иногда до полного превращения их в мелкозернистые альбититы. Эти метасоматические явления относятся уже к более поздней, гидротермальной стадии процессов минералообразования.

Вопрос о происхождении пегматитов, несмотря на имеющийся большой фактический материал по их составу, сведенный в монографии акад. А. Е. Ферсмана «Пегматиты», пока остается еще не разрешенным. По представлениям А. Е. Ферсмана, пегматиты образовались из остаточных силикатных расплавов, обогащенных летучими соединениями. Процесс минералообразования сложен и протекает в широком интервале температур—от 700° до 100°. С этим связываются разнообразие минерального состава и сложное строение многих пегматитовых тел. В последнее время акад. А. Н. Заварицкий, исходя из физико-химических представлений, подвергает критике «теоретическую схему Фогта—Ниггли» и приходит к выводу, что пегматиты образовались не путем кристаллизации какого-либо остаточного расплава, а путем перекристаллизации породы под влиянием остаточных газовых растворов, скопившихся в определенных местах и находившихся в равновесии с минералами этой породы.

Подробное деление гранитных пегматитов на типы дано А. Е. Ферсманом в его упомянутой монографии. Однако значительно изменяющееся количественное соотношение минеральных ассоциаций не позволяет провести резкой границы между разными типами. Мы здесь отметим лишь наиболее важные для промышленности и интересные в минералогическом отношении типы.

[1] В таблице Менделеева (рис. 370) эти редкие элементы к группе обычных петрогенных элементов (Na, Mg и др.) примыкают сверху, снизу и справа, однако ионы редких элементов существенно отличаются от них по размерам или своему строению.

1. Топазо-берилловые пегматиты. В центральных частях этих пегматитов среди друзовых полостей (рис. 51), стенки которых образованы гранями крупных кристаллов микроклина и дымчатого кварца, встречаются прекрасно образованные кристаллы бледноокрашенного топаза, а в других случаях—берилла, вернее аквамарина (совместно эти минералы наблюдаются редко), «гребешки» пластинчатых кристаллов альбита (рис. 348), кристаллы лепидолита, турмалина, изредка касситерита, минералов Nb и Ta и др. Ближе к зальбандам, среди зон «письменного гранита», встречаются кристаллы мусковита, турмалина, иногда биотита.

2. Турмалино-мусковитовые пегматиты (Мамско-Витимский район), имеющие важное промышленное значение, сравнительно бедны минералами и лишены миаролитовых пустот. Мусковитовые пегматиты, часто залегающие в гнейсах и слюдяных сланцах, кроме полевых шпатов (кислых плагиоклазов, микроклина), кварца и крупных скоплений мусковита, могут содержать турмалин, апатит, гранат, ортит, монацит, рутил, сульфиды и др. Богатые черным турмалином пегматиты, помимо обычных полевых шпатов, мусковита и часто хлоритизированного биотита в участках, сложенных серой кварцевой массой, кроме турмалина, в небольших количествах содержат иногда берилл, апатит и другие более редкие минералы.

3. Пегматиты с редкими элементами (Иттерби в Швеции) характеризуются широким разнообразием «черных» минералов Nb, Ta, Fe, Ti, Zr, Th, U, Y, редких земель, Sn, W и др.—таких, как колумбит, танталит, ильменит, рутил, ильменорутил, циркон, торит, гадолинит, фергюсонит, самарскит, эвксенит, эшинит, касситерит, уранинит, монацит, ксенотим, ортит и др. В этих же пегматитах встречаются апатит, гранат, турмалин, берилл, хризоберилл, фенакит, гельвин, топаз, флюорит, карбонаты, сульфиды и др.

4. Пегматиты с минералами лития содержат скопления таких минералов, как сподумен, лепидолит, иногда фосфаты лития (амблигонит, литиофиллит, трифилин), розовый, красный (рубеллит), синий или зеленый турмалин, бесцветный, розовый берилл (воробьевит), спессартин, марганцовистый зеленый апатит, касситерит, поллуцит, циркон, монацит, манганоколумбит, флюорит и др. Таким образом, для этого типа пегматитов характерны повышенные содержания Li, Mn, Ca, а также Cs.

Кроме указанных пегматитов «чистой линии», А. Е. Ферсман различает также пегматиты «скрещения», возникающие в случае реакций пегматитовых растворов с вмещающими породами иного состава. Под влиянием этих реакций существенно меняется как химический, так и минеральный состав самих пегматитов и приконтактовых зон вмещающих пород. Например, при воздействии богатых кремнеземом гранитных пегматитовых растворов на бедные им ультраосновные породы (серпентиниты) образуются пегматиты с сильно пониженным содержанием кремнезема и окиси калия, о чем можно судить не только по отсутствию в них кварца, но и по образованию основных (более бедных SiO_2, но более богатых CaO и Al_2O_3) плагиоклазов, иногда в парагенезисе с корундом. Зато серпентиниты в приконтактовых зонах сложены биотитом, тальком, актинолитом и хлоритами, т. е. минералами, более богатыми SiO_2 по сравнению с серпентином.

Гораздо менее распространенные нефелино-сиенитовые пегматиты (Ильменские горы), в отличие от гранитных пегматитов, не содержат кварца и обычно сложены микроклином, нефелином, нередко обогащены биотитом, лепидомеланом, в меньших количествах содержат эгирин, альбит, содалит, канкринит, циркон, апатит, иногда сфен, ильменит, минералы группы пирохлора, флюорит, гидраргиллит, цеолиты, кальцит. В других провинциях щелочных пород среди пегматито-

вых образований, помимо обычных щелочных силикатов, встречаются разнообразные сложные силикаты Zr, Ti, TR, Ca, Na, Nb, Ta (эвдиалит, ламprофиллит, ринколит), минералы группы перовскита (лопарит) и др.

Ассоциации минералов в контактово-метасоматических образованиях. Наиболее интенсивные проявления процессов реакционного метасоматоза приурочены к контактам массивов интрузивных, преимущественно кислых пород (рис. 52), с карбонатными вмещающими породами (известняками, отчасти доломитами). Согласно современным представлениям (Д. С. Коржинский), в контактовых ореолах, образующихся в условиях сравнительно небольших глубин, под влиянием постмагматических растворов, пропитывающих породы в зоне контакта, совершаются химические взаимодействия между интрузивной породой и известняками. При этом происходит не только изменение известняков (экзоконтактовый метаморфизм), но и застывшей интрузивной породы (эндоконтактовый метаморфизм).

Экзоконтактовый метаморфизм на ранней стадии выражается в образовании за счет известняка так называемых скарнов, т. е. богатых кальцием силикатов Mg, Fe, Al: гранатов, главным образом андрадита, пироксенов—салита, геденбергита, а также магнетита и гематита (часто в виде мушкетовита). Иногда образуются волластонит, датолит, скаполит, шеелит, гельвин, ильваит и др. Нередко скарны имеют сложное строение и мощность их достигает десятков метров. Местами они совершенно не проявляются, и интрузивная порода контактирует непосредственно с известняками.

Эндоконтактовые изменения выражаются в образовании безжелезистых, но богатых кальцием и более бедных кремнеземом силикатов: плагиоклазов (вплоть до анортита), диопсида за счет роговой обманки, гроссуляра, везувиана и др.

Сравнивая составы образующихся минералов между собой, нетрудно видеть, что в зоне эндоконтактового метаморфизма имел место привнос главным образом Ca и частичный вынос Si, Al и Fe, которые участвуют в экзоконтактовом метаморфизме известняков. Однако главная масса железа, входящего в состав магнетита, гематита, андрадитовых и геденбергитовых скарнов, а также магния, несомненно, привносится с растворами в виде каких-то легкорастворимых, вероятнее всего хлористых, соединений. Интенсивность метаморфизма очевидно связана с химической активностью растворов, обусловленной растворенными в них минерализаторами (Cl, F, B и др.).

В более позднюю стадию контактового метаморфизма, отвечающую уже типичной гидротермальной стадии, имеет место разложение скарнов с образованием эпидота, хлоритов в сопровождении кварца, кальцита, флюорита и нередко сульфидов: пирротина, халькопирита, пирита, иногда кобальтина, молибденита и др.

В генетической связи с экзоскарнами известны крупные месторождения магнетитовых (горы Магнитная, Высокая и др.), вольфрамовых и молибденовых (шеелита и молибденита), медных, изредка свинцово-цинковых и других руд. Образование сульфидных месторождений отвечает более низкотемпературной стадии процессов рудообразования, нередко наложенной на более ранние процессы образования магнетитовых залежей и скарнов.

При контактовых воздействиях кислых интрузий на не содержащие кальция или бедные им вмещающие породы (глинистые сланцы, мергели, туфы, песчаники и т. д.) возникают обычно тонкозернистые, плотные, лишенные сланцеватости метаморфические породы, носящие название роговиков[1]. Под микроскопом в этих породах в зависимости главным образом от

[1] В горнорудной практике «роговиками» также называют плотные с роговиковым изломом окремненные (гидротермально-измененные) боковые породы рудных месторождений.

исходного состава наблюдаются самые разнообразные парагенетические ассоциации минералов: плагиоклазов, пироксенов, гранатов, кордиерита, силлиманита, андалузита, шпинели, кварца, эпидота, хлоритов, топаза, турмалина, скаполита, флюорита, апатита, иногда касситерита, магнетита, сульфидов и др.

Контактовые образования в известняках и доломитах в связи с основными интрузивными породами встречаются редко. Замечательным примером этого типа образований являются Нязямские и Шишимские минеральные копи в Златоустовском районе (Юж. Урала). Здесь в контактовом ореоле габбро с карбонатными породами среди мраморов, гранато-пироксеновых и талько-хлоритовых пород возникли главным образом силикаты Ca, Mg, Fe, Al и Ti. В пустотах среди метаморфических пород встречаются великолепные кристаллы гранатов (от гроссуляра до андрадита), привлекавшие внимание минералогов еще в прошлом столетии диопсида, сфена, актинолита, везувиана, гумита, хондродита, эпидота, клинохлора, ксантофиллита (из группы хрупких слюд), перовскита, ильменита, апатита хлорошпинели, магнетита, магнезиоферрита, гематита, гидраргиллита и др.

Минералы гидротермальных месторождений полезных ископаемых. Подавляющая масса гидротермальных месторождений (см. рис. 53) генетически связана с интрузивами кислых изверженных пород и образуется в условиях средних и малых глубин. Эти месторождения обычно представлены типичными жилами (рис. 54), залегающими среди самых разнообразных по составу и происхождению горных пород. Меньшей распространенностью пользуются метасоматические тела, развитые преимущественно среди известняков и в виде вкрапленников среди других, большей частью гидротермально измененных пород. Допускают, что для наиболее высокотемпературных образований выпадение минералов из растворов начиналось при температурах около 400°, и то лишь для тех месторождений, которые своими «корнями» непосредственно связаны с материнскими интрузивами. Большинство же гидротермальных месторождений образовалось в условиях гораздо более низких температур, как об этом свидетельствуют пока еще отрывочные данные по изучению поведения газово-жидких включений в минералах (рис. 190) при нагревании[1].

Для многих жильных гидротермальных месторождений характерна многостадийность минерализации, т. е. неоднократное возобновление циркуляции рудоносных растворов в связи с повторными приоткрываниями трещин. Наложение новых стадий минерализации выражается либо в образовании прожилков в ранее отложенном материале, либо брекчий, в которых обломки ранних минеральных образований цементируются более поздними. При этом минеральный состав нередко меняется, что свидетельствует и об изменении состава последовательно поступающих растворов. Последнее обстоятельство, по представлениям акад. С. С. Смирнова, связано с пульсирующей деятельностью металлоносного очага, проявлявшейся в пределах одних и тех же трещин или вдоль вновь возникавших в пределах рудного поля.

В гидротермальных месторождениях распространены минералы таких важнейших для промышленности элементов (см. рис. 53), какими являются цветные металлы: Cu, Pb, Zn, (Cd), (In), (Ge); редкие металлы: W, Sn, Mo, Ni, Co, Bi, As, Sb, Hg, Te; благородные металлы: Au и Ag; радиоактивные металлы (U), отчасти редкие земли и иногда черные металлы: Fe и Mn. С некоторыми гидротермальными месторождениями связаны скопления нерудного

[1] Раньше придавали слишком большое значение отдельным минералам, как «геологическим термометрам». Изучение парагенетических соотношений в самых различных типах руд убеждает в том, что большинство минералов гидротермальных месторождений может выпадать из растворов в пределах весьма широкого интервала температур (вплоть до самых низких). Прежние представления о том, что каждому минералу отвечает какая-то определенная температура его образования, для постмагматических образований являются неправильными.

минерального сырья: талька, асбеста, флюорита, барита, магнезита, исландского шпата, алунита и др.

Главная масса металлогенных элементов в гидротермальных месторождениях наблюдается в виде сульфидов, арсенидов, в меньшей степени в виде самородных металлов (Au, Ag, Cu, Bi, As, Sb, Te), отчасти в виде кислородных соединений (Sn, W, Fe, Mn и др.). Все это—элементы правой части таблицы Менделеева (рис. 370), образующие ионы с 18-электронной оболочкой и примыкающие к ним слева элементы с несимметричным строением ионов. Из типичных петрогенных элементов среди гидротермальных образований подавляющее значение имеет Si, главным образом в виде кварца и отчасти силикатов (турмалина, хлорита, талька и др.), а также Ca и Mg, обычно в виде карбонатов, в меньшей степени силикатов (Mg), флюорита (Ca) и др. Алюминий обычно не является характерным элементом минералов, отложенных из гидротермальных растворов; минералы Al (в виде хлоритов, слюд, алунита и др.) преимущественно возникают при изменении глиноземсодержащих боковых пород. Щелочи также устанавливаются лишь в виде новообразований в гидротермально измененных боковых породах (слюды, серицит), а также в газово-жидких включениях (рис. 190) внутри рудообразующих минералов. Для бария в некоторых месторождениях весьма характерен сульфат (барит), изредка карбонат (витерит).

Гидротермальные рудные месторождения характеризуются широким разнообразием минеральных ассоциаций, которое зависит, очевидно, прежде всего от состава самих растворов и состава боковых пород, с которыми нередко взаимодействуют растворы, насколько можно об этом судить по изменениям боковых пород. На парагенетические соотношения минералов в рудах, несомненно, влияет также режим серы и кислорода в растворах, что в значительной мере зависит от глубины, на которой формируются месторождения [1]. В ряде случаев по мере приближения к материнскому интрузиву изверженных пород (см. рис. 53) явно замечается изменение состава минеральных ассоциаций. Наконец, разнообразие парагенетических ассоциаций минералов в рудах нередко связано с наложениями новых порций растворов, меняющегося состава, или с постепенными фациальными изменениями в минеральном составе руд в связи с физико-химическими условиями рудообразования.

Мы не будем рассматривать всего разнообразия минеральных ассоциаций в гидротермальных месторождениях (они подробно разбираются в курсе рудных месторождений), а ограничимся лишь отдельными характерными примерами.

1. Кварцево-вольфрамитовые, кварцево-касситеритовые и кварцево-молибденитовые жилы обычно наблюдаются в непосредственной близости или даже среди материнских интрузивов кислых изверженных пород. Жилы в основном сложены кварцевой массой, в которой в одних случаях в виде вкраплений присутствуют, преимущественно у зальбандов, кристаллы вольфрамита, нередко крупных размеров, в других—касситерит, в третьих—молибденит в тонкочешуйчатых формах среди кварцевой массы или в виде крупнопластинчатых оторочек по краям жил. Эти минералы встречаются также совместно в одних и тех же жилах. В виде минералов-примесей местами устанавливаются: шеелит, арсенопирит, самородный висмут, пирротин, пирит, сфалерит, халькопирит; в других жилах—полевые шпаты, слюды, иногда флюорит, топаз, берилл, турмалин и др. Часто устанавливаются околожильные изменения боковых пород, выражающиеся либо в грейзенизации гранита с новообразованиями кварца, мусковита, литиевой слюды, флюорита, режетопаза, турмалина и др., либо в образовании слюдяных или кварцево-слюдяных оторочек за счет осадочных или метаморфических пород.

---

[1] Как уже указывалось, парциальное давление (или концентрация) кислорода в земной коре по мере приближения к земной поверхности постепенно возрастает.

2. Золотосодержащие кварцевые жилы обычно почти не содержат примесей каких-либо других минералов. Однако нередко в парагенезисе с самородным золотом встречаются в очень незначительных, а иногда и существенных количествах (Березовское, Дарасунское месторождения) самые обычные сульфиды: пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, арсенопирит, блеклые руды; из нерудных минералов, кроме кварца, иногда в значительных количествах присутствуют кальцит, доломит, барит. Распределение золота в жилах, как правило, крайне неравномерное.

Известны также кварцево-турмалиновые и кварцево-шеелитовые золотосодержащие жилы. Среди месторождений, образовавшихся в близповерхностных условиях, встречаются редкие типы с теллуридами золота и серебра.

3. Месторождения сульфидных руд наиболее широко распространены среди гидротермальных образований. По своему составу они чрезвычайно разнообразны. По промышленному содержанию в них того или иного металла различают месторождения медных, свинцово-цинковых, полиметаллических, мышьяковых, сурьмяных и др. руд. Нерудные минералы чаще всего представлены кварцем и карбонатами, реже баритом, хлоритами и др.

а) Медные месторождения жильного типа (Зангезурское) обычно представлены пиритом, халькопиритом, блеклыми рудами, иногда борнитом, эндогенным халькозином, энаргитом, изредка в сопровождении молибденита, висмутина и др. Кроме того, известны крупные месторождения типа вкрапленников, приуроченных к гидротермально измененным апикальным частям интрузивов и гранитоидных пород порфирового облика, а также месторождения типа медистых песчаников, в которых медные сульфиды (халькопирит, борнит) играют роль цемента между песчинками породы.

б) Свинцово-цинковые месторождения в виде жил (Садонское) или метасоматических залежей в известняках (Кан-сай) представлены главным образом сфалеритом и галенитом, нередко серебросодержащим, иногда висмутсодержащим. Спутниками в этих рудах обычно являются: пирит, халькопирит, блеклые руды, арсенопирит, реже пирротин, станнин, касситерит, а в некоторых случаях также буланжерит, джемсонит, бурнонит, прустит, пираргирит, стефанит и др.

в) Полиметаллические месторождения, т. е. такие, в которых содержится в промышленных количествах несколько металлов, могут иметь самый различный состав. Примером являются алтайские полиметаллические руды, содержащие Zn, Pb, Cu, Ag и Au, представленные сфалеритом, галенитом, пиритом, халькопиритом, тетраэдритом, иногда арсенопиритом, самородным золотом, изредка теллуридами Pb и Ag. Нерудные минералы—кварц, барит, анкерит, серицит—присутствуют в этих рудах обычно в небольших количествах. Изменение боковых пород, как и для многих других сульфидных месторождений, выражается в ороговиковании (окремнении), серицитизации или хлоритизации.

г) Мышьяковые месторождения представлены либо арсенопиритовыми рудами, в которых иногда присутствует золото, иногда висмут (обычно в виде висмутина), либо реальгаро-аурипигментовыми рудами с кварцем и кальцитом и в виде примеси марказитом, антимонитом и др. Условия образования тех и других существенно различны. Реальгаро-аурипигментовые руды, в отличие от первых, возникают в условиях низких температур и давлений.

д) Сурьмяные месторождения представляют собой типичные кварцево-антимонитовые жилы, в которых в очень незначительных количествах встречаются пирит и другие сульфиды, изредка золото.

е) В ртутных месторождениях почти единственным ртутьсодержащим минералом является киноварь, которая нередко ассоциирует с анти-

монитом, иногда с примесью марказита, пирита, арсенопирита, а из нерудных минералов обычны кварц, халцедон, кальцит, флюорит, барит и другие (Хайдаркан). Это типичные низкотемпературные гидротермальные месторождения.

4. Упомянем также о редких, оригинальных по составу месторождениях арсенидных руд никеля, кобальта с самородным висмутом и серебром (Шнееберг в Саксонии). Из арсенидов никеля и кобальта в них распространены: никелин, хлоантит—шмальтин, раммельсбергит—саффлорит, скуттерудит, нередко в ассоциации с самородным мышьяком, а также самородным висмутом и самородным серебром.

В некоторых месторождениях наряду с ними встречаются урановая смолка и редкие сульфиды (пирит, марказит, метаколлоидный сфалерит, галенит, блеклая руда, герсдорфит, миллерит, аргентит, пруст ит, пираргирит, дискразит и др.). Нерудные минералы представлены обычно кварцем и анкеритом или доломитом.

5. Типичные гидротермальные образования представляют также флюоритовые месторождения. Флюорит как спутник встречается во многих типах пневматолито-гидротермальных месторождений, начиная от грейзенов и некоторых оловорудных месторождений и кончая низкотемпературными месторождениями киновари. Однако флюорит нередко дает столь значительные скопления, особенно в условиях низких температур и давлений, что представляет самостоятельный промышленный интерес. По способу образования среди них различают жильные и метасоматические—в известняках. В ассоциации с флюоритом в небольших количествах встречаются пирит, марказит, халькопирит, галенит, кварц, кальцит, иногда гематит, барит, халцедон, адуляр и др. Сплошные массы флюорита иногда образуют концентрически-зональные агрегаты радиальнолучистого строения с различной окраской разных зон и отдельных кристаллов (фиолетовой, зеленой, розовой, молочно-белой). Встречаются и совершенно бесцветные прозрачные кристаллы.

6. Баритовые гидротермальные месторождения обычно образуются в условиях низких температур и близ земной поверхности. В них в одних случаях наряду с явно преобладающим баритом в небольших количествах встречаются сульфиды (чаще пирит, халькопирит, галенит, сфалерит), сидерит, кварц, цеолиты, а в других—окислы железа (гематит). Первый парагенезис минералов указывает на относительно восстановительную обстановку образования, а второй—на явно окислительную. Типичным примером жильных образований являются месторождения ряда районов Грузии, где нередко наблюдается симметричнополосчатое строение жил, указывающее на периодическое заполнение трещинных полостей, начиная от стенок.

Минералы эффузивных горных пород и продукты вулканических эксгаляций. Наибольшим распространением из эффузивных пород пользуются представители основных (базальты или диабазы, андезиты или порфириты) и кислых (липариты или кварцевые порфиры), реже щелочных магм (лейцитофиры). Характерной особенностью всех этих пород является присутствие в них в том или ином количестве вулканического стекла или продуктов его разложения.

Минеральный состав эффузивных пород достоверно удается установить только под микроскопом. Лишь в породах с порфировой структурой на глаз можно различить вкрапления кристаллов: зеленого оливина в черном оливиновом базальте, полевых шпатов в темносерых порфиритах и светлоокрашенных кислых бескварцевых порфирах, роговой обманки в роговообманковых порфиритах, кварца в светлых кварцевых порфирах, лейцита в лейцитофирах.

В миндалекаменных породах, т. е. пузырчатых лавах, в которых округлые пустоты выполнены минеральным веществом, часто наблюдаются позднейшие отложения минералов обычно гидротермального происхождения,

главным образом халцедона, кварца, в других случаях—кальцита, цеолитов, иногда тридимита и других минералов. В крупных миндалинах—жеодах (рис. 41, 191) нередко устанавливается концентрически-слоистое строение халцедоно-кварцевой массы (агаты). Миндалины и жеоды чаще встречаются в более бедных кремнеземом эффузивных породах: базальтах, мелафирах, пироксеновых порфиритах.

Как продукт вулканических эксгаляций в пустотах на стенках кратеров и в трещинах наблюдаются различные по составу минералы: нашатырь, галит, сильвин, изредка хлориды Fe, Cu, Mn, Al, Mg и др., затем сассолин, карбонаты, самородная сера, марказит, ковеллин, реальгар, аурипигмент и др., а местами более высокотемпературные: гематит, магнезиоферрит, шпинель, тридимит, кварц, иногда лейцит, пироксены, полевые шпаты (санидин, анортит), топаз и др.

В местах деятельности сольфатар при выделении сероводорода и продуктов его окисления (сернистой и серной кислот), проникающих вдоль трещин в эффузивных породах, наблюдаются сильные изменения боковых пород, выражающиеся в осветлении и выщелачивании вещества, а также в отложении новообразований. При этом породы за счет выноса более легко растворимых компонентов обогащаются SiO_2, Al_2O_3 и SO_3. Породы обычно подвергаются каолинизации с образованием вкрапленных сульфидов железа и сульфатов, причем из последних более других распространены гипс, алунит, калиевые и аммониевые квасцы. Известны также редкие силикофториды аммония и калия и другие малоустойчивые минералы.

Месторождения полезных ископаемых, генетически связанные с эффузивной вулканической деятельностью, встречаются гораздо реже и не столь разнообразны, как это мы имеем для месторождений, связанных с глубинными интрузивами. В гипабиссальных (неглубоко залегающих) массивах кислых эффузивных пород третичного или четвертичного возраста известны случаи нахождения типичных жил сплошных пирито-марказитовых руд с почковидной поверхностью рудной массы в пустотах, залегающих в каолинизированных зонах дробления.

Широко распространенные на Урале колчеданные залежи, богатые сульфидами (главным образом пиритом, в меньшей степени халькопиритом, сфалеритом и др.), но бедные нерудными минералами, пространственно также тесно связаны с древней, местами сильно метаморфизованной толщей вулканогенных эффузивных пород силуро-девонского возраста. Для неметаморфизованных колчеданных залежей весьма характерны колломорфные образования, в составе которых, кроме указанных минералов, иногда принимают участие также марказит и вюртцит, указывающие на кислый характер растворов.

Интересны случаи образования в массовых количествах самородной серы в некоторых районах проявлений современной вулканической деятельности. Например, в Японии гейзер, начавший действовать в кратере вулкана Иосан, после длительного периода спокойной сольфатарной деятельности периодически выбрасывал перегретый пар и чистую расплавленную серу, которая переливалась через край кратера и стекала в долину, образуя застывавшие потоки. Очевидно, первоначально самородная сера накапливалась в процессе действия сольфатар на некоторой глубине в условиях неполного окисления сероводорода.

Следует упомянуть, наконец, о многочисленных холодных и горячих минеральных источниках, действующих в районах с потухшей вулканической деятельностью.

Минералы коры выветривания. В изучение минералогии коры выветривания горных пород и зоны окисления рудных месторождений немалый вклад внесли советские ученые (акад. В. И. Вернадский, акад. С. С. Смирнов, И. И. Гинзбург, Ф. В. Чухров и др.).

Благодаря их трудам наши современные представления о процессах, протекающих в коре выветривания, значительно расширились. Продукты экзогенных процессов, особенно процессов выветривания, характеризуются необычайным разнообразием тонкодисперсных минеральных образований, возникающих в результате сложных реакций с O_2, CO_2 воздуха и H_2O, а также в процессе жизнедеятельности организмов, играющих огромную роль в разложении многих минералов. Наиболее легко разлагаются те первичные минералы, которые в своем составе содержат элементы в низших степенях валентности (Fe^{2+} в сидерите, S^{2-} в сульфидах и др.), или элементы, способные давать с CO_2 легкорастворимые бикарбонаты (Na, K в полевых шпатах, Mg в оливине, серпентине и др.). В образовании коллоидальных осадков огромную роль играют явления гидролиза растворимых солей, возникающих при процессах окисления, с выпадением гидроокислов сильно поляризующих катионов, обладающих малыми размерами ионов (Fe^{3+}, Al^{3+}, Si^{4+}, Mn^{4+} и др.).

Таким образом, состав накапливающихся в коре выветривания минеральных образований в значительной степени зависит от состава первичных пород и руд. При этом химически стойкие, не поддающиеся разложению при воздействии поверхностных агентов минералы механически скопляются в продуктах выветривания и при размыве их переходят в россыпи (рис. 56). К ним принадлежат такие минералы, как кварц, магнетит, гематит, корунд, шпинель, хромшпинелиды, ильменит, рутил, касситерит, апатит, монацит, шеелит, циркон, топаз, турмалин, дистен, андалузит, киноварь, самородное золото, осмистый иридий, платина, алмаз и др.

Наиболее интенсивные процессы химического разложения минералов наблюдаются в зоне окисления сульфидных месторождений (рис. 55). Характернейшей особенностью химических реакций в этой зоне является то, что все сульфиды при окислении проходят так называемую сульфатную стадию, т. е. превращаются вначале в соли серной кислоты ($FeS \rightarrow FeSO_4$, $PbS \rightarrow PbSO_4$ и т. д.). Это обстоятельство имеет очень важное значение для понимания явлений миграции металлов в зоне окисления, так как растворимость сульфатов разных металлов различна. Минеральные ассоциации, возникающие при окислении сульфидных месторождений, лучше рассмотреть соответственно типам первичных руд.

В медносульфидных месторождениях, богатых пиритом, халькопиритом и другими сульфидами меди, в зоне окисления (железной шляпе) образуются обильные гидроокислы железа—лимонит, гётит, так как возникающий за счет железа сульфидов сульфат $FeSO_4$ в условиях доступа кислорода легко переходит в сульфат Fe^{3+}—$Fe_2[SO_4]_3$, тут же подвергающийся гидролизу с образованием нерастворимых гидроокислов железа. Медь в виде легкорастворимого сульфата в просачивающихся водах мигрирует к уровню грунтовых вод. Следовательно, зона окисления сильно обедняется медью. Наоборот, в зоне вторичного сульфидного обогащения (рис. 55) происходит весьма существенное увеличение содержания меди в рудах за счет образования вторичных, богатых медью сульфидов—ковеллина, халькозина, иногда борнита, возникающих на месте первичных сульфидов в результате реакций их с меденосными растворами. Таким образом, если в железной шляпе наблюдаются хотя бы признаки кислородных соединений меди—малахита, азурита, хризоколлы и др., то можно быть уверенным в том, что ниже уровня грунтовых вод будет располагаться обогащенная медью зона вторичных сульфидов.

В случае окисления бедных серой халькозиновых руд часто образуются куприт и самородная медь. Реже встречаются фосфаты и арсенаты меди—либетенит, оливенит и др., иногда силикаты аширит (диоптаз), хризоколла. Водные и основные сульфаты меди—халькантит, брошантит и др., а также железа—меланте-

рит, ярозит и др. обычно устанавливаются в странах с жарким сухим климатом.

В свинцово-цинковых месторождениях, богатых сфалеритом и галенитом, кроме гидроокислов железа, образующихся за счет вездесущего пирита, в значительных количествах устанавливаются вторичные минералы свинца. Первоначально образующийся за счет галенита англезит ($PbSO_4$), как труднорастворимое вещество, часто тонкой коркой обволакивает остатки чистого галенита, предохраняя его от дальнейшего разрушения. Лишь снаружи он переходит в церуссит, также трудно растворимый в водах. В небольших количествах иногда встречаются другие кислородные соли свинца: молибдаты—вульфенит, фосфаты—пироморфит, арсенаты—миметезит, ванадаты—ванадинит, изредка хроматы—крокоит и др. Если мы примем во внимание, что двухвалентный катион Pb^{2+} обладает сравнительно крупными размерами (см. рис. 206), то нет ничего удивительного в том, что он в зоне окисления с такими крупными комплексными анионами, как SO_4, PO_4, AsO_4, VO_4, MoO_4 и CrO_4, дает химически стойкие соединения.

Совершенно иначе ведет себя цинк. Сфалерит легко разлагается, и цинк в виде растворимого в воде сульфата почти нацело выносится из зоны окисления. Если в нижних горизонтах этой зоны сульфатные растворы цинка встречают известняки (в боковых породах), то в результате обменных реакций образуются смитсонитовые руды. Если же боковые породы представлены сланцами или другими химически неактивными породами, то сульфат цинка достигает уровня грунтовых вод и в зоне истечения уходит за пределы месторождения (вторичное сульфидное обогащение для цинка не имеет места). Иногда в зоне окисления встречаются силикаты Zn—каламин, виллемит, изредка фосфаты, арсенаты и др.

Таким образом, свинец и цинк, чрезвычайно тесно связанные друг с другом в виде сульфидов в эндогенных месторождениях, в зоне окисления разобщаются. Это обстоятельство всегда важно иметь в виду при поисках месторождений (отсутствие цинка в пробах окисленных свинцовых руд еще отнюдь не говорит об отсутствии сфалеритовых масс в первичных рудах).

По иному ведет себя и серебро, часто устанавливаемое в свинцово-цинковых рудах. В нижних частях зоны окисления оно наблюдается иногда в самородном виде в ассоциации с аргентитом. В странах с жарким и сухим климатом оно нередко переходит в устойчивые галоидные соединения—кераргирит и др.

Богатые арсенопиритом и другими арсенидами железа руды в зоне окисления образуют скородитовые массы, нередко проникнутые гидроокислами железа. Арсениды никеля в этих условиях дают аннабергит, арсениды кобальта—эритрин. Сульфиды сурьмы превращаются в окислы: кермезит (Sb_2S_2O), валентинит (Sb_2O_3), стибиконит (Sb_3O_6OH) и др. За счет сульфидов висмута обычно возникает основной карбонат—бисмутит. При выветривании молибденита образуются повеллит и ферримолибдит, и т. д.

Легко разрушаются карбонаты, содержащие Fe^{2+} и Mn^{2+}, образуя гидроокислы. Вообще минералы, содержащие марганец в низших степенях валентности (родонит, манганит, браунит, гаусманит и др.), в зоне окисления легко разлагаются и переходят в окислы и гидроокислы Mn^{4+}: вернадит, пиролюзит и псиломеланы, образуя марганцевые шляпы. В условиях интенсивного выветривания разлагаются и силикаты железа (серпентин, хлориты, гранаты, пироксены и др.) с образованием рыхлых бурых железняков на месте пород, богатых этими минералами (в частности, скарнов).

При интенсивном выветривании силикатных горных пород за счет остаточных продуктов могут возникать новые месторождения полезных ископаемых, имеющих площадное распространение. На месте кислых изверженных пород, бедных железом, но богатых глино-

земом, в условиях умеренного климата образуются каолиновые залежи, а при латеритном выветривании в условиях жаркого и влажного климата—бокситы, состоящие главным образом из гидроокислов алюминия—гидраргиллита, бёмита и диаспора.



Рис. 371. Схематический разрез древней коры выветривания ультраосновных пород, сохранившейся под более молодыми осадками в Халиловском районе. По А. И. Киселеву

1—современная почва; *2*, *3* и *4*—песчано-глинистые осадочные породы мезозойского возраста, прикрывающие древнюю кору выветривания; *5*—самый верхний слой древней коры латеритового выветривания, сложенный железистыми охрами; *6*—зона нонтронитизации с гидросиликатами никеля и гидроокисламимарганца; *7*—зона развития магнезита и гидромагнезита; *8*—первичные породы (серпентиниты)

Особый интерес представляют мощные коры выветривания ультраосновных, богатых магнезией пород, главным образом серпентинитов, с образованием никелевых силикатных руд, содержащих ревдинскит, гарниерит, никеленосные галлуазиты и др. (месторождения Ю. Урала). При химическом разрушении силикатов главная масса магния, связываясь с CO_2, растворенной в водах, уносится в нижние горизонты коры выветривания, где выпадает в виде магнезита (рис. 371). Железо, наоборот, в виде рыхлых гидроокислов скопляется на поверхности. Кремнезем, освобождаясь при разрушении кристаллических решеток силикатов, переходит в коллоидный раствор, частью дает новообразования в виде нонтронита, галлуазитов (ниже зоны железной шляпы), частью выпадает в виде опала и халцедона, которые в нижних горизонтах нередко метасоматически развиваются на месте первичных пород. Гидросиликаты никеля образуются главным образом в зоне развития нонтронита. Кроме того, встречаются кобальт- и никельсодержащие гидроокислы марганца—асболаны.

Следует также упомянуть, что в корах выветривания, кроме указанных выше минералов, в виде новообразований встречаются и многие другие: гипс, арагонит, кальцит, ярозит, самородная сера (при разложении гипса), различные фосфаты, а в сухих местностях в виде выцветов—селитра, квасцы и другие легкорастворимые сульфаты, карбонаты и галоидные соединения различных элементов.

Минералы осадочных горных пород и месторождений полезных ископаемых. В области изучения минералогии осадочных образований советскими учеными были достигнуты также большие успехи (акад. А. Д. Архангельский, Б. П. Кротов, Л. В. Пустовалов, Н. М. Страхов и др.). Особого внимания заслуживают достижения наших ученых по установлению закономерностей фациальных изменений в осадках в зависимости от физико-химических условий минералообразования.

Осадочные слоистые горные породы и руды преимущественно образуются в озерных и морских бассейнах. Среди них выделяют две главные группы: 1) обломочные, или кластические, породы, состоящие в основном из продуктов механического разрушения изверженных пород и кристаллических сланцев, и 2) химические осадки—кристаллические, коллоидальные, а также органического происхождения.

Типичными представителями обломочных осадочных пород (механических осадков) являются пески и песчаники, состоящие главным образом из окатанных зерен кварца, иногда с примесью значительного количества полевых шпатов. Изредка в них присутствуют обломки раковин, глауконит, а из акцессорных—магнетит, циркон, рутил,

апатит, турмалин и др. Цементом между обломками в песчаниках обычно служит глинистое вещество, реже карбонаты (кальцит), еще реже гидроокислы железа и марганца. В грубозернистых песчаниках и конгломератах роль обломков играют гальки горных пород.

Характернейшей особенностью химических процессов, приводящих к образованию осадочных горных пород, является то, что при разложении породообразующих силикатов и алюмосиликатов щелочей и двухвалентных металлов (Ca, Mg, Fe, Mn), слагающих изверженные и частью метаморфические породы, в процессе миграции происходит разобщение этих элементов и раздельное осадконакопление: в одних местах—гидросиликатов Al (глин), в других—кремнистых осадков, в третьих—преимущественно соединений Ca, в четвертых—Al, Fe и Mn, в пятых—Na, K, Mg и т. д.

Глины, сланцеватые глины и глинистые сланцы, слагающие нередко мощные толщи, в главной массе состоят из переотложенных продуктов химического разрушения горных пород: в одних случаях—из каолинита, в других—из бейделлита, монтмориллонита. В качестве примесей наиболее часто встречается обломочный кварц, иногда в значительных количествах (песчанистые глины), слюды, органические остатки, тонкодисперсные карбонаты (мергели), а также опал, гидроокислы Fe, мельниковит, иногда в виде конкреций марказит и пирит, углистые или битуминозные вещества и др.

Кремнистые осадочные породы, состоящие частью из химически отложенного кремнезема, сложены опалом, халцедоном, отчасти кварцем. Из органических остатков в одних породах присутствуют обильные обломки кремнистых спикулей губок (спонголиты), в других—радиолярии (плотные яшмы), в третьих—скелеты диатомей (рыхлые трепелы). Легкие, тонкопористые опало-халцедоновые породы, не содержащие органических остатков, носят название опок. Из примесей часто присутствуют глинистые вещества (каолинит), иногда глауконит, обломки кварца и других минералов.

Карбонатные породы (известняки и доломиты), нередко выступающие в обнажениях в виде огромных массивов, почти целиком состоят из кальцита, или доломита, или смеси этих минералов. Нередко присутствуют также глинистое вещество, кластический материал (кварц), глауконит, иногда халцедоно-кварцевые стяжения (кремни), фосфоритовые конкреции, изредка скопления целестина, барита, гипса, а также битумов и газов (сероводород). Во многих известняках в большем или меньшем количестве наблюдаются остатки различных организмов (обломки раковин моллюсков, брахиопод, фораминифер, обломки кораллов и др.). Некоторые разности известняков (оолитовые) обладают признаками коллоидно-химических осадков.

Богатые железом коллоидно-химические осадки (железорудные месторождения) встречаются в некоторых пресноводных озерах (а также болотах) северных областей, а крупные ископаемые осадочные месторождения, согласно геологическим данным, приурочены к лагунам или прибрежным зонам морских бассейнов (Керченское месторождение). Главными минералами являются гидроокислы трехвалентного железа—лимонит и гётит (часто как продукты окисления сидерита, гидросиликатов железа). В ассоциации с ними иногда наблюдаются опал, вивианит, барит, окислы марганца и др. Более глубоководные фации сложены оолитовыми гидросиликатами железа (лептохлоритами)—шамозитом, тюрингитом и другими хлоритами, богатыми двухвалентным железом, нередко в ассоциации с сидеритом, который встречается также в виде самостоятельных пластов (Аятское и другие месторождения на Урале). В виде примесей к сидериту нередко устанавливаются сульфиды (пирит, изредка пирротин), крайне редко образующие значительные скопления.

В осадочных месторождениях марганца, большей частью приуроченных к толщам кремнистых или кремнисто-глинистых осадочных пород, более детально изучены смены фаций, различающихся по составу.

Руды более прибрежных участков сложены преимущественно соединениями четырехвалентного марганца—пиролюзитом и псиломеланами в сопровождении рыхлого или плотного опала и глинистых веществ. По мере удаления от береговой линии в более глубоководных зонах, в условиях недостатка кислорода, эти руды сменяются манганитовыми рудами, в которых часть марганца присутствует уже в виде Mn^{2+}, нередко в ассоциации с глауконитом (в кремнистых прослоях). Наконец, еще далее от береговой линии распространены сплошные карбонатные руды, состоящие из родохрозита, манганокальцита (т. е. минералов, содержащих марганец только в двухвалентном состоянии) в ассоциации с опалом, а также марказитом, пиритом, изредка баритом и др., что указывает на явно восстановительные условия сероводородного брожения и разложения оседающих на дно органических остатков с образованием CO_2. Таковы, например, закономерности фациальных изменений в марганценосных осадках Чиатурского, Полуночного и других месторождений.

Месторождения фосфоритов в виде конкреций, желваков и оолитового строения, приуроченные к более глубоководным участкам шельфа, располагаются среди карбонатных пород или глауконитовых песчаников. В скоплениях фосфатов кальция часто устанавливаются песчинки кварца, глауконит, иногда пирит и другие минералы. По современным представлениям (А. В. Казаков), главным агентом, переводящим в раствор фосфаты, содержащиеся в гибнущих морских организмах, является углекислота, содержание которой в слоях воды ниже зоны фитопланктона повышается в силу окисления отмирающего живого вещества. Этим объясняется обогащение CO_2 и фосфором океанических вод на глубине 500—1500 *м*. В тех случаях, когда благодаря восходящим донным течениям эти воды, богатые CO_2 и P, попадают к береговой поверхностной полосе морского бассейна, имеет место удаление части углекислоты в зону фитопланктона, а в силу этого и пересыщение этих вод фосфором, что и приводит к выпадению коллоидальных фосфатов в виде фосфоритовых желваков.

Соляные отложения, образующиеся в виде кристаллических осадков в условиях жаркого сухого климата в усыхающих озерах или частично изолированных морских бассейнах, содержат большей частью хлориды—галит, реже сильвин, карналлит и др., сульфаты—мирабилит, тенардит, астраханит, эпсомит, кизерит, каинит, полигалит, гипс, ангидрит и др. Выпадение солей из морских вод, как показывают наблюдения над последовательностью чередования слоев и физико-химические исследования Вант-Гоффа, акад. Н. С. Курнакова и его учеников, происходит в определенном порядке: первыми выпадают труднорастворимые соли (карбонаты и сульфаты кальция), а наиболее легко растворимые соединения (сульфаты и особенно хлориды Mg и K) остаются в растворе до самого последнего момента. Однако порядок выпадения сильно зависит также от соотношения концентраций солей в растворе. Некоторые более растворимые соли в случае высокого содержания их в растворе будут выпадать первыми.

В идеальном случае выделение солей из морской воды идет в таком порядке: 1) гипс, ангидрит; 2) галит в ассоциации с гипсом, ангидритом и полигалитом; 3) кизерит с галитом, каинитом, полигалитом и др.; 4) карналлит с галитом, кизеритом и др.; 5) бишофит с карналлитом, галитом и другими легкорастворимыми солями.

Отсюда следует, что соли калия и магния выпадают в последние моменты усыхания соленосных бассейнов. В природной обстановке не всегда создаются условия для строгой последовательности осаждения кристаллических солей. Наблюдающиеся чередования и повторения в отложении осадков, иногда отсутствие в геологическом разрезе некоторых соленосных пород и т. д.—говорят о том, что в силу тех или иных причин менялись условия режима усыхающих бассейнов, в частности соотношение концентраций солей в растворах.

В соленосных отложениях встречаются также кальцит, доломит, борнокислые соединения (борацит). Бораты изредка образуют самостоятельные осадки, содержащие гидроборацит, колеманит, пандермит, боронатрокальцит, буру, ашарит (в виде вторичных образований) и др. (Индерское месторождение). Известны наконец содовые озера.

К соленосным толщам гипса и ангидрита, сопровождающимся битуминозными доломитизированными известняками и каменной солью, бывают приурочены крупные месторождения самородной серы (рис. 57). В ассоциации с ней устанавливаются часто кальцит, арагонит, доломит, гипс, иногда целестин, барит, опал, халцедон, твердые и жидкие битумы.

Гипс и ангидрит, кроме того, во многих местах земного шара слагают самостоятельные толщи большой мощности.

К осадочным образованиям принадлежат имеющие огромное промышленное значение каустобиолиты—ископаемые угли, нефти и связанные с ними горючие газы и твердые битумы, а также торф и сапропели. Все они представляют биохимические образования, возникшие за счет растительных и отчасти животных организмов. В угленосных отложениях из неорганических минералов, кроме кластического материала, встречаются сульфиды железа—пирит, марказит, крайне редко галенит, сфалерит и карбонаты. В углисто-глинистых осадках нередки пластообразные скопления сферосидеритовых конкреций, иногда содержащих сульфиды. При выветривании за счет их образуются бурые железняки.

Минералы метаморфизованных горных пород и рудных месторождений. Как было указано (стр. 100), при так называемом региональном метаморфизме эндогенные и, особенно, экзогенные образования претерпевают сильные изменения не только в составе, но и в структуре и физических свойствах пород и руд. В зависимости от физико-химических условий метаморфизма—глубины (давления), температуры и состава исходных пород и метаморфизующих постмагматических растворов—образуются самые разнообразные по составу кристаллические сланцы (рис. 58): богатые полевым шпатом гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, тальковые сланцы, хлоритовые сланцы, а также серпентиниты, мраморы и другие метаморфические породы. Мы не будем останавливаться на перечислении минеральных ассоциаций во всех этих многочисленных породах. Отметим лишь некоторые особенности метаморфических процессов, подчеркнув характерные минералы, встречающиеся помимо обычных породообразующих минералов.

Прежде всего необходимо указать, что своеобразными чертами состава характеризуются метаморфические породы, образующиеся за счет осадочных образований. Выше уже говорилось о том, что осадочные породы (глины, кремнистые осадки, известняки и т. д.) в главной своей массе представляют существенно различающиеся между собой по составу продукты дифференциации соединений, освобождающихся при процессах выветривания эндогенных горных пород. При метаморфизме глин и глинистых сланцев, почти не содержащих щелочей и щелочных земель, возникают совершенно необычные породообразующие минералы—силикаты алюминия: дистен, силлиманит, андалузит, ставролит, хрупкие слюды и др. Только при привносе щелочей за счет их образуются серицитовые и слюдосодержащие сланцы. Кремнистые осадки в процессе метаморфизма превращаются в плотные кварцево-халцедоновые породы (яшмы) или кварциты. При метаморфизме существенно карбонатных пород, как показал Д. С. Коржинский, в условиях не очень больших глубин могут быть устойчивыми силикаты Са: волластонит, гроссуляр, диопсид в ассоциации с кальцитом и доломитом. Однако в более глубинных условиях вместо волластонита более устойчива ассоциация кварца с кальцитом, а еще глубже

становится неустойчивым и гроссуляр, также подвергающийся разложению углекислотой, парциальное давление которой с глубиной увеличивается.

Соленосные осадки (хлориды и сульфаты K, Na, Mg), а также гипс, ангидрит, алунит и другие сульфаты в условиях глубокого регионального метаморфизма полностью исчезают. Не сохраняются также месторождения самородной серы и фосфоритов. Очевидно, элементы этих соединений подвергаются миграции в постмагматических растворах.

Осадочные месторождения железа и марганца в процессе метаморфизма также претерпевают существенные изменения. Устойчивые в экзогенных условиях коллоидальные гидроокислы превращаются в безводные соединения; например, лимонит и гётит—в гематит и магнетит; гидросиликаты железа—в смесь кварца и магнетита или безводные силикаты; псиломеланы и манганит—в браунит, гаусманит, а в присутствии кремнезема—в силикаты Mn: родонит, тефроит, марганцовистые гранаты и др.

Во многих кристаллических сланцах, как новообразования, распространены гранаты (альмандин, пироп и др.), обычно в хорошо образованных довольно крупных кристаллах, кордиерит, различные пироксены и амфиболы, шпинель, магнетит, рутил, графит и др.

Минералы метаморфических месторождений полезных ископаемых. К этой группе месторождений, как указывалось (стр. 102), относятся такие, которые возникли в процессе метаморфизма за счет горных пород или других образований, до того не представлявших практического интереса.

Примером могут служить месторождения дистена, как огнеупорного сырья, представляющие собой богатые этим минералом кристаллические сланцы, возникшие за счет богатых глиноземом пород. В ассоциации с дистеном в этих месторождениях встречаются слюды, андалузит, ставролит, иногда корунд, рутил, турмалин и др.

Такое же происхождение имеют некоторые месторождения граната (альмандина), как абразивного сырья, в слюдяных сланцах. Кроме слюды (обычно биотита) и граната, в составе этих сланцев принимают участие кварц, дистен, ставролит, иногда рутил, циркон, турмалин и др.

Очень характерны также месторождения графита, возникшие путем метаморфизма каменных углей. В данном случае графит, как вновь образовавшееся минеральное сырье, уже не является горючим ископаемым вследствие полной потери первоначальных свойств. Доказательством происхождения графита этих месторождений за счет каменных углей служат находимые в нем по плоскостям отдельности отпечатки растений.

Исключительно интересны в минералогическом и практическом отношении так называемые «жилы альпийского типа» (рис. 60), приуроченные к трещинам разрыва, возникшим в процессе регионального метаморфизма. В местах раздува этих жил, в крупных друзовых полостях («хрустальных погребах») привлекают внимание хорошо образованные кристаллы горного хрусталя (рис. 40), обладающие пьезоэлектрическими свойствами, хлорита, эпидота, актинолита, адуляра, альбита, брукита, рутила, анатаза, сфена, кальцита и др. Весьма характерно, что те же самые минералы как породообразующие принимают участие и в составе вмещающих метаморфических пород. Это указывает на то, что их образование в расширяющихся полых трещинах происходило одновременно с метаморфизмом пород при участии тех же метаморфизующих растворов.

Обобщение. Общее рассмотрение путем сопоставления между собой различных минеральных ассоциаций, распространенных в различных по происхождению горных породах и рудах; приводит к важным выводам по вопросам истории миграции химических элементов в земной коре. На каж-

дом данном этапе развития геологических явлений устанавливаются свои закономерности поведения элементов при процессах минералообразования в полном соответствии с законами химии, кристаллохимии и физической химии.

В самом деле, если в ранний магматический период все химические элементы (как петрогенные, так и металлогенные) более или менее равномерно были распространены в общей массе, то в период дифференциации и кристаллизации магмы, особенно в глубинных условиях, мы имеем уже другую картину. Металлогенные элементы (Pt, Cu, Fe, Au, Ag, Zn, Pb, Bi и др.) обнаруживают сильно выраженную тенденцию к концентрации и, при участии летучих компонентов магмы, к пространственному обособлению от петрогенных элементов с образованием рудных месторождений (магматических, контактово-метасоматических, гидротермальных). Петрогенные элементы, наоборот, при образовании изверженных горных пород остаются в состоянии более или менее равномерного распределения, лишь несколько обогащаясь при процессе дифференциации магмы. И только элементы с малыми и очень крупными размерами ионных радиусов (по сравнению с обычными петрогенными элементами) способны в существенных количествах скапливаться в пегматитовых образованиях.

При экзогенных процессах мы наблюдаем совершенно противоположные явления. Эти процессы, совершаясь за счет энергии солнца в условиях сильно окислительной обстановки, действуют отрицающим образом на все то, что было создано при эндогенных процессах минералообразования, и в конечной стадии приводят к образованию огромных толщ осадочных горных пород. При этом металлогенные элементы в главной своей массе[1] претерпевают рассеяние в осадочных породах. Правда, в начальный период у самой поверхности литосферы мы еще наблюдаем явления концентрации некоторых металлогенных элементов в зонах окисления и вторичного обогащения сульфидных месторождений (Pb, Cu). Однако ничтожный удельный вес их среди всей массы экзогенных образований и их дальнейшая судьба (неуклонное рассеяние по мере развития процессов осадкообразования) заставляют смотреть на них как на эпизодические явления. Зато петрогенные элементы (Na, K, Mg, Ca, Al, а также C, Cl, B, S, P и др.) при экзогенных процессах проявляют заметно выраженную склонность к накоплениям с образованием многих неметаллических полезных ископаемых (известняки, гипсы, отложения соленосных озер, бокситы, фосфориты, каменные угли, нефти и др.).

При процессах регионального метаморфизма в сущности не происходит сколько-нибудь значительных концентраций химических элементов. В основном имеет место лишь преобразование минеральных продуктов, возникших при эндогенных и экзогенных процессах.

---

[1] Исключение составляют лишь Fe и Mn, которые по своим свойствам занимают как бы промежуточное положение между петрогенными и металлогенными элементами.

Глава IV

ВКЛАД ОТЕЧЕСТВЕННЫХ УЧЕНЫХ В МИНЕРАЛОГИЮ

При описании минералов мы уже отмечали многочисленные открытия, принадлежащие русским и советским исследователям. Здесь мы дадим общую характеристику того научного вклада, который внесли в минералогию как науку и в познание минеральных богатств нашей великой родины наши ученые, деятели горного дела, «землепроходчики» (путешественники) и местные энтузиасты—любители минералов из простого народа.

Так как минералогия в своем развитии тесно связана с развитием горной промышленности и успехами естествознания в целом, то естественно, что и периоды прогресса минералогических знаний в общем совпадают с этапами развития производительных сил и общественного строя. Мы здесь не будем останавливаться на ранних (до XVIII в.) периодах развития горных промыслов в нашей стране[1]. Отметим лишь, что в те времена науки о минералах у нас еще не существовало.

Научные основы минералогии впервые были заложены у нас в середине XVIII в. В начале этого века (в петровское время), как известно, наметился явно выраженный прогресс в развитии горнозаводской промышленности, особенно на Урале. О состоянии минералогических знаний в это время мы можем судить по произведению В. Геннина «Собранная натуралии и минералии камер в сибирских[2] горных завоцких дистриктах» (1723—1734). В этом труде, кроме подробных данных о заводах и рудниках, приводятся отрывочные сведения минералогического характера. Вот как выглядит, например, описание месторождения Хрустальной горы: «Да от Екатеринбурха ж в верстах 20 имеетца гора видом по натуре она якобы молочна, из которой каменья полированы и в нем являетца при солнце красное, лазоревое, белое и желтое сиянье». Не сразу можно догадаться, что речь идет о кристаллах кварца. Подобные описания перемежаются с фантастическими рассуждениями, не имеющими ничего общего с научными объяснениями природных явлений.

На этом фоне весьма слабо развитой научной мысли того времени во весь рост вырисовывается необычайно яркая фигура гениального М. В. Ломоносова, которого мы с полным основанием считаем первым русским минералогом, внесшим крупный вклад в развитие отечественной минералогии. Несмотря на то что в молодые годы учебы за границей Ломоносов со свойственной ему страстью к знаниям детально изучил горное дело и геологию в Саксонии, его дальнейшая исключительно разносторонняя научная деятельность лежала главным образом в области химии, физики, физической химии, астрономии, истории и т. д. К вопросам геологии и минералогии он вплотную подошел уже к концу своей жизни. Незадолго перед смертью (в 1763 г.) он опубликовал замечательный труд «О слоях земных» в виде дополнения к «Первым основаниям металлургии или рудных дел». В этом

[1] См. об этом статью А. Г. Бетехтина «К истории русской минералогии», Изв. Ак. наук СССР, геол. сер., № 4, 1950.

[2] Главным образом уральских.

труде, насыщенном конкретными практическими указаниями, нас поражают многие удивительно правильные догадки и мысли о сущности природных явлений, происходящих в недрах Земли. Так же как и в области точных наук, он в ряде высказанных положений в области геологии опередил на многие десятки лет своих современников. Достойно внимания то, что он всюду настойчиво проводит мысль о необходимости приложения к геологии точных методов и понятий из физики, химии и математики. Эти указания полную силу сохранили и до наших дней. Огромное значение имело введение им русской терминологии в нашу литературу. Стремление Ломоносова как можно шире распространить научные знания среди русских людей сказалось не только в его решении публиковать свои работы на русском языке, но и в широком распространении их по заводам и рудникам. В этом его огромная заслуга перед отечеством, которым он всегда восхищался и к которому питал пламенные чувства любви, сквозящие во всех его произведениях.

Для «большего приращения наук в России» М. В. Ломоносов в течение всей своей деятельности заботился об организации учебных заведений и об улучшении в них постановки преподавания. Сам он лично до самой смерти заведывал гимназией и университетом при Академии наук, учрежденной еще при Петре I—в 1724 г. По его мысли и настоянию в 1755 г. был открыт старейший русский Московский университет, сыгравший огромную просветительную роль в дальнейшем. Он стремился и академический университет в Петербурге превратить в настоящий полноценный университет.

Горная промышленность при жизни Ломоносова находилась в стадии расцвета. На Урале и в других местах одно за другим открывались новые месторождения, доставлялись образцы новых видов полезных ископаемых. В 1734 г. с островов Белого моря были привезены самородки серебра, сохранившиеся до настоящего времени. Впервые было открыто золото в медных рудах Воицкого месторождения (Олонецкий край), которое начало разрабатываться с 1745 г. В том же году золото было встречено впервые на Урале, в Березовском месторождении, крестьянином дер. Шарташа Ерофеем Марковым, затем в Колыванско-Воскресенских рудниках на Алтае. Были обнаружены месторождения цветных камней в Забайкалье, ртути в Ильдиканском районе в Сибири и т. д. М. В. Ломоносов, еще будучи адъюнктом основанной к тому времени Российской Академии наук (1724), первым из русских ученых занялся описанием минералов с составлением на русском языке «Каталога Минералогического музея Академии наук» (1745)[1], в котором приводится уже более ста минералогических образцов с Урала, из Сибири и других мест. Весьма возможно, что именно в связи с этим он незадолго перед смертью задумал составление «Общей системы Российской минералогии», в которой предполагал «показать по физическим и химическим основаниям в предводительство правила и приметы рудным местам для прииску, много точнее, нежели по ныне известны...». Им был разработан подробный план этой работы и выпущено обращение ко всем «заводчикам и содержателям рудных мест» с просьбой присылать образцы и с инструкцией по сбору образцов, а также обещанием «каждому (присылателю) по книге оныя минералогии после напечатания без платы». К сожалению, преждевременная смерть (1765) помешала ему осуществить свою мечту.

Вскоре после смерти Ломоносова, в 1773 г., в Петербурге было основано старейшее в мире Высшее горное училище (ныне Горный институт), созданное по инициативе группы уральских горных деятелей во главе с башкиром Измаилом Тасимовым[2]. В этом учебном заведении минералогия, включав-

---

[1] Этот музей был основан на базе «кунсткамеры», учрежденной в 1716 г. еще Петром I, в которой хранились главным образом привезенные им из-за границы «курьезные натуралии» (минералы, окаменелости и пр.).

[2] Одновременно был организован Горный музей. В 1787 г. от акад. Э. Лаксмана в музей поступила богатая коллекция в 8471 образец. Специальная экспедиция в период 1812—1817 гг. собрала около 50 000 образцов. Уже к 1830 г. в Минеральном кабинете музея было собрано 84 500 экземпляров минералов, горных пород и ископаемой фауны.

шая также элементы разведочного и горного дела, являлась одной из основных дисциплин. С самого начала ее преподавание было увязано с решением практических задач. В качестве преподавателей приглашались выдающиеся ученые Академии наук и крупные деятели горного дела. Многие из воспитанников института впоследствии сделались виднейшими учеными, профессорами, академиками с мировым именем.

Развитию минералогических знаний в России, кроме Горного института, немало способствовали прекрасно поставленные учебные заведения Академии наук, Московский университет, а также Вольное экономическое общество, в котором широко обсуждались проблемы использования минеральных богатств.

Вторая половина XVIII в. ознаменовалась обширными академическими экспедициями и усиленными изысканиями полезных ископаемых, проведенными местными деятелями. Полученные крупные достижения охарактеризовали новый период в развитии минералогии.

Появились многочисленные сведения о минеральных богатствах самых различных районов нашей страны. Однако подлинной сокровищницей минералогов сделался Урал, который своим исключительным разнообразием минералов и месторождений полезных ископаемых привлекает внимание ученых и до сих пор. Замечательные кристаллы «самоцветов» (цветных камней), служивших предметом огранки, и различные поделочные камни начиная с конца XVIII в. посылались на выставки в Петербург, Париж, Лондон и вошли в минералогические коллекции всех крупных музеев Европы. Достижения русских минералогов не раз приводили в изумление иностранных ученых и возбуждали огромный интерес к нашей стране, особенно к Уралу. Мировую известность получили такие районы Урала, как Ильменские горы[1], где в 1921 г. по декрету В. И. Ленина создан минералогический заповедник; затем Мурзинские копи («Мекка минералогов всего мира», по выражению А. Е. Ферсмана), Березовские рудники, платиноносные россыпи и др. И глубоко прав оказался Ломоносов, когда призывал: «Пойдем ныне по своему Отечеству; станем осматривать положение мест и разделим к произведению руд способные от неспособных; потом на способных местах поглядим примет надежных, показывающих самые места рудные. Станем искать металлов, золота, серебра и протчих; станем добираться отменных камней, мраморов, аспидов и даже до изумрудов, яхонтов и алмазов. Дорога будет не скучна, в которой хотя и не везде увидим минералы в обществе потребные, которые промыслы могут принести не последнюю прибыль».

Открытия замечательных минералов следовали одно за другим. Особый интерес в этот период вызывали месторождения драгоценных цветных и поделочных камней, ценившихся необычайно высоко и шедших на изготовление предметов роскоши для дворянской знати, отделку царских дворцов в Петербурге, Петергофе, Царском селе (г. Пушкин), Павловске и таких величественных сооружений, какими являются Исаакиевский и Казанский соборы. Сильно увеличился спрос на строительные камни, и притом не только для зданий Петербурга и гранитной набережной р. Невы, но и для отстройки Москвы, сожженной во время нашествия наполеоновских полчищ в 1812 г. В связи с сильно возросшими потребностями широко развернули свою деятельность Петергофская, Екатеринбургская и Колыванская гранильные фабрики, стало процветать ювелирное дело и мастерство художников-кустарей. В поисках месторождений необходимого минерального сырья господствовал сильнейший ажиотаж, приводивший к многочисленным неожиданным открытиям. Ниже мы отметим лишь наиболее важные из них, имеющие научное или минералогическое значение.

---

[1] Про них писал А. Е. Ферсман: «Ильменские горы на Урале стали не только основой исследований русских минералов, но явились неписанным учебником и природным музеем».

Огромное впечатление на ученый мир произвел большой железный метеорит «палласово железо» (весом около 0,7 *т*), доставленный в 1775 г. известным натуралистом-путешественником акад. П. Палласом из Красноярского края, где он был обнаружен казаком Медведевым еще в 1749 г. на вершине горы Темир. После его изучения, проведенного Хладни (1794), ученый мир убедился в космическом происхождении подобных тел.

Большую сенсацию среди минералогов Европы произвело открытие (1787—1789) редких малиновых турмалинов в знаменитых копях у дер. Мурзинки и особенно у дер. Сарапульки (на Среднем Урале) вишнево-красного, дымчато-фиолетового, розового, а также оливково-зеленого, дымчато-зеленого и бурого цвета. Особый интерес вызывали двуцветные кристаллы различных оттенков. Размеры кристаллов достигали 2—3 и даже 12 *см* в длину. По свидетельству Германа (1793), эти турмалины ценились в то время исключительно высоко.

В 90-х годах в том же Мурзинском районе были обнаружены крупные замечательные кристаллы топаза («тяжеловеса»[1]), поражавшие своей прозрачностью, чистотой и тонами окраски (голубоватым, зеленоватым, желтоватым). Вслед за тем топазы были обнаружены казаком Прутовым в Ильменских горах. Гордость ильменских копей составляли бесцветные или слабоголубоватые кристаллы, достигавшие по весу 1—2 и даже 4 *кг*. В Забайкалье первые упоминания о «тяжеловесах» Тутхалтуя (очевидно, Шерловой горы) мы находим в записках Карамышева (1762—1769). По всей вероятности они были известны еще ранее. Впервые с несомненностью топаз из этих мест был описан Патрэном и Палласом в 1791 г. Однако главный интерес представляли топазы Борщовочного кряжа, открытые значительно позднее (около 1831 г. и в середине XIX в.) и удивлявшие своими гигантскими размерами: до 20 *см* в поперечнике и весом до 10—15 *кг*.

Особое внимание в то время привлекали также «волосатики» (кристаллы горного хрусталя или аметиста, пронизанные волосовидными или игольчатыми кристалликами рутила, актинолита, турмалина и др.). В довольно значительных количествах их находили крестьяне в речных долинах Среднего Урала (в Полевском районе) в начале 80-х годов XVIII в. По словам акад. И. Ф. Германа, за них платили огромные деньги, если эти камни обнаруживали игру цветов. Шли они на различные поделки, главным образом для вставок в кольца, браслеты, цепочки и пр.

В конце XVIII в. мировую славу заслужил «сибирский аквамарин» (из Забайкалья) как поделочный камень. Большой популярностью в Европе пользовались и мурзинские винно-желтые, зеленовато-желтые, синевато-зеленые и, как крайняя редкость, розовые бериллы. В 1828 г. был встречен сильно нашумевший в свое время гигантский кристалл (около 25 *см* в длину) с характерными явлениями позднейшего разъедания (хранится в ленинградском Горном музее). Позднее (1830) смолокуром Максимом Кожевниковым был найден изумруд в корнях вывороченного бурей дерева в Монетной даче к востоку от г. Свердловска. В то же время был установлен хризоберилл, несколько позднее (1833) его замечательная разновидность — александрит, и затем фенакит. В конце XVIII в. были известны и гигантские неправильной формы бериллы из пегматитов Алтайского района.

В конце XVIII в. в качестве поделочного камня стал добываться изумительный по красоте малахит. «Этот камень должен считаться по-истине русским, так как ни одно месторождение малахита в мире (Австралия, Северная Америка) не может сравниться с богатством этого поделочного материала на Урале»—пишет акад. А. Е. Ферсман по этому поводу. В 1789 г. в музей при Горном институте поступила большая глыба малахита, добытая на Гумешевском месторождении, вообще давшем немало материала для поделок. В небольших количествах малахит тогда же получался из известных

[1] В первое время на Урале топазом («тумпасом») называли дымчатые горные хрустали. Лишь позднее горщики стали отличать истинные топазы по весу.

Турьинских медных рудников на Северном Урале, которые с восхищением описал в своем «Путешествии» Паллас. Однако главная масса поделочного малахита добывалась на Меднорудянском месторождении (Нижний Тагил), открытом несколько позднее (1810). С этого месторождения шел малахит на изготовление знаменитых колонн Исаакиевского собора, малахитового зала Зимнего дворца, ваз и столов Эрмитажа и самых различных поделок, хранящихся в других музеях нашей страны и Западной Европы. Большой известностью также пользовались малахитовая ваза высотой 2,5 *м* и чаша размером 2 на 1,4 *м*, выставлявшиеся Демидовым на Парижской выставке 1878 г. Екатеринбургская гранильная фабрика в свое время поставляла огромное количество малахитовых изделий, вывозившихся во все концы мира.

Уральский орлец (родонит) из Мало-Седельниковского (Шабровского) месторождения, повидимому, был известен еще в середине XVIII в. (некоторые изделия из него относятся к 1765 г.). Впервые упоминает об этом минерале акад. В. М. Севергин в своих «Первых основаниях минералогии» как об «алом, прекрасно политру принимающем с черными марганцевыми дендритами орлеце». На выставках всегда широко были представлены нередко замечательные по мастерству изделия из родонита—чаши, вазы и разнообразные мелкие поделки.

Известный натуралист акад. Э. Лаксман (1737—1796) в 80-х годах XVIII в. собрал в Восточной Сибири богатую коллекцию, в которой находились кристаллы впервые установленных минералов—гроссуляра и вилуита (везувиана) с рч. Вилюй, крупные хорошо образованные кристаллы байкалита (диопсида), темной слюды (флогопита), глауколита (скаполита), лазурита (в виде валунов) и др. с рч. Слюдянки (Прибайкалье). Лазурит, принадлежащий к числу ценных поделочных камней, позднее специально добывался для Петергофской гранильной фабрики.

В 1781 г. большое впечатление в Петербурге произвели находки иризирующего лабрадора в виде валунов (среди ледниковых отложений) при проходке Петергофского (Петродворецкого) шоссе. Крупные месторождения лабрадоровых пород Волыни стали известны позднее (1835). В 1784 г. в Ильменских горах Раздеришиным был открыт амазонский камень (микроклин), широко применявшийся для украшений. Большой славой пользовались густоокрашенные аметисты, большей частью добывавшиеся в Мурзинских копях (с 1768 г.); синие халцедоны Даурии (Забайкалья); диоптаз (аширит)—«сибирский изумруд» Казахстана; уваровит (1833) Сарановского хромитового месторождения на Урале, ошибочно принятый Г. Розе за диоптаз; разноцветные яшмы (XVIII в.), корунд (1823), хромит (1799), крокоит, кианит, тремолит и т. д.

В 1814 г. штейгер Брусницин впервые на Урале путем промывки песков открыл золотоносные россыпи по р. Березовке и настойчиво доказывал их промышленное значение (до этого момента золото добывалось только из коренных месторождений)[1]. Это открытие создало настоящий переворот в русской золотой промышленности. Вскоре после этого в других многочисленных пунктах Урала были обнаружены нетронутые богатые золотоносные россыпи. С 1829 г. они начали разрабатываться на Алтае, с 30-х годов—в Енисейском районе и в других местах Сибири. Русских ученых заинтересовали и вопросы происхождения россыпного золота, которым посвятил ряд важных статей выдающийся профессор минералогии Горного института Д. И. Соколов.

В 1819 г. произошло также другое важное событие, приковавшее внимание всего мира: среди золота, полученного из россыпей Верх-Исетских приисков, в виде примеси был обнаружен белый металл, который согласно химическим исследованиям И. И. Варвинского (1822) оказался самородной

[1] Впервые признаки россыпного золота были установлены еще в октябре 1774 г. при проходке штольни Ключевского рудника. Затем в 1804 г. при обер-берггауптмане Ильмане там же снова был замечен золотоносный песок. Однако этим фактам не придали значения—слишком велико было неверие начальников рудников.

платиной, содержащей также иридий, осмий и палладий. Через год были обнаружены самостоятельные платиноносные россыпи, эксплоатация которых началась с 1824 г.

Открытиями минеральных богатств мы многим обязаны местным энтузиастам горного дела, стремившимся разгадать тайны природы, приложить все усилия к тому, чтобы «узнать и доказать пользу» открываемых минералов, предугадать дальнейшие пути открытий. Вот как, например, выражал свои мысли на страницах Горного журнала (1827) Н. Мамышев, сравнивая уральские минеральные богатства с американскими:

«Угрюмый Урал согнул твердый хребет свой..., сделался данником могущественной России, а в последствии времени ее арсеналом и сокровищницею. Металлы: железо, медь и золото он принес ей на оружие и промышленность; драгоценные камни: хрустали, бериллы, аметисты, шерлы и топазы на украшения. Чтоб Сибирское[1] богатство было еще ближе к Американскому, недоставало ему из металлов платины, а из камней – алмазов. Минеральное царство Уральское, говорят путешественники, весьма сходствует с Американским; эта мысль давно занимала меня, и некоторые ученые-путешественники столько нашли ее правдоподобною, что пожелали иметь своею. Я радуюсь сему тем более, что многоустное распространение оной, может быть, воспламенит новое рвение в искателях Сибирских сокровищ... Кто думал прежде искать золото в Уральских песках?.. Н. А. Шленеву[2] предоставлено было сорвать повязку с глаз недовидящих. Почему же не надеяться отыскать и алмазов? Ищите и...».

Действительно, не прошло и двух лет после того, как была напечатана статья Мамышева, были найдены первые алмазы.

Огромные успехи в открытии минеральных богатств вызвали к жизни Минералогическое общество, основанное в Петербурге в 1817 г. Общество сыграло большую роль в деле пропаганды минералогических знаний в России, так же как и Общество испытателей природы при Московском университете (1805). В литературе стали появляться первые сводки, посвященные полезным ископаемым. Акад. В. М. Севергиным еще в 1809 г. был опубликован двухтомный труд «Опыт минералогического землеописания Российского Государства», в котором обобщены обширные данные, собранные главным образом при путешествиях русских академиков по Уралу и Сибири. Позднее ряд интереснейших сводок по отдельным вопросам (М. Карпинский, Лисенко, Барбот-де-Марни и др.) публиковался в «Горном журнале», который регулярно начал выходить с 1825 г. и сразу же завоевал себе мировую известность. Из более поздних монографий с минералогической точки зрения заслуживают внимания работы Г. А. Щуровского (1841) и Г. Розе (1837, 1842).

Результаты исследований минеральных богатств, открытых в конце XVIII и начале XIX вв., необычайно расширили кругозор наших ученых и, естественно, должны были повлиять на развитие минералогии как науки, на ее содержание, задачи и направление. Не случайно, что за сравнительно короткий период времени в печати появился ряд руководств и пособий по этой дисциплине: В. М. Севергина (1791, 1798, 1807, 1816), А. М. Теряева (1796), Д. И. Соколова (1832). Наиболее ярким представителем минералогов этого времени является акад. В. М. Севергин: Так же как и Ломоносов, он видел практический смысл в изучении природных тел, подчеркивая, что «при всякой науке главное дело есть польза, которую человек от нее приобрести может». При этом он большое значение придавал точности исследований, «без всякого предрассуждения». «Без точных наблюдений и исследований,—писал он,—нет и не может быть науки». С особенной нетерпимостью он относился к пустому фразерству и сочинителям теорий без углубленных исследований. При систематике минералов Севергин уже придавал большое значение химическим признакам. Необходимо напомнить, что в конце XVIII и начале XIX вв. химия, как и другие естественные науки, сделала крупные шаги вперед. В это время было

[1] Под Сибирью здесь подразумевается восточный склон Урала.

[2] Фактически честь открытия золотоносных песков принадежит Л. И. Брусницину.

известно уже большинство химических элементов периодической системы Менделеева. Кроме В. М. Севергина, являвшегося крупным знатоком химии и технологии, минералогия того времени многим обязана также выдающимся русским химикам и минералогам-химикам: акад. Э. Лаксману, акад. Т. Е. Ловицу, И. И. Варвинскому, Г. В. Любарскому, П. И. Евреинову, акад. Г. И. Гессу, Р. Герману и др.

Если мы вспомним, что на западе в это время умами минералогов владела фрейбергская школа Вернера с его пресловутой «нептунистической» теорией возникновения минеральных образований и традиционным схоластическим описанием минералов по внешним признакам, то станет ясным то передовое положение, которое занимала уже в то время наша русская минералогия. Весьма характерно, что упоминавшийся выше широкообразованный талантливый проф. Д. И. Соколов, сын слесаря, блестяще окончивший Горный корпус (институт), впоследствии почетный член Академии наук, на первых порах преподавания минералогии следовал своему предшественнику «нептунисту» П. И. Медеру, учившемуся у Вернера во Фрейбергской горной академии. Однако вскоре, убедившись под влиянием успехов русской минералогии в ложности этого учения, он сделался ревностным «вулканистом». Не случайно, что достижения русских ученых-натуралистов этого времени действительно оказались прогрессивными и широко признаны в мировой науке. Как крупный вклад в историю мировой науки вошли те открытия новых минералов и их месторождений, о которых сообщалось выше.

Во второй половине XIX в., в условиях разложения крепостного хозяйства в связи с развитием капитализма и роста революционных настроений передовой части интеллигенции, наступил период дальнейшего бурного развития естествознания в России. Общественно-политическая обстановка этого времени оказала весьма благоприятное влияние на развитие материалистического мировоззрения передовых русских ученых. Во всех областях естествознания выдвинулись блестящие ученые, завоевавшие ведущее положение в мировом движении науки, такие как И. М. Сеченов, Д. И. Менделеев, И. И. Мечников, А. О. и В. О. Ковалевские, В. В. Докучаев, А. П. Карпинский, Е. С. Федоров, К. А. Тимирязев, В. И. Вернадский и многие другие.

Весьма существенные преобразования произошли и в области минералогии, которая, как было указано в общей части курса, в это время впервые оформилась как наука о минералах—кристаллических индивидах (горные породы, представляющие собой минеральные смеси, после введения в практику исследований микроскопа окончательно были удалены из списка минералов). На смену прежним пространным словесным характеристикам свойств минеральных веществ появились конкретные описания минералов с приведением точных физических констант и количественных химических анализов. Вначале эти исследования широко проводились для хорошо образованных кристаллов, позднее, по мере усовершенствования методики—вообще для минеральных веществ кристаллического строения.

Блестящее развитие этого направления минералогии у нас связано с именем крупнейшего ученого, проф. Горного института акад. Н. И. Кокшарова (1818—1892). Необычайно много он вложил упорного труда в изучение точных физических констант кристаллов русских минералов. Тщательным образом он изучил огромные коллекции кристаллов, накопленные несколькими поколениями в стенах Горного музея и Минералогического музея Академии наук, а также многочисленные частные коллекции. Результаты этих детальных исследований выразились в составлении 11-томного труда «Материалы для минералогии России», поразившего ученый мир образцовыми описаниями русских минералов, не превзойденными до сих пор гониометрическими измерениями. «Путем точных исследований образцовых кристаллов Кокшаров положил прочный фундамент навсегда для всех обобщений в данной области» (В. И. Вернадский). Полученные им константы

вошли во всю мировую справочную литературу по минералогии. Кроме того, ему принадлежит честь открытия ряда вообще новых минеральных видов и разновидностей (клинохлор, кочубеит, валуевит, ильменорутил и др.), а также не известных ранее в России минералов (брукит, кордиерит, желтый канкринит, волластонит, халькофиллит и др.). Его заслуги были столь значительны, что современниками, в связи с пятидесятилетним юбилеем научной деятельности, он был признан «великим основателем минералогии России». В течение всей своей деятельности он теснейшим образом был связан с Минералогическим обществом, которое в тот период достигло стадии расцвета. Признание научных достижений Кокшарова за границей выразилось избранием его членом десяти иностранных академий.

Другим выдающимся исследователем минералов того времени был современник Н. И. Кокшарова акад. П. В. Еремеев (1830—1899), долгое время преподававший минералогию в Горном институте. Как и Кокшаров, он принимал самое активное участие в изучении всех поступавших в Минералогическое общество новинок. Своими многочисленными исследованиями физиографии минералов, особенно двойников и псевдоморфоз, он внес крупный вклад в развитие отечественной минералогии.

Конец XIX и начало XX вв. ознаменовались новыми, огромной важности достижениями русской науки в области кристаллографии, которыми мы обязаны нашему гениальному ученому акад. Е. С. Федорову (1853—1919). Путем строгого математического анализа он подошел к теории строения кристаллов и в 1890 г. опубликовал классический труд мирового значения: «Симметрия правильных систем фигур», в котором дал вывод единственно возможных 230 пространственных групп симметрии. Годом позже (1891) немецкий математик А. Шёнфлис опубликовал вывод тех же пространственных групп, внеся позднее поправки согласно указаниям Е. С. Федорова. Таким образом, приоритет в этом отношении принадлежит нашему ученому, чего не отрицал и сам Шёнфлис. Эти системы, после того как получили экспериментальное подтверждение при рентгенометрических исследованиях кристаллов, легли в основу ряда работ зарубежных ученых (Ниггли, Эвальда, Шибольда и др.), в том числе и «Интернациональных таблиц для определения кристаллических структур» (1935), но характерно, что в них даже не упоминается имя творца этих систем (т. е. произошло то же, что и с периодической системой химических элементов Менделеева).

Другое крупнейшее достижение Е. С. Федорова относится к области микроскопического изучения минералов. Им создан универсальный оптический метод исследования кристаллических зерен в тонких шлифах с помощью специального сконструированного им столика, получившего название «федоровского». Насколько велико значение этого метода, можно судить по его широкому применению во всем мире. К концу своей необычайно плодотворной деятельности Е. С. Федоров занялся разработкой кристаллохимического анализа, т. е. определения химического состава минералов на основе данных гониометрических измерений кристаллов и созданной им теории их строения. Им был критически пересмотрен весь огромный накопившийся в литературе эмпирический материал по измерениям кристаллов и приведен в определенную систему с точки зрения тщательно разработанной им теории установки кристаллов. Эти исследования привели к составлению капитального труда «Царство кристаллов», вышедшего в свет уже после его смерти, в 1920 г. Огромное научное наследство, оставленное этим великим ученым, изучается и углубляется его учениками в Федоровском институте кристаллографии, минералогии, петрографии и учения о полезных ископаемых, созданном после его смерти при Ленинградском горном институте.

Открытие великим русским химиком Д. И. Менделеевым закона периодичности и создание периодической системы химических элементов, сыгравшей исключительную роль в развитии естественных наук, не могло не отразиться и на минералогии. Реформаторская роль в этом отношении при-

надлежит крупнейшему ученому нашей страны акад. В. И. Вернадскому (1863—1945), обогатившему мировую науку множеством глубоких идей. Обладая широкими знаниями в области химии, он еще в ранние годы занялся вопросами химической конституции минералов. В 1891 г. им с гениальной интуицией было высказано и доказано опытом положение о том, что в алюмосиликатах может иметь место замена четырехвалентного кремния трехвалентным алюминием, играющим роль кислотной функции. Спустя тридцать лет это положение не только было полностью подтверждено рентгенометрическими исследованиями полевых шпатов, но и сильно помогло в изучении структур других алюмосиликатов.

Минералогия Вернадского, которую он трактовал как химию земной коры, весьма существенно отличалась по своему содержанию от старых курсов и внесла новую струю в развитие минералогических знаний в нашей стране, опередив в этом отношении зарубежные страны. Как результат огромного кропотливого труда, в период 1908—1914 гг. появился первый том его классического труда по минералогии России: «Опыт описательной минералогии», посвященный классу самородных элементов. К сожалению, этот труд, так же как и «История минералов в земной коре», остался не законченным при его жизни. Увлечение вопросами химической минералогии, естественно, привело его вскоре к геохимическим идеям. Владея исключительно широкими знаниями в области минералогии, он, главным образом уже в советский период своей деятельности, разрабатывает новые области научных знаний и создает новые научные дисциплины: геохимию, радиогеологию и биогеохимию.

С Великой Октябрьской социалистической революции 1917 г. начинается новая эпоха в развитии минералогии наряду со всеми другими науками, в условиях социалистического строя государства. После окончания борьбы с интервентами и начала восстановления народного хозяйства, разоренного войной, перед молодой Советской республикой согласно решениям партии и правительства встала первостепенной важности задача по коренной реорганизации промышленности, а в связи с этим и грандиозные задачи по созданию мощной минеральносырьевой базы. Были приняты решительные меры по массовой подготовке геологических кадров, расширению сети специальных учебных заведений, научно-исследовательских институтов и геолого-разведочных организаций. Вскоре на смену ученым-одиночкам прошлого появилась целая армия молодых советских исследователей, проводивших невиданные по размаху поисково-разведочные работы на огромной территории Советского Союза под руководством выдающихся ученых нашей страны: А. П. Карпинского, В. А. Обручева, А. Д. Архангельского, И. М. Губкина, А. Н. Заварицкого, А. Е. Ферсмана, А. К. Болдырева, С. С. Смирнова, П. И. Степанова и их учеников.

В корне изменилось за это время и содержание научно-исследовательских работ. В частности, минералогические исследования в связи с широкими запросами промышленности приобрели гораздо более целеустремленный характер, нежели это имело место в дореволюционный период. Все советские минералоги переключились на работы по разрешению народнохозяйственных проблем. Каждому приходилось иметь дело с непосредственным приложением своих знаний к конкретной практической работе, которая в свою очередь требовала углубленного изучения природных явлений а в связи с этим и расширения теоретических знаний. При этом лучшие прогрессивные традиции русской науки предшествующего периода, отраженные в трудах Н. И. Кокшарова, Е. С. Федорова, В. И. Вернадского и др., получили дальнейшее развитие.

За годы великих Сталинских пятилеток в результате колоссального самоотверженного труда, нередко в условиях тяжелой борьбы с жестокими стихиями природы, геологи с честью выполняли задания правительства и решали важнейшие задачи по обеспечению сырьевой базой гигантски растущей промышленности. Были открыты и разведаны многие

тысячи месторождений металлов и неметаллических полезных ископаемых, и притом таких, которых не знала царская промышленность. По многочисленным, ранее добывавшимся видам полезных ископаемых запасы руд возросли во много раз. Были открыты целые новые районы, созданы новые мощные центры индустрии, неизмеримо выросли запасы старых промышленных районов нашей страны.

Само собой разумеется, что эти замечательные успехи в области открытия столь многочисленных месторождений полезных ископаемых были бы немыслимы без широкой постановки минералогических исследований. По мере того как геологические работы охватывали все новые и новые районы, естественно, развивались и минералогические исследования горных пород и руд. Не удивительно поэтому, что быстрыми темпами росли и наши знания по минералогии, особенно по региональной (топографической) минералогии. В этом отношении наши ученые достигли огромнейших успехов.

Прежде всего следует указать на исключительно интересные по результатам многолетние исследования минеральных ассоциаций в массивах щелочных пород акад. А. Е. Ферсмана (1883—1945) и его учеников. Было открыто свыше двух десятков совершенно новых редких минералов, преимущественно сложных соединений—цирконо-титано-силикатов и окислов. При ближайшем участии этого неутомимого исследователя разрабатывались многочисленные проблемы, связанные с освоением природных богатств, причем он всегда придавал большое значение комплексному использованию минерального сырья. Много внимания А. Е. Ферсман уделял также изучению минералогии пегматитов Урала, Восточной Сибири и ряда стран Западной Европы. Этим исследованиям посвящена капитальная монография «Пегматиты», т. 1, выдержавшая три издания. Впоследствии он перешел к вопросам геохимии, которой посвятил многие, и притом главные, свои работы. Нельзя не отметить еще одной стороны его необычайно многогранной деятельности, а именно популяризации минералогии и геохимии, главным образом среди учащихся и молодежи. Своей популярно изложенной «Занимательной минералогией», многократно переиздававшейся, он сумел зажечь интерес к изучению природных богатств среди широкого круга населения нашей страны.

Огромной популярностью среди советских геологов пользуется также имя выдающегося минералога и ревностного исследователя рудных месторождений акад. С. С. Смирнова (1895—1947), посвятившего всю свою энергию и знания созданию минеральносырьевой базы нашей родины и своим примером вдохновлявшего коллективы многочисленных геолого-разведочных партий и научно-исследовательских институтов. В совершенстве владея различными методами исследования и обладая тонкой наблюдательностью, он нетерпимо относился ко всякого рода схоластическим построениям и умозаключениям. В своих учениках он воспитывал глубокое уважение к точно установленным фактам и учил строить выводы только на строго доказанных положениях. Из его трудов в области минералогии наибольшей известностью пользуется классическая монография «Зона окисления сульфидных месторождений». С. С. Смирнов еще в начале своей практической деятельности глубоко оценил всю важность точных познаний минералогии окисленных руд в приповерхностной зоне рудных месторождений, с которыми геологу в первую очередь приходится иметь дело при поисках и предварительной разведке. При составлении этого труда автор обладал богатейшим фактическим материалом, полученным им в процессе детального изучения многочисленных отечественных месторождений. Книга содержит много практических указаний по оценке первичных сульфидных руд, исходя из данных состава окисленных частей рудных месторождений. По этим признакам согласно прогнозам Смирнова было открыто не мало новых месторождений. Вообще следует сказать, что его блестящие знания в области минералогии и металлогении (т. е. закономерностей

распространения металлов в связи с геологическим строением целых районов и областей) позволили ему сделать широкие региональные обобщения, оказавшие огромную пользу при постановке геолого-поисковых работ. Особенно велики заслуги Смирнова по созданию оловорудной базы в районах Восточной Сибири и Северо-Востока Азии.

Крупные достижения в области изучения минералогии месторождений полезных ископаемых принадлежат и другим советским ученым. Во многом наши исследователи шли самостоятельными путями и по результатам своих работ значительно опережали зарубежных ученых. Таковы, например, минералогические исследования коренных платиновых руд, впервые со всей детальностью изученных в советское время. Нашим ученым принадлежит также часть всестороннего изучения состава хромитовых руд, для которых не только установлены различные минеральные виды хромшпинелидов, но и изучены чрезвычайно интересные явления метаморфизма их при последующих геологических процессах. Много нового внесено в минералогию никелевых гидросиликатных руд и детально изучены условия образования различных соединений в коре выветривания. Весьма интересные результаты были достигнуты при изучении месторождений соляных осадков и боратов, где был открыт также ряд новых минералов. Большие успехи были сделаны при детальном изучении минерального состава бокситов, монтмориллонитовых и каолинитовых глин. Немаловажных результатов советские ученые добились и в области изучения минералогии тонкодисперсных марганцевых и железных руд. Необычайно расширились наши сведения по минералогии месторождений золота, олова, меди, цинка, свинца и т. д.

Широкой разработке подверглись и различные методики изучения минерального вещества. Без этого были бы невозможны быстрые успехи минералогических исследований. Особенно это относится к тонкодисперсным минеральным веществам и непрозрачным рудным минералам. На смену старым, более грубым способам исследования пришли новые, более точные и быстрые методы: спектральный анализ, рентгенометрический анализ, электронография, метод изучения непрозрачных веществ в полированных шлифах в отраженном свете, люминесцентный анализ, термография и другие. Большие достижения были получены также в области синтеза минералов и экспериментальных исследований.

Усовершенствование методик исследования, обусловленное достижениями вспомогательных точных наук, позволило более углубленно и целеустремленно подходить к изучению минеральных объектов и нередко выявлять новые, ранее неизвестные, полезные свойства минералов, которые так или иначе могут быть использованы для практических надобностей. Все это поднимает описательную минералогию как необходимое звено в цепи минералогических исследований на новую, более высокую ступень. Не следует забывать, что точное описание новых фактов и явлений, наблюдаемых в природе, их анализ в свете законов точных наук—всегда будут представлять собой бесспорный вклад в науку.

За последние годы советские ученые (Н. В. Белов и др.) достигли поразительных успехов также в области расшифровки кристаллических структур минералов, значительно опередив в этом отношении иностранных ученых. Необходимо отметить, что Н. В. Белову принадлежит разработка общей теории кристаллических структур, основанной на принципе плотнейшей упаковки атомов или ионов. На основе этой теории за короткий срок удалось расшифровать целый ряд довольно сложных кристаллических структур минералов, причем установлены новые структурные типы. Важность этих необычайно трудоемких исследований заключается не только в том, что с помощью их уточняются химические конституции минералов, но также в том, что они позволяют установить взаимосвязь свойств минералов с составом и кристаллической структурой и, следовательно, дают ключ к рациональной классификации минералов.

Наконец, советским ученым принадлежат значительные достижения и в области решения ряда задач теоретической минералогии, особенно прогрессирующей за последние годы. В частности, разработанный у нас анализ парагенезиса минералов на основе применения законов физической химии и кристаллохимии вскрывает весьма важные закономерности процессов минералообразования, позволяющие устанавливать имевшие место химические реакции и изучать поведение отдельных химических элементов в зависимости от условий, в которых происходили эти процессы. Таким путем удается подойти к изучению одной из важнейших проблем геохимии, а именно истории миграции элементов в земной коре. Кроме того, строго научный анализ парагенетических соотношений минералов, как показал Д. С. Коржинский, имеет большое значение и при решении ряда важных геологических вопросов, например: при стратиграфическом расчленении немых толщ метаморфических пород, при установлении фаций глубинности и распространения некоторых связанных с ними месторождений полезных ископаемых и т. д.

Подводя итог, мы должны признать, что, начиная со времен М. В. Ломоносова, русская минералогия развивалась самобытно. Достижения наших ученых занимают почетное место в истории развития этой науки вообще. Русскими учеными сделан бесспорный и весьма существенный вклад в мировую науку. Основы современной отечественной минералогии были заложены плеядой крупнейших русских минералогов, начиная с М. В. Ломоносова и В. М. Севергина до В. И. Вернадского, Е. С. Федорова и других выдающихся ученых нашего времени. Эти ученые в своем творчестве отразили величайшие, революционного значения, открытия в естествознании XVIII, XIX и начала XX вв.

После Великой Октябрьской социалистической революции минералогия, как все другие науки в Советском Союзе, получила невиданные условия для своего развития. Социалистическая революция навсегда освободила ученых от тормозящего влияния буржуазной идеологии, насаждавшейся царским правительством. Если в дореволюционный период передовые ученые-естествоиспытатели в своем творчестве стихийно становились на путь материалистического мировоззрения, то теперь, в условиях социалистического строя общества, созданы все условия для расширения передового научного мировоззрения в естествознании—диалектического материализма. Наука приобрела подлинно народный характер. Научные исследования стали целеустремленными, будучи тесно связаны с практическими задачами. И нет сомнения в том, что будет осуществлена задача, поставленная нашим великим вождем И. В. Сталиным перед советскими учеными: не только догнать, но и превзойти в ближайшее время достижения науки за пределами СССР. Не подлежит сомнению и то, что с честью будут выполнены те грандиозные задачи по поднятию уровня нашей промышленности, которые поставил И. В. Сталин в своем выступлении 9 февраля 1946 г. перед избирателями Сталинского района г. Москвы. Этот новый гигантский план роста промышленности потребует огромной напряженной работы и от советских геологов, причем большие задачи падают на долю минералогических исследований, тесно связанных с освоением природных богатств нашей великой Родины.

ГЛАВНЕЙШАЯ ЛИТЕРАТУРА ПО МИНЕРАЛОГИИ

1. УЧЕБНИКИ, УЧЕБНЫЕ И СПРАВОЧНЫЕ ПОСОБИЯ

Белов Н. В. Структура ионных кристаллов и металлических фаз. АН СССР, 1947.

Берг Л. Г., Николаев А. В. и Роде Е. Я. Термография. Кривые нагревания и охлаждения. АН СССР, 1944.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолиздат, 1950.

Болдырев А. К. Курс описательной минералогии. Вып. I, 1926; вып. II, 1928; вып. III, 1935.

Болдырев А. К. (совместно с В. И. Михеевым, В. Н. Дубининой и Г.А. Ковалевым). Рентгенометрический определитель минералов. Ч. 1. Зап. Лен. горн. ин-та, т. XI, вып. 2, 1938.

Боровик С. А. и Филиппов А. Н. Спектральный анализ. Вып. 1. Госхимтехиздат, 1932.

Боровский И. Б. и Блохин М. А. Рентгеноспектральный анализ. ОНТИ, 1939.

Брауне Р. Химическая минералогия. Перев., 1904.

Брэгг У. Л. Кристаллическое состояние. Т. I (Общий обзор). Перев. с англ. ОНТИ, 1938.

Вернадский В. И. Опыт описательной минералогии. Т. I, 1914; т. II, вып. 1, 1918 и вып. 2, 1922.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. I, вып. 1, 1925 и вып. 2, 1927; т. II, вып. 1, 1933.

Вернадский В. И. и Курбатов С. М. Земные силикаты, алюмосиликаты и их аналоги. ОНТИ, 1936.

Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Перев. с англ., Изд. ин. лит., 1949.

Гассель О. Кристаллохимия. Перев. с дополнениями Н. В. Белова. ОНТИ, 1936.

Дэна Э. С. Описательная минералогия. Перераб. и дополн. перевод с англ. под общ. ред. акад. А. Е. Ферсмана и О. М. Шубниковой. ОНТИ, 1937.

Дэна Д., Дэна Э., Пэлач Ч., Берман Г. и Фрондель К. Система минералогии Т. I—1-й полутом. Перев. с англ., Изд. ин. лит., 1950.

Жданов Г. С. Основы рентгеновского структурного анализа. Гостехиздат. 1940.

Коллектив авторов (Бетехтин А. Г., Болдырев А. К., Годлевский М. Н., Григорьев Д. П., Киселев А. И., Левицкий О. Д., Разумовский Н. К., Смирнов А. А., Смирнов С. С., Соболев В. С., Соловьев С. П., Успенский Н. М., Черных В. В., Шаталов Е. Т. и Шафрановский И. И.). Курс минералогии. ОНТИ, 1936.

Ларсен Е. и Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. Перев. с англ. ОНТИ, 1937.

Лебедев Г. Учебник минералогии. 1907.

Ложкин В. В. Полевой минералогический анализ. ОНТИ, 1937.

Марк Р., Юнг Г. Физическая химия и ее применение к проблемам минералогии, петрографии и геологии. Госхимтехиздат, 1933.

Минералогия Урала. Изд. Уральского филиала АН СССР под ред. акад. А. Е. Ферсмана и А. Г. Бетехтина. Т. II, 1942.

Минералы СССР. Гл. редактор акад. А. Е. Ферсман. Т. I (Элементы), 1940; т. II (Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения), 1940.

Пилипенко П. П. и Калинин П. В. Определитель минералов при помощи паяльной трубки. Госгеолиздат, 1947.

Разумовский Н. К. Определение минералов по наружному виду и при помощи паяльной трубки. Горгеонефтеиздат, 1933.

Смирнов С. С. Зона окисления сульфидных месторождений. ОНТИ, 1936.

Смольянинов Н. А. Практическое руководство по минералогии. Госгеолиздат, 1948.

Смольянинов Н. А. и Синегуб Е. С. Определитель гипергенных минералов. Госгеолиздат, 1950.

Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Изд. Львовск. гос. ун-та, 1949.
Уклонский А. С. Минералогия. Гостоптехиздат, 1940.
Ферсман А. Е. Цвета минералов. АН СССР, 1937.
Филиппов А. Н. Спектральный анализ. ОНТИ, 1938.
Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. АН СССР, 1936.
Bragg W. L. Atomic structure of minerals. New York—London, 1937.
Buerger M. J. X-ray crystallography. New York, 1942.
Dana E. S. A Textbook of mineralogy. P. V (Descriptive mineralogy). 4-th ed. New York, 1932.
Déribéré M. Les applications pratiques de la luminescence. Paris, 1938.
Doelter C. Handbuch der Mineralchemie. I—IV. Dresden—Leipzig, 1912—1931.
Evans R. C. An Introduction to crystall chemistry. Cambridge, 1938.
Hintze C. Handbuch der Mineralogie. Leipzig, 1915.
Klockmann Fr. Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart, 1935.
Koksch arow N. Materialen zur Mineralogie Russlands. Bd. I—XI. 1852—1892 (первые пять томов изданы также на русском языке).
Niggli P. Lehrbuch der Mineralogie. 2. Aufl., 1926.
Palache C., Berman H. and Frondel C. The system of mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana. V. I. 7-th ed., New York, 1944.
Schneiderhöhn H. und Ramdohr P. Lehrbuch der Erzmikroskopie. Bd. N. Berlin, 1931.
Stillwell Ch. W. Crystal chemistry. New York—London, 1938.
Strunz H. Mineralogische Tabellen. Berlin, 1941.
Tschermak G.—Becke F. Lehrbuch der Mineralogie. 1921.
Winchell A. N. Elements of optical mineralogy. 5-th ed., New York, 1945

2. ПЕРИОДИЧЕСКИЕ ИЗДАНИЯ [1]

Бюллетень Московского общества испытателей природы. 1829.
Горный журнал. 1825.
Доклады Академии наук СССР. 1922.
Записки Всесоюзного минералогического общества. 1866.
Записки Ленинградского горного института. 1907.
Записки Уральского общества любителей естествознания. Екатеринбург—Свердловск. 1894.
Известия Академии наук СССР. 1894. Геол. серия. 1936.
Известия Сибирского (Томского) технологического института. 1903.
Минералогический сборник. Львовское геологическое общество при Львовском государственном университете им. Ив. Франко. 1947.
Природа. 1911.
Советская геология (Проблемы советской геологии). 1934.
Труды Горно-геологического института Уральского филиала Академии наук СССР. Минералогический сборник. 1948.
Труды Инст тута геол. наук Академии наук СССР. Минер.-геох. серия. 1938.
Труды Ленинградского общества естествоиспытателей. Отд. геол. и мин 1888.
Труды Минералогического музея Академии наук СССР. 1926.
Труды Московского геолого-разведочного института (МГРИ).
Труды Общества естествоиспытателей при Казанском университете. 1871.
Ученые записки Казанского государственного университета. 1890.
American Mineralogist. Wisconsin, USA, 1916.
Archivum mineralogiczne towarzystwa naukowego warszawskiego. Warszawa, 1925
Arkiv för Kemi Mineralogy och Geology. Stockholm, 1903.
Brazil serviço geológico e mineralógico. Rio de Janeiro.
Beiträge zur Kristallographie und Mineralogie. Heidelberg, 1935.
Bulletin de la Société Minéralogique de France (Société Française de Minéralogie). Paris, 1878.
Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrographie. Zürich.
Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart, 1900.
Comptes rendus de l'Académie des Sciences. Paris, 1835.
Chemie der Erde. Jena, 1914.
Contribution from the mineralogical and geological institution of the University of Helsinki. 1924.
Economic Geology. Lancaster, Pa., USA, 1905.
Fortschritte der Mineralogie, Krystallographie und Petrographie. Jena, 1911.
Mineralogical Magazine. London, 1877.
Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart, 1830.
Periodico di Mineralogia. Roma, 1930.
Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen. Zürich, 1921.
Zeitschrift für Kristallographie, Mineralogie und Petrographie. Leipzig, 1871.

[1] Годы после названия журналов указывают начало их издания.

3. СБОРНИКИ И МОНОГРАФИИ[1]

Академику В. И. Вернадскому. Сборник статей, посвященных пятидесятилетию научной и педагогической деятельности В. И. Вернадского. Тт. I и II. АН СССР, 1936.

Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. АН СССР, 1935.

Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. Сборник статей, посвященных А. Е. Ферсману. АН СССР, 1946.

Григорьев Д. П. и Шафрановский И. И. Выдающиеся русские минералоги. АН СССР, 1949.

Коржинский Д. С. Закономерности ассоциаций минералов в породах архея Восточной Сибири. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 61, 1944.

Пилипенко П. П. Минералогия Западного Алтая. Изв. Томск. ун-та, 1915.

Попов С. П. Минералогия Крыма. АН СССР, 1938.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. Т. I, 1920; т. II, 1925.

Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. I, 3-е изд., 1940.

Ферсман А. Е. Из истории культуры камня в России. 1946.

Ahlfeld Fr. und Munoz Reyes J. Mineralogie von Bolivien. Berlin, 1938.

Böggild O. B. Mineralogia Groenlandica. Kjöbenhavn, 1905.

Brögger W. C., Vogt Th., Schetelig. Die Mineralien der Südnorwegischen Pegmatitgänge. Kristiania, 1922.

Goldschmidt V. M. Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiete. Videnskapsselsk. Skr., Mat.-Naturv. Kl., 1. Kristiania, 1911.

Lacroix A. Minéralogie de la France et de ses colonies. Paris, 1893—1913.

Lacroix A. Minéralogie de Madagascar. Paris, 1922—1923.

Niggli P. u. and. Die Mineralien der Schweizeralpen, Bd. 1—2. Basel, 1940.

Rose G. Mineralogisch-geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai u. dem Kaspischen Meere. Berlin. Bd. I, 1837; Bd. II, 1842.

Zambonini F. Mineralogia Vesuviana. Napoli, 1935.

[1] Многочисленные статьи и монографические работы по описанию отдельных минералов здесь опущены.

СПИСОК НАИБОЛЕЕ ВАЖНЫХ МИНЕРАЛОВ ПО ГЛАВНЕЙШИМ МЕТАЛЛАМ (ЭЛЕМЕНТАМ)

Приводимый ниже список относится к группам минералов, содержащих в существенных количествах тот или иной важный для промышленности металл (или соединение, извлекаемое при переработке руд, например борная кислота из боратов). В число этих минералов включены и некоторые второстепенные природные химические соединения, не представляющие самостоятельного значения, но как спутники главных минералов могущие служить дополнительным источником данного металла или соединения при технологической переработке руд.

Главные минералы, служащие источником данного металла или соединения, набраны **жирным шрифтом.**

Минералы, используемые для тех или иных нужд промышленности в природном виде (а не с целью извлечения содержащихся в них металлов), помечены звездочкой (*).

Внутри каждой группы все эти минералы располагаются по типам соединений в порядке принятой в учебнике классификации (начиная с самородных элементов и кончая силикатами), причем для минералов, описанных в данном курсе, указаны соответствующие страницы (см. цифры после химических формул).

АЛЮМИНИЙ

* Криолит—Na_3AlF_6, *193*
* Корунд—Al_2O_3, *210*
* Шпинель—$MgAl_2O_4$, *217*
Гидраргиллит—$Al[OH]_3$, *255*
Бёмит—$AlOOH$, *257*
Диаспор—$HAlO_2$, *260*
* Квасцы—$KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$, *311*
Галотрихит—$FeAl_2[SO_4]_4 \cdot 22H_2O$, *312*
Алунит—$KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$, *310*
* Топаз—$Al_2[SiO_4][F,OH]_2$, *358*
* Дистен—Al_2SiO_5, *359*
* Андалузит—Al_2SiO_5, *361*
* Силлиманит—Al_2SiO_5, *364*
* Дюмортьерит—$Al_3BSi_3O_{19}[OH]$
* Гранаты (глиноземистые)
$R_3Al_2[SiO_4]_3$, *364*
Кордиерит—$Al_3(Mg,Fe)_2[AlSi_5O_{18}]$, *377*
* Гр. палыгорскита—водные силикаты Mg и Al сложного состава, *429*
* Пирофиллит—$Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2$, *406*
* Мусковит—$KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$, *412*
Хлоритоид—$Fe_2Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_4$, *416*
Маргарит—$CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_2$, *416*
Амезит—$(Mg,Fe)_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_3$, *418*
* Каолинит—$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8$, *429*
* Галлуазит—$Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$, *434*
* Бейделлит $Al_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$, *439*
Альбит-анортит—
$Na[AlSi_3O_8]$—$Ca[Al_2Si_2O_8]$, *446*
* Ортоклаз, микроклин—$K[AlSi_3O_8]$, *448*
Скаполит—
$(Na,Ca)_4[(Si,Al)_4O_8]_3[Cl,SO_4,CO_3]$, *453*
Лейцит—$K[AlSi_2O_6]$, *454*
Нефелин—$Na[AlSiO_4]$, *457*
* Цеолиты—водные алюмосиликаты, *462*

БАРИЙ

Витерит—$BaCO_3$, *288*
Баритокальцит—$BaCa[CO_3]_2$
Барит—$BaSO_4$, *294*
Гиалофаны—
$K[AlSi_3O_8]$—$Ba[Al_2Si_2O_8]$, *452*
Цельзиан—$Ba[Al_2Si_2O_8]$, *452*

БЕРИЛЛИЙ

Бромеллит—BeO
Хризоберилл—$BeAl_2O_4$, *224*
Сведенборгит—$NaBe_4SbO_7$
Бериллонит—$NaBePO_4$
Гердерит—$BeCaPO_4[F,OH]$
Гамбергит—$Be_2BO_3[OH]$
Фенакит—Be_2SiO_4, *357*

Эвклаз—$Be_2Al_2Si_2O_8[OH]_2$
Гадолинит—$Y_2FeBe_2Si_2O_{10}$
Бертрандит—$Be_4Si_2O_7[OH]_2$
Барилит—$Be_2BaSi_2O_7$
Берилл—$Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$, *375*
Миларит—$K(Be,Al)_3Ca_2[Si_{12}(O,OH)_{30}]$
Бавенит—$Ca_4BeAl_2Si_9O_{25}[OH]_2$
Тримерит—$(Ca,Mn)_2Be_3Si_3O_{12}$
Эвдидимит—$NaBeSi_3O_7[OH]$
Эпидидимит—$NaBeSi_3O_7[OH]$
Лейкофанит—$CaNaBeSi_2O_6F$
Гельвин—$Mn_8[BeSiO_4]_6S_2$, *459*
Даналит—$Fe_8[BeSiO_4]_6S_2$
Чкаловит—$Na_2BeSi_2O_6$

БОР

Сассолин—$B[OH]_3$, *257*
Еремеевит—$AlBO_3$
Ашарит—$MgHBO_3$, *333*
Людвигит—$(Mg,Fe)_2Fe[BO_3]O_2$
Борацит—$Mg_6B_{14}O_{26}Cl_2$, *337*
Бура—$Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$, *337*
Боронатрокальцит—$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$, *338*
Индерит—$Mg_2B_6O_{11} \cdot 15H_2O$
Курнаковит—$Mg_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Индерборит—$MgCaB_6O_{11} \cdot 11H_2O$
Гидроборацит—$MgCaB_6O_{11} \cdot 6H_2O$, *339*
Иньоит—$CaB_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Колеманит—$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$, *339*
Пандермит—$Ca_4B_{10}O_{19} \cdot 7H_2O$, *340*
Датолит—$CaBSiO_4[OH]$, *371*
Данбурит—$CaB_2[SiO_4]_2$
Аксинит—$Ca_2(Mn,Fe)Al_2BSi_4O_{15}[OH]$, *370*
* Турмалин—
$(Na,Ca)(Mg,Al)_6[B_3Al_3Si_6(O,OH)_{30}]$, *380*

ВАНАДИЙ

Патронит—VS_2?
Сульванит—Cu_3VS_4
Колюзит—$Cu_3(As,Sn,V)S_4$
Кулсонит—$(Fe,V)_3O_4$
Титаномагнетит (V-содержащий)—
$(Fe,Ti)_3O_4$, *219*
Минасрагрит—$V_2O_4 \cdot SO_4 \cdot 16H_2O$
Пухерит—$BiVO_4$
Ванадинит—$Pb_5[VO_4]_3Cl$, *326*
Деклуазит—$(Zn,Cu)Pb[VO_4][OH]$
Купродеклуазит—$(Cu,Zn)Pb[VO_4][OH]$
Фольбортит—$CuCa[VO_4][OH]$
Бракебушит—$Pb_2(Mn,Fe)[VO_4]_2 \cdot H_2O$
Пиробелонит—$MnPb[VO_4][OH]$
Туранит—$Cu_5[VO_4]_2[OH]_4$
Узбекит—$Cu_3[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$
Карнотит—$K_2[UO_2]_2[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$, *333*
Ферванит—$Fe[VO_4] \cdot 2H_2O$
Россит—$CaV_2O_6 \cdot 4H_2O$
Метароссит—$CaV_2O_6 \cdot 2H_2O$
Корвусит—$V^{\cdots}V_6O_{17} \cdot nH_2O$
Роскоэлит—$KV_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$

ВИСМУТ

Висмут самородный—Bi, *124*
Теллуровисмутит—Bi_2Te_3
Тетрадимит—Bi_2Te_2S, *162*
Висмутин—Bi_2S_3, *161*
Гуанахуатит—$Bi_2(Se,S)_3$
Галенит (Bi-содержащий)—PbS, *138*
Матильдит—$AgBiS_2$
Эмплектит—$CuBiS_2$
Виттихенит—Cu_3BiS_3
Клапротит—$Cu_6Bi_4S_9$
Аляскаит—$(Ag,Cu)_2PbBi_4S_8$?
Бенжаминит—$(Cu,Ag)PbBi_2S_4$
Хаммарит—$Cu_2Pb_2Bi_4S_9$?
Беегерит—$Pb_6Bi_2S_9$
Гунгаррит—$Pb_4Bi_2S_7$
Лиллианит—$Pb_3Bi_2S_6$
Козалит—$Pb_2Bi_2S_5$
Галенобисмутит—$PbBi_2S_4$
Ширмерит—$Ag_4PbBi_4S_9$
Айкинит—$CuPbBiS_3$, *182*
Линдстрёмит—$CuPbBi_3S_6$
Гладит—$CuPbBi_5S_9$
Рецбанит—$Cu_2Pb_3Bi_{10}S_{19}$
Бисмит—Bi_2O_3
Силленит—Bi_2O_3
Русселит—$(Bi_2,W)O_3$
Добреит—BiOCl
Бисмутит—$Bi_2CO_3[OH]_2$
Пухерит—$BiVO_4$
Рузвельтит—$BiAsO_4$
Ателестит—$Bi_3[AsO_4][OH]_2O_2$
Эвлитин—$Bi_4[SiO_4]_3$

ВОЛЬФРАМ

Тунгстенит—WS_2
Тунгстит (меймацит)—H_2WO_4, *315*
Гюбнерит—$MnWO_4$, *314*
Вольфрамит—$(Mn,Fe)WO_4$, *314*
Ферберит—$FeWO_4$, *314*
Шеелит—$CaWO_4$, *316*
Штольцит—$PbWO_4$
Распит—$PbWO_4$
Чиллагит—$Pb(Mo,W)O_4$
Ферритунгстит—
$Fe_2[WO_4][OH]_4 \cdot 4H_2O$, *318*

ГЕРМАНИЙ

Германит—Cu_3GeS_4?
Аргиродит—Ag_8GeS_6
Канфильдит—$Ag_8(Sn,Ge)S_6$

ЖЕЛЕЗО

Пирротин[1] $Fe_{1-x}S$, *145*
Пирит[1]—FeS_2, *166*

---

[1] Используется как сырье для сернокислотного производства

Марказит—FeS_2, *168*
Лёллингит[1]—$FeAs_2$, *173*
Арсенопирит[1]—FeAsS, *174*
Гематит—Fe_2O_3, *212*
Маггемит—Fe_2O_3
Ильменит—$FeTiO_3$, *215*
Магнетит—$FeFe_2O_4$, *218*
Магномагнетит—$(Fe,Mg)Fe_2O_4$
Гётит—$HFeO_2$, *261*
Лимонит—$HFeO_2 \cdot aq$, *261*
Лепидокрокит—FeOOH, *258*
Сидерит—$FeCO_3$, *282*
Мелантерит—$FeSO_4 \cdot 7H_2O$, *308*
Фиброферрит—$FeSO_4[OH] \cdot 4{,}5H_2O$
Кокимбит—$Fe_2[SO_4]_3 \cdot 9H_2O$
* Ярозит—$KFe_3[SO_4]_2[OH]_6$, *310*
Рёмерит—$FeFe_2[SO_4]_4 \cdot 14H_2O$
Графтонит—$(Fe,Mn)_3[PO_4]_2$
Вивианит—$Fe_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$, *328*
Скородит[1]—$FeAsO_4 \cdot 2H_2O$, *330*
Штренгит—$FePO_4 \cdot 2H_2O$
Фосфосидерит—$FePO_4 \cdot 2H_2O$
Фаялит—Fe_2SiO_4, *355*
* Альмандин—$Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, *364*
Андрадит—$Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$, *364*
Гиперстен—$(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$, *393*
Геденбергит—$CaFe[Si_2O_6]$, *388*
Эгирин—$NaFe[Si_2O_6]$, *390*
Грюнерит—$Fe_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
Лепидомелан—$KFe_3[Si_3(Al,Fe)O_{10}][OH]_2$
Глауконит—гидросиликат K и Fe, *423*
Шамозит—
$Fe_4Al[AlSi_3O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$, *421*
Тюрингит—$Fe_{3,5}(Al,Fe)_{1,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}]$
$[OH]_6 \cdot nH_2O$, *421*
Ферригаллуазит—
$(Fe,Al)_4[Si_4O_{10}][OH]_8 \cdot 4H_2O$
Нонтронит—
$(Fe,Al)_2[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$, *441*

ЗОЛОТО

Золото самородное—Au, *114*
Электрум—(Au,Ag), *116*
Петцит—$(Ag,Au)_2Te$
Калаверит—$AuTe_2$
Креннерит—$AuTe_2$
Сильванит—$AuAgTe_4$
Нагиагит—$Pb_5Au(Te,Sb)_4S_{5-8}$?

ИТТРИЙ И РЕДКИЕ ЗЕМЛИ (ЦЕРИЕВАЯ ГРУППА)

Флюоцерит—$(La,Ce...)F_3$
Иттроцерит—$(Ca,Y,Ce)F_{2-3}$
Иттрофлюорит—$(Ca,Y)F_{2-3}$
Иттрокальцит—$(Ca,Y)F_{2-3}$
Кнопит—$(Ca,Ce)(Ti,Fe)O_3$, *235*
Дизаналит—$(Ca,Ce,Na)(Ti,Fe,Nb)O_3$
Лопарит—$(Na,Ce,Ca...)(Nb,Ti)O_3$, *236*
Пирохлор—$(Na,Ca,Ce...)Nb_2O_6F$, *237*
Фергюсонит—$(Y,Er,Ce...)(Nb,Ta,Ti)O_4$
Форманит—$(Y,Er,Ca...)(Ta,Nb)O_4$
Ферсмит—
$(Ca,Ce)(Nb,Ti,Fe,Al)_2(O,OH,F)_6$
Эвксенит—$(Y,Ce,Ca...)(Nb,Ta,Ti)_2O_6$
Поликраз—$(Y,Ce,Ca...)(Ti,Nb,Ta)_2O_6$
Эшинит—$(Ce,Ca,Th)(Ti,Nb)_2O_6$, *238*
Приорит—$(Y,Er,Ca,Th)(Ti,Nb)_2O_6$
Хлопинит—$(Y,U,Th)(Nb,Ti,Fe)_2O_6$?
Самарскит—$(Y,Er..)_4(Nb,Ta)_6O_{21}$, *239*
Иттротанталит—$(Fe,Y,U...)_4(Ta,Nb)_6O_{21}$?
Бастнезит—$(Ce,La...)[CO_3]F$
Синхизит—$Ca(Ce,La...)[CO_3]_2F$
Паризит—$Ca(Ce,La...)_2[CO_3]_3F_2$, *289*
Кордилит—$Ba(Ce,La...)_2[CO_3]_3F$
Амбатоаринит—$Sr(Ce,La...)_2[CO_3]_3O$
Анкилит—$Sr_3(Ce,La_{...})_4[CO_3]_7[OH]_4 \cdot 3H_2O$
Лантанит—$(La,Pr,Ce...)_2[CO_3]_3 \cdot 8H_2O$
Тенгерит—$Y_3Ca[CO_3]_4[OH]_3 \cdot 3H_2O$
Монацит—$(Ce,La...)PO_4$, *320*
Ксенотим—YPO_4, *321*
Абукумалит—
$(Y,Ca,Th)_{10}[PO_4,SiO_4,AlO_4]_6[F,O]$
Бритолит—$(Ce,Ca,Na)_5[SiO_4,PO_4]_3[F,OH]$
Флоренсит—$CeAl_3[PO_4]_2[OH]_6$
Чёрчит—$(Ce,Ca)PO_4 \cdot 2H_2O$?
Вейшенкит—$(Y,Er)PO_4 \cdot 2H_2O$
Хаталит—разн. циркона, содержащая TR, *450*
Иттротитанит—$(Ca,Y,Ce)Ti[SiO_4]O$
Торнебомит—$(Ce,La...)_3[SiO_4]_2[OH]$
Лессингит—$Ca(Ce,Y,La)_4[SiO_4]_3[OH,F]_4$
Ринколит—
$(Ca,Na)_6(Ce,La)_2Ti[SiO_4]_4[F,OH]_4$?, *372*
Таленит—$Y_2Si_2O_7$
Тортвейтит—$(Sc,Y)_2Si_2O_7$
Иттриалит—$(Y,Th)_2Si_2O_7$
Церит—$(Ce,Y,Pr...)_2Si_2O_7 \cdot H_2O$
Роуландит—$(Y,Ce,La)_4Fe[Si_2O_7]_2F_2$
Ценозит—$Ca_2(Ce,Y)_2Si_4O_{12}[CO_3] \cdot H_2O$
Ортит—$(Ca,Ce)_2(Al,Fe)_3Si_3O_{12}[O,OH]$, *400*
Нагателит—
$(Ca,Ce)_2(Al,Fe)_3(Si,P)_3O_{12}[O,OH]$
Магнезиоортит—
$(Ca,Ce)_2Mg_2AlSi_3O_{10}[O,F,OH]_3$

КАДМИЙ

Гринокит—CdS, *143*
Сфалерит (Cd-содержащий)—ZnS, *140*
Монтепонит—CdO
Отавит—$CdCO_3$

КАЛИЙ

Сильвин—KCl, *196*
Карналлит—$MgCl_2 \cdot KCl \cdot 6H_2O$, *197*
Калиевая селитра—KNO_3, *272*
Калицинит—$KHCO_3$
Тейлорит—$(K,NH_4)_2SO_4$

[1] Является источником мышьяка.

Лангбейнит—$K_2Mg_2[SO_4]_3$
Шёнит (пикромерит)—$K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 6H_2O$
Леонит—$K_2Mg[SO_4]_2 \cdot 4H_2O$
Полигалит—$K_2MgCa_2[SO_4]_4 \cdot 2H_2O$, *306*
Каинит—$KMg[SO_4]Cl \cdot 3H_2O$, *306*
Алунит—$KAl_3[SO_4]_2[OH]_6$, *310*
Калиевые квасцы—$KAl[SO_4]_2 \cdot 12H_2O$, *311*
Калиборит—$KMg_2B_{11}O_{19} \cdot 7H_2O$
Слюды (мусковит, флогопит, биотит), *408*
* Глауконит—К-содержащий гидросиликат, *423*
Апофиллит—$KCa_4[Si_4O_{10}]F \cdot 8H_2O$
Калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин), *448*
Гиалофаны, *452*
Лейцит—$K[AlSi_2O_6]$, *454*
Филлипсит—
$(K_2,Ca)[Al_2Si_4O_{12}] \cdot 4{,}5H_2O$, *465*
Гармотом—$(K_2,Ba)[Al_2Si_5O_{14}] \cdot 5H_2O$, *465*

КАЛЬЦИЙ

* **Флюорит**—CaF_2, *190*
Гр. перовскита—$CaTiO_3$, *234*
Гр. пирохлора—
$(Na,Ca)_2(Nb,Ti)_2O_6[F,OH]$, *237*
* **Кальцит**—$CaCO_3$, *274*
Арагонит—$CaCO_3$, *277*
* Доломит—$CaMg[CO_3]_2$, *280*
* Ангидрит—$CaSO_4$, *300*
* Гипс—$CaSO_4 \cdot 2H_2O$, *301*
Шеелит—$CaWO_4$, *316*
Повеллит—$CaMoO_4$, *315*
Апатит—$Ca_5[PO_4]_3[F,Cl]$, *322*
Колеманит—$Ca_2B_6O_{11} \cdot 5H_2O$, *339*
Иньоит—$Ca_2B_6O_{11} \cdot 13H_2O$
Гидроборацит—$CaMgB_6O_{11} \cdot 6H_2O$, *339*
Индерборит—$CaMgB_6O_{11} \cdot 11H_2O$
Ларнит—Ca_2SiO_4
Гр. граната, *364*
Везувиан—$Ca_3Al_2[SiO_4]_2[OH]_4$, *367*
Сфен—$CaTi[SiO_4]O$, *368*
Гр. ринколита, *372*
Аксинит—$Ca_2(Mn,Fe)Al_2BSi_4O_{15}[OH]$, *370*
Датолит—$CaB[SiO_4][OH]$, *371*
* Волластонит—$CaSiO_3$, *383*
Гр. пироксенов, *387*
Гр. амфиболов, *393*
Гр. эпидота, *399*
Пумпеллиит (лотрит)—$Ca_2Al_3Si_3O_{11}[OH]_3$
Пренит—$Ca_2Al_2Si_3O_{10}[OH]_2$, *401*
Маргарит—$CaAl_2[Al_2Si_2O_{10}][OH]_2$, *416*
Плагиоклазы (основные), *446*
Группа скаполита, *453*
Гр. цеолитов (кальциевых), *462*

КОБАЛЬТ

Линнеит—Co_3S_4
Зигенит—$(Co,Ni)_3S_4$
Карролит—$CuCo_2S_4$
Каттиерит—CoS_2
Кобальтпирит—$(Fe,Co)S_2$, *166*
Кобальтин—$CoAsS$, *171*
Глаукодот—$(Co,Fe)AsS$, *174*
Саффлорит—$CoAs_2$
Скуттерудит—$CoAs_3$, *177*
Смальтин—$CoAs_{3-2}$, *177*
Стениерит—$HCoO_2$
Асболан—$m(Co,Ni)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$
Сферокобальтит—$CoCO_3$
Кобальтсмитсонит—$(Zn,Mg,Co)CO_3$
Биберит—$CoSO_4 \cdot 7H_2O$
Эритрин—$Co_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$, *330*
Форбезит—$(Ni,Co)HAsO_4 \cdot 4H_2O$

ЛИТИЙ

Криолитионит—$3NaF \cdot 3LiF \cdot 2AlF_3$
Трифилит—$Li(Fe,Mn)PO_4$
Литиофиллит—$Li(Mn,Fe)PO_4$, *328*
Амблигонит—$LiAlPO_4F$, *328*
Фремонтит—$(Na,Li)AlPO_4[OH,F]$
Сиклерит—$Li_{<1}(Mn,Fe)PO_4$
Сподумен—$LiAl[Si_2O_6]$, *391*
Ленидолит—
$KLi_{1,5}Al_{1,5}[Si_4O_{10}][F,OH]_2$, *414*
Цинвальдит—
$KLiFeAl[Si_3AlO_{10}][F,OH]_2$, *415*
Кукеит—$LiAl_4[Si_3AlO_{10}][OH]_8$
Петалит—$(Li,Na)AlSi_4O_{11}$
Эвкриптит—$LiAlSiO_4$

МАГНИЙ

Карналлит—$KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$, *197*
Бишофит—$MgCl_2 \cdot 6H_2O$
Тахгидрит—$2MgCl_2 \cdot CaCl_2 \cdot 12H_2O$
Периклаз—MgO
Гейкилит—$MgTiO_3$
* Гр. шпинели—$MgAl_2O_4$, *217*
* Магнезиоферрит—$MgFe_2O_4$
Брусит—$Mg[OH]_2$, *253*
Гидроталькит—$Mg_6Al_2[OH]_{10}[CO_3] \cdot 4H_2O$
Пироаурит—$Mg_6Fe_2[OH]_{10}[CO_3] \cdot 4H_2O$
* **Магнезит**—$MgCO_3$, *279*
Доломит—$MgCa[CO_3]_2$, *280*
Анкерит—$(Mg,Fe)Ca[CO_3]_2$, *282*
Артинит—$Mg_2[CO_3][OH]_2 \cdot 3H_2O$
Гидромагнезит—$Mg_5[CO_3]_4[OH]_2 \cdot 4H_2O$
* Эпсомит—$MgSO_4 \cdot 7H_2O$, *307*
Гексагидрит—$MgSO_4 \cdot 6H_2O$, *307*
* Кизерит—$MgSO_4 \cdot H_2O$, *308*
Вагнерит—Mg_2PO_4F
Бобьерит—$Mg_3[PO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Хёрнезит—$Mg_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Ашарит—$MgHBO_3$, *336*
Котоит—$Mg_3[BO_3]_2$
Борацит—$5MgO \cdot MgCl_2 \cdot 7B_2O_3$, *337*
Флюоборит—$Mg_3[BO_3][F,OH]_3$

Людвигит—$(Mg,Fe)_2Fe[BO_3]O_2$
Пинноит—$Mg[BO_2]_2 \cdot 3H_2O$
Сульфоборит—$4MgHBO_3 \cdot 2MgSO_4 \cdot 7H_2O$
Форстерит—Mg_2SiO_4, *353*
* Оливин—$(Mg,Fe)_2SiO_4$, *354*
Норбергит—$Mg_3[SiO_4][OH, F]_2$
Хондродит—$Mg_5[SiO_4]_2[OH,F]_2$
Гумит—$Mg_7[SiO_4]_3[OH,F]_2$
Клиногумит—$Mg_9[SiO_4]_4[OH,F]_2$
* Пироп—$Mg_3Al_2[SiO_4]_3$, *364*
Энстатит—$MgSiO_3$, *392*
Антофиллит—
$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, *398*
Куплфферит—$Mg_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
Куммингтонит—$(Mg,Fe)_7[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$
Тремолит—$Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, *394*
Актинолит—
$Ca_2(Mg,Fe)_5[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, *395*
Сепиолит—$Mg_3[Si_4O_{11}]H_2O \cdot nH_2O$
* Палыгорскит—водные силикаты Mg и Al сложного состава, *429*
* Тальк—$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$, *405*
* Флогопит—$KMg_3[AlSi_3O_{10}][F,OH]_2$, *408*
Биотит—$K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}][F,OH]_2$, *411*
Пеннин—$(Mg,Fe)_5Al[AlSi_3O_{10}][OH]_8$, *419*
Клинохлор—
$(Mg,Fe)_{4,75}Al_{1,25}[Al_{1,25}Si_{2,75}O_{10}][OH]_8$, *419*
* Вермикулит—
$(Mg,Fe)_3[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_2 \cdot 4H_2O$, *423*
* Серпентин—$Mg_6[Si_4O_{10}][OH]_8$, *425*
Керолит—$Mg_4[Si_4O_{10}][OH]_4 \cdot 4H_2O$
* Сапонит—$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$

МАРГАНЕЦ

Алабандин—MnS
Гауерит—MnS_2
Манганозит—MnO
Гаусманит—Mn_3O_4, *222*
Якобсит—$MnFe_2O_4$
Браунит—Mn_2O_3, *216*
Биксбиит—$(Mn,Fe)_2O_3$
Пиролюзит—MnO_2, *233*
Пирохроит—$Mn[OH]_2$
Манганит—$Mn^{\cdot\cdot}Mn^{\cdot\cdot\cdot\cdot}O_2[OH]_2$, *263*
Вернадит—$MnO_2 \cdot nH_2O$
Псиломелан $mMnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$, *265*
Романешит—$BaMnMn_3O_{16}[OH]_4$
Рансьеит—$m(Mn,Ca)O \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$
Криптомелан—$K_2O \cdot MnO \cdot 15MnO_2 \cdot nH_2O$
Коронадит—$PbMnMn_6O_{14}$
Голландит—$BaMnMn_6O_{14}$
Креднерит—$CuMn_2O_4$
Родохрозит—$MnCO_3$, *283*
Манганокальцит—$(Mn,Ca)CO_3$
Маллардит—$MnSO_4 \cdot 7H_2O$
Смикит—$MnSO_4 \cdot H_2O$
Гюбнерит—$MnWO_4$, *314*
Пурпурит—$(Mn,Fe)PO_4$
Натрофиллит—$NaMnPO_4$
Литиофиллит—$Li(Mn,Fe)PO_4$, *328*
Манганапатит—$(Ca,Mn)_5[PO_4]_3[F,OH]$
Арсеноклазит—$Mn_5[AsO_4]_2[OH]_4$
Аллактит—$Mn_7[AsO_4]_2[OH]_8$
Стюартит—$Mn_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
Реддингит—$(Mn,Fe)_3[PO_4]_2 \cdot 3H_2O$
Суссексит—$MnHBO_3$
Тефроит—Mn_2SiO_4
Спессартин—$Mn_3Al_2[SiO_4]_3$, *364*
* Родонит—$MnSiO_3$, *384*
Бустамит—$(Mn,Ca)SiO_3$
Пироксмангит—$(Mn,Fe)SiO_3$
Пьемонтит—$Ca_2(Al,Mn,Fe)_3Si_3O_{12}[OH]$

МЕДЬ

Медь самородная—Cu, *110*
Домейкит—Cu_3As
Халькозин—Cu_2S, *135*
Халькопирит—$CuFeS_2$, *151*
Борнит—Cu_5FeS_4, *154*
Ковеллин—CuS, *155*
Кубанит—$CuFe_2S_3$, *155*
Карролит—$CuCo_2S_4$
Теннантит—Cu_3AsS_3, *179*
Тетраэдрит—Cu_3SbS_3, *179*
Энаргит—Cu_3AsS_4, *181*
Фаматинит—Cu_3SbS_4
Сульванит—Cu_3VS_4
Халькостибит—$CuSbS_2$
Эмплектит—$CuBiS_2$
Клапротит—$Cu_6Bi_4S_9$
Виттихенит—Cu_3BiS_3
Зелигманит—$CuPbAsS_3$
Бурнонит—$CuPbSbS_3$, *181*
Айкинит—$CuPbBiS_3$, *182*
Атакамит—$CuCl_2 \cdot 3Cu[OH]_2$
Куприт—Cu_2O, *207*
Тенорит—CuO, *209*
Делафоссит—$CuFeO_2$
* **Малахит**—$Cu_2[CO_3][OH]_2$, *290*
Азурит—$Cu_3[CO_3]_2[OH]_2$, *291*
Розазит—$(Cu,Zn)_2[CO_3][OH]_2$
Пизанит—$(Fe,Cu)SO_4 \cdot 7H_2O$
Бутит—$CuSO_4 \cdot 7H_2O$
Халькантит—$CuSO_4 \cdot 5H_2O$, *309*
Долерофанит—$Cu_2[SO_4]O$
Брошантит—$Cu_4[SO_4][OH]_6$
Лангит—$Cu_4[SO_4][OH]_6 \cdot H_2O$
Вернадскит—$Cu_4[SO_4]_3[OH]_2 \cdot 4H_2O$
Цианотрихит—$Cu_4Al_2[SO_4][OH]_{12} \cdot 2H_2O$
Линдгренит—$Cu_3[MoO_4]_2[OH]_2$
Либетенит—$Cu_2[PO_4][OH]$
Оливенит—$Cu_2[AsO_4][OH]$
Фольбортит—$CuCa[VO_4][OH]$
Купродеклуазит—$(Cu,Zn)Pb[VO_4][OH]$
Дигидрит—$Cu_5[PO_4]_2[OH]_4$
Эринит—$Cu_5[AsO_4]_2[OH]_4$
Туранит—$Cu_5[VO_4]_2[OH]_4$

Псевдомалахит—$Cu_3[PO_4][OH]_3$
Клиноклазит—$Cu_3[AsO_4][OH]_3$
Узбекит—$Cu_3[VO_4]_2 \cdot 3H_2O$
* Бирюза—$CuAl_6[PO_4]_4[OH]_8 \cdot 5H_2O$, *334*
Халькосидерит—$CuFe_6[PO_4]_4[OH]_8 \cdot 4H_2O$
Тагилит—$Cu_2[PO_4][OH] \cdot H_2O$
Элит—$Cu_5[PO_4]_2[OH]_4 \cdot H_2O$
Тиролит—$Cu_9Ca_2[AsO_4]_4[OH]_{10} \cdot 10H_2O$
Халькофиллит—$Cu_4[AsO_4][OH]_5 \cdot 9H_2O$
Бандилит—$Cu[BO_2]Cl \cdot 2H_2O$
Аширит (диоптаз)—$Cu_6[Si_6O_{18}] \cdot 6H_2O$, *378*
Хризоколла—$CuSiO_3 \cdot nH_2O$, *378*

МОЛИБДЕН

Молибденит—MoS_2, *163*
Ильземанит—$MoO_3 \cdot SO_3 \cdot 5H_2O$?
Повеллит—$CaMoO_4$, *315*
Чиллагит—$Pb(Mo,W)O_4$
Вульфенит—$PbMoO_4$, *317*
Ферримолибдит—$Fe_2[MoO_4]_3 \cdot 7H_2O$, *318*

МЫШЬЯК

Мышьяк самородный—As, *123*
Аллемонтит—AsSb
Реальгар—AsS, *158*
Аурипигмент—As_2S_3, *157*
Лёллингит—$FeAs_2$, *173*
Арсенопирит—FeAsS, *174*
Теннантит[1]—Cu_3AsS_3, *179*
Энаргит[1]—Cu_3AsS_4, *181*
Арсенолит—As_2O_3
Клаудетит—As_2O_3
Симплезит—$Fe_3[AsO_4] \cdot 8H_2O$
Скородит—$FeAsO_4 \cdot 2H_2O$, *330*
Фармакосидерит—$Fe_5[AsO_4]_3[OH]_6 \cdot 6H_2O$
Феррисимплезит—$Fe_3[AsO_4]_2[OH]_3 \cdot 6H_2O$

НАТРИЙ

Галит—NaCl, *193*
Виллиомит—NaF
Криолит—Na_3AlF_6, *192*
Лопарит—(Na,Ce,Ca)(Nb.Ti)O_3, *236*
Гр. пирохлора, *237*
Натриевая селитра—$NaNO_3$, *271*
Сода—$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, *292*
Трона—$Na_3H[CO_3]_2 \cdot 2H_2O$
Тенардит—Na_2SO_4, *304*
Мирабалит—$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, *305*
Глауберит—$Na_2Ca[SO_4]_2$
Натрофилит—$NaMnPO_4$
Бериллонит—$NaBePO_4$
Бура—$Na_2B_4C_7 \cdot 10H_2O$, *337*
Боронатрокальцит—$NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$, *338*
Эльпидит—$Na_2ZrSi_6O_{12}[OH]_6$
Эвдиалит—$(Na,Ca)_6ZrSi_6O_{17}[O,OH]$?, *379*
Катаплеит—$Na_2ZrSi_3O_9 \cdot 2H_2O$
Жадеит—$NaAlSi_2O_6$, *390*
Эгирин—$NaFeSi_2O_6$, *390*
Арфведсонит—
$Na_3(Fe,Mg)_4(Fe,Al)[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, *397*
Глаукофан—
$Na_2(Mg,Fe)_3Al_2[Si_4O_{11}]_2[OH]_2$, *397*
Рибекит—$Na_2Fe_3Fe_2[Si_4O_{11}]_2[O,OH]_2$
Альбит и кислые плагиоклазы, *446*
Группа скаполита, *453*
Анальцим—$Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$, *455*
* Нефелин—$NaAlSiO_4$, *457*
Содалит—$Na_8[AlSiO_4]_6Cl_2$, *458*
Нозеан—$Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4]$, *459*
Гаюин—$Na_6Ca[AlSiO_4]_6[SO_4]$, *460*
* Лазурит—$Na_8[AlSiO_4]_6[SO_4]$?, *460*
Канкринит—
$Na_6Ca[AlSiO_4]_6[CO_3,SO_4]$, *461*
Натролит—$Na_2[Al_2Si_3O_{10}] \cdot 2H_2O$, *463*
Десмин—$(Na_2,Ca)[Al_2Si_6O_{16}] \cdot 6H_2O$, *466*

НИКЕЛЬ

Мелонит—$NiTe_2$
Динерит—Ni_3As
Маухерит—Ni_3As_2
Хизлевудит—Ni_3S_2
Пентландит—$(Fe,Ni)_9S_8$, *149*
Миллерит—NiS, *148*
Полидимит—Ni_3S_4
Виоларит—$FeNi_2S_4$
Ваэсит—NiS_2
Бравоит—$(Ni,Fe)S_2$
Никелин—NiAs, *147*
Брейтгауптит—NiSb
Хлоантит—$NiAs_{3-2}$, *177*
Раммельсбергит—$NiAs_2$
Герсдорфит—NiAsS, *172*
Ульманит—NiSbS
Бунзенит—NiO
Треворит—$NiFe_2O_4$
Заратит—$Ni_3[OH]_4CO_3 \cdot 4H_2O$
Моренозит—$NiSO_4 \cdot 7H_2O$
Рётгерсит—$NiSO_4 \cdot 6H_2O$
Форбезит—$(Ni,Co)HAsO_4 \cdot 4H_2O$
Аннабергит—$Ni_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$, *329*
Кабрерит—$(Ni,Mg)[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Шухардит—$(Ni,Fe,Al)_6[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_8$
Коннарит—$(Ni,Fe)_6[(Si,Fe)_4O_{10}][OH]_8$
Ревдинскит—$(Ni,Mg)_6[Si_4O_{10}][OH]_8$, *428*
Гарниерит—$Ni_4[Si_4O_{10}][OH]_4 \cdot 4H_2O$, *435*

НИОБИЙ И ТАНТАЛ

Ильменорутил—$(Ti,Nb,Fe)O_2$
Моссит—$Fe(Nb,Ta)_2O_6$
Тапиолит—$Fe(Ta,Nb)_2O_6$
Колумбит—$(Fe,Mn)Nb_2O_6$, *232*
Танталит—$(Fe,Mn)Ta_2O_6$, *232*
Лопарит—(Na,Ce,Ca)(Nb,Ti)O_3, *236*

[1] При плавке медных руд является источником «газового мышьяка».

Пирохлор—
$(Na,Ca...)_2(Nb,Ti...)_2O_6[F,OH]$, *237*
Микролит—$(Na,Ca...)_2(Ta,Ti...)_2O_6[F,OH]$
Стибиоколумбит—$SbNbO_4$
Стибиотанталит—$SbTaO_4$
Торолит—$SnTa_2O_7$
Прочие минералы группы фергюсонита—эвксенита—самарскита (см. иттрий).

ОЛОВО

Станнопалладинит—Pd_3Sn_2
Герценбергит—SnS
Тиллит—SnS·PbS
Станнин—Cu_2FeSnS_4, *153*
Колюзит—$Cu_3(As,Sn,V)S_4$
Канфильдит—Ag_8SnS_6
Франкеит—$Pb_5Sn_3Sb_2S_{14}$
Цилиндрит—$Pb_3Sn_4Sb_2S_{14}$
Касситерит—SnO_2, *229*
Торолит—$SnTa_2O_7$
Арандизит—$Sn_5[SiO_4]_3[OH]_3$
Стокезит—$CaSn[Si_3O_9]\cdot 2H_2O$
Норденшельдит—$CaSn[BO_3]_2$
Гулсит—
$12(Mg,Fe)O\cdot 2Fe_2O_3\cdot SnO_2\cdot 3B_2O_3\cdot 2H_2O$?

ПЛАТИНОИДЫ

Платина—Pt
Поликсен—(Pt,Fe), *118*
Ферроплатина—PtFe
Купроплатина—(Pt,Fe,Cu)
Никелистая платина—(Pt,Fe,Ni,Cu), *118*
Палладистая платина—(Pt,Pd), *118*
Палладий—Pd
Аллопалладий—Pd
Потарит—(Pd,Hg)
Порпецит—(Au,Pd), *114*
Стибиопалладинит—Pd_3Sb
Станнопалладинит—Pd_3Sn_2
Платинистый иридий—(Ir,Pt)
Осмирид—(Ir,Os)
Невьянскит—(Ir,Os), *121*
Сысертскит—(Os,Ir), *122*
Куперит—PtS, *150*
Брэггит—(Pt,Pd,Ni)S, *150*
Сперрилит—$PtAs_2$, *172*
Лаурит—RuS_2
Палладит—PdO

РЕДКИЕ ЗЕМЛИ
(см. иттрий)

РТУТЬ

Ртуть самородная—Hg
Киноварь—HgS, *144*
Метациннабарит—HgS, *144*
Тиманит—HgSe
Колорадоит—HgTe
Ливингстонит—$HgSb_4S_7$
Монтроидит—HgO
Каломель—HgCl
Эглестонит—$3HgCl\cdot HgO$?
Терлингуаит—$HgCl\cdot HgO$

СЕЛЕН

Науманнит—Ag_2Se
Агвиларит—$Ag_2(Se,S)$
Берцелианит—Cu_2Se
Эвкайрит—$Cu_2Se\cdot Ag_2Se$
Галенит (селенистый)—Pb(S,Se), *138*
Клаусталит—PbSe
Тиманит—HgSe
Клокманнит—CuSe
Керстенит—$PbSeO_4$
Халькоменит—$Cu[SeO_3]\cdot 2H_2O$

СВИНЕЦ

Галенит—PbS, *138*
Алтаит—PbTe
Клаусталит—PbSe
Сарторит—$PbAs_2S_4$
Баумгауерит—$Pb_4As_6S_{13}$
Дюфренуазит—$Pb_2As_2S_5$
Иорданит—$Pb_{14}As_7S_{24}$
Грейтонит—$Pb_9As_4S_{15}$
Цинкенит—$PbSb_2S_4$
Плагионит—$Pb_5Sb_8S_{17}$
Семсеит—$Pb_9Sb_8S_{21}$
Буланжерит—$Pb_5Sb_4S_{11}$, *185*
Джемсонит—$Pb_4FeSb_6S_{14}$, *185*
Менегинит—$Pb_{13}Sb_7S_{23}$
Галеновисмутит—$PbBi_2S_4$
Платинит—$PbBi(Se,S)_3$
Виттит—$Pb_5Bi_6S_{14}$?
Козалит—$Pb_2Bi_2S_5$
Лиллианит—$Pb_3Bi_2S_6$
Гунгаррит—$Pb_4Bi_2S_7$
Беегерит—$Pb_6Bi_2S_9$
Мендипит—$PbCl_2\cdot PbO$
Пенфильдит—$3PbCl_2\cdot Pb[OH]_2$
Массикот—PbO
Сурик—Pb_3O_4
Плюмбоферрит—$PbFe_4O_7$
Квенселит—$Pb_2Mn_2O_5\cdot H_2O$
Церуссит—$PbCO_3$, *286*
Гидроцеруссит—$Pb_2[CO_3]_2[OH]_2$
Фосгенит—$Pb_2[CO_3]Cl_2$
Ледгиллит—$Pb_4[CO_3]_2[SO_4][OH]_2$
Англезит—$PbSO_4$, *298*
Керстенит—$PbSeO_4$
Крокоит—$PbCrO_4$, *312*
Вульфенит—$PbMoO_4$, *317*
Чиллагит—Pb(Mo,W)O$_4$
Штольцит—$PbWO_4$
Пироморфит—$Pb_5[PO_4]_3Cl$, *325*

Миметезит—$Pb_5[AsO_4]_3Cl$, *326*
Ванадинит—$Pb_5[VO_4]_3Cl$, *326*
Деклуазит—$Pb(Zn,Cu)[VO_4][OH]$
Коркит—$PbFe_3[PO_4][SO_4][OH]_6$
Бедантит—$PbFe_3[AsO_4][SO_4][OH]_6$
Ларсенит—$PbZnSiO_4$
Барисилит—$Pb_3Si_2O_7$
Аламозит—$PbSiO_3$
Кентролит—$Pb_3Mn_4Si_3O_{15}$
Меланотекит—$Pb_3Fe_4Si_3O_{15}$

СЕРЕБРО

Серебро самородное—Ag, *112*
Амальгама серебра—Hg_3Ag_2
Дискразит—Ag_3Sb
Аргентит (акантит)—Ag_2S, *137*
Штромейерит—$Cu_2S \cdot Ag_2S$
Ялпаит—$3Ag_2S \cdot Cu_2S$
Агвиларит—$Ag_2(Se,S)$
Науманнит—Ag_2Se
Штернбергит—$AgFe_2S_3$
Гессит—Ag_2Te
Петцит—$(Ag,Au)_2Te$
Полибазит—$(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$, *185*
Пирсеит—$(Ag,Cu)_{16}As_2S_{11}$
Полиаргирит—$Ag_{24}Sb_2S_{15}$
Стефанит—Ag_5SbS_4, *184*
Пираргирит—Ag_3SbS_3, *184*
Прустит—Ag_3AsS_3, *183*
Пиростильпнит—Ag_3SbS_3
Миаргирит—$AgSbS_2$
Смитит—$AgAsS_2$
Тречманит—$AgAsS_2$
Аргиродит—Ag_8GeS_6
Канфильдит—Ag_8SnS_6
Матильдит—$AgBiS_2$
Ширмерит—$Ag_4PbBi_4S_9$
Аляскаит—$(Ag,Cu)_2PbBi_4S_8$?
Кераргирит—AgCl, *198*
Эмболит—Ag(Cl,Br)
Бромирит—AgBr
Иодобромит—Ag(Cl,Br, J)
Майерсит—$4AgJ \cdot CuJ$
Иодирит—AgJ
Аргентоярозит—$AgFe_3[SO_4]_2[OH]_6$

СТРОНЦИЙ

Стронцианит—$SrCO_3$, *287*
Амбатоарпнит—$Sr(Ce,La...)_2[CO_3]O$
Анкилит—$Sr_3(Ce,La...)_4[CO_3]_7[OH]_4 \cdot 3H_2O$
Целестин—$SrSO_4$, *297*
Стронпиоапатит—$(Ca,Sr)_5[PO_4]_3[F,OH]$
Гойяпит—$SrAl_3[PO_4][HPO_4][OH]_6$
Сванбергит—$SrAl_3[PO_4][SO_4][OH]_6$
Лампрофиллит—$Na_2SrFeTi_2[SiO_4]_3O$?, *372*
Брюстерит—$(Sr,Ba,Ca)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$

СУРЬМА

Сурьма самородная—Sb
Аллемонтит—AsSb
Антимонит—Sb_2S_3, *160*
Ульманит—NiSbS
Гудмундит—FeSbS
Тетраэдрит—Cu_3SbS_3, *179*
Фаматинит—Cu_3SbS_4
Буланжерит—$Pb_5Sb_4S_{11}$, *185*
Прочие сульфоантимониты
Кермезит—Sb_2S_2O
Сенармонтит—Sb_2O_3
Валентинит—Sb_2O_3
Сервантит—Sb_2O_4?
Стибиконит—$Sb_3O_6[OH]$
Шнеебергит—$(Ca,Na,Fe)_2Sb_2O_6[F,OH,O]$
Стибиоколумбит—$SbNbO_4$
Стибиотанталит—$SbTaO_4$

ТАЛЛИЙ

Врбаит—$Tl(As,Sb)_3S_5$
Лорандит—$TlAsS_2$
Гутчинсонит—$(Cu,Ag,Tl)_2S \cdot PbS \cdot 2As_2S_3$?
Марказит (таллиеносный)—FeS_2, *168*

ТАНТАЛ

(см. ниобий)

ТЕЛЛУР

Теллур самородный—Te
Селенистый теллур—(Te,Se)
Теллуровисмутит—Bi_2Te_3
Тетрадимит—$BiTe_2S$, *162*
Гессит—Ag_2Te
Петцит—$(Ag,Au)_2Te$
Алтаит—PbTe
Колорадоит—HgTe
Креннерит—$AuTe_2$
Калаверит—$AuTe_2$
Сильванит—$(Ag,Au)Te_2$
Мелонит—$NiTe_2$
Нигглиит—$PtTe_2$?
Монтанит—$Bi_2TeO_4[OH]_4$
Тейнеит—$Cu[(Te,S)O_4] \cdot 2H_2O$
Дурденит (эммонсит)—$Fe_2[TeO_3]_3 \cdot 4H_2O$

ТИТАН

Ильменит—$FeTiO_3$, *215*
Гейкилит—$MgTiO_3$
Пирофанит—$MnTiO_3$
Рутил—TiO_2, *225*
Брукит—TiO_2, *227*
Анатаз—TiO_2, *228*
Перовскит—$CaTiO_3$, *235*
Титансодержащие минералы группы перовскита, пирохлора и фергюсонита—эвксенита—самарскита

Шорломит—$Ca_3(Al,Fe,Ti)_2[(Si,Ti)O_4]_3$, *364*
Сфен—$CaTiSiO_5$, *368*
Мурманит—$NaTi_2[SiO_4]_2[OH]\cdot H_2O$?
Ферсманит—
$(Ca,Na)_2(Ti,Nb)[SiO_4][OH,F]_3$?
Бенитоит—$BaTiSi_3O_9$
Рамзаит—$Na_2Ti_2Si_2O_9$
Гр. ринколита и других сложных силикатов, содержащих титан

ТОРИЙ

Торианит—ThO_2
Монацит (ториеносный)—
$(Ce,La,Th)[PO_4,SiO_4]$, *320*
Торит—$ThSiO_4$, *352*
Ферриторит—$(Th,Fe)SiO_4$, *352*
Иттриалит—$(Y,Th)_2Si_2O_7$
Кроме того, торий в виде изоморфной примеси часто устанавливается в сложных окислах (титано-тантало-ниобатах) групп перовскита, пирохлора, фергюсонита—эвксенита—самарскита

УРАН

Уранинит—UO_2, *239*
Брёггерит—$(U,Th)O_2$
Янтинит—$2UO_2\cdot 7H_2O$
Кларкеит—$UO_3\cdot nH_2O$
Беккерелит—$2UO_3\cdot 3H_2O$?
Шёпит—$4UO_3\cdot 9H_2O$
Фурмарьерит—$PbO\cdot 4UO_3\cdot 5H_2O$?
Кюрит—$2PbO\cdot 5UO_3\cdot 4H_2O$
Ураносферит—$Bi_2O_3\cdot 2UO_3\cdot 3H_2O$
Ванденбрандеит—$CuO\cdot UO_3\cdot 2H_2O$?
Рётзерфордит—$[UO_2]CO_3$
Шарпит—$[UO_2]_3[CO_3]_5[OH]_2\cdot 7H_2O$
Ураноталлит—$Ca_2[UO_2][CO_3]_3\cdot 10H_2O$
Фоглит—$Ca_2Cu[UO_2][CO_3]_4\cdot 6H_2O$
Шрекингерит—
$NaCa_3[UO_2][CO_3]_3[SO_4][OH]\cdot 9H_2O$
Циппеит—$[UO_2]_2[SO_4][OH]_2\cdot 3—5H_2O$
Уранопилит—$[UO_2]_6[SO_4][OH]_{10}\cdot 12H_2O$
Иоганнит—$Cu[UO_2]_2[SO_4]_2[OH]_2\cdot 6H_2O$
Трёгерит—$[UO_2]_3[AsO_4]_2\cdot 12H_2O$
Торбернит—$Cu[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 12H_2O$, *331*
Цейнерит—$Cu[UO_2]_2[AsO_4]_2\cdot 12H_2O$
Ураношпатит—$Ca[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 12H_2O$
Метаторбернит—$Cu[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 8H_2O$
Метацейнерит—$Cu[UO_2]_2[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$
α-ураноспинит—$Ca[UO_2]_2[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$
β-ураноспинит—$Ca[UO_2]_2[AsO_4]_2\cdot 8H_2O$
Фритчеит—$Mn[UO_2]_2[PO_4,VO_4]_2\cdot 8H_2O$
Бассетит—$Fe[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 8H_2O$
Отэнит—$Ca[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 8H_2O$, *332*
Салеит—$Mg[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 8H_2O$
Уранопирцит—$Ba[UO_2]_2[PO_4]_2\cdot 8H_2O$
Тюямунит—$Ca[UO_2]_2[VO_4]_2\cdot 8H_2O$, *333*
Фосфуранилит—$[UO_2]_3[PO_4]_2\cdot 6H_2O$
Ферганит—$[UO_2]_3[VO_4]_2\cdot 6H_2O$
Карнотит—$K_2[UO_2]_2[VO_4]_2\cdot 3H_2O$, *333*
Сенгиерит—$Cu_2[UO_2]_2[VO_4]_2[OH]_2\cdot 9H_2O$
Ренардит—$Pb[UO_2]_4[PO_4]_2O_2\cdot 9H_2O$
Девиндтит—$Pb_3[UO_2]_5[PO_4]_4O_2\cdot 12H_2O$
Дюмонтит—$Pb_2[UO_2]_3[PO_4]_2O_2\cdot 5H_2O$
Парсонсит—$Pb_2[UO_2][PO_4]_2\cdot H_2O$
Раувит—$CaO\cdot 2UO_3\cdot 6V_2O_5\cdot 20H_2O$
Уванит—$2UO_3\cdot 3V_2O_5\cdot 15H_2O$
Вальпургит—
$Bi_{10}[UO_2]_3[AsO_4]_4O_{10}\cdot 10H_2O$
Ураноторит—$(Th,U)SiO_4$, *352*
Склодовскит—$MgU_2[SiO_4]_2[OH]_6\cdot 4H_2O$
Уранотил—$CaU_2[SiO_4]_2[OH]_6\cdot 3H_2O$?
Купросклодовскит—
$CuU_2[SiO_4]_2[OH]_6\cdot 3H_2O$
Казолит—$Pb[UO_2][SiO_4]\cdot H_2O$
Соддиит—$[UO_2]_2[SiO_4]\cdot 2H_2O$?
Кроме того, урансодержащие разности сложных окислов (тантало-ниобатов) широко представлены в группах пирохлора и фергюсонита—эвксенита—самарскита. Известны также органические асфальтоподобные урансодержащие соединения (тухолит, карбуран) неопределенного состава.

ХРОМ

Хромшпинелиды—
$(Mg,Fe)(Cr,Al,Fe)_2O_4$, *221*
Стихтит—$Mg_6Cr_2[OH]_{16}[CO_3]\cdot 4H_2O$
Крокоит—$PbCrO_4$, *312*
Фёникохроит—$Pb_2[CrO_4]_2O$
Вокеленит (лаксманит)—
$Pb_2Cu[CrO_4][PO_4]$
Уваровит—$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$, *364*
Кеммererит—
$(Mg,Fe)_5(Al,Cr)[AlSi_3O_{10}][OH]_8$, *419*
Кочубеит—хромосодержащий клинохлор, *420*
Волконскоит—
$(Cr,Fe,Al)_4[Si_4O_{10}][OH]_8\cdot 2H_2O$

ЦЕЗИЙ

Родицит—$KNaLi_4Al_4Be_3B_{10}O_{27}$
Воробьевит—$Cs(Be,Li)_3Al_2[Si_5AlO_{18}]$, *374*
Поллуцит—$Cs[AlSi_2O_6]$, *456*

ЦИНК

Сфалерит—ZnS, *140*
Вюртцит—ZnS, *142*
Цинкит—ZnO, *209*
Ганит—$ZnAl_2O_4$, *223*
Франклинит—$(Zn,Mn)Fe_2O_4$, *224*
Гетеролит—$ZnMn_2O_4$
Халькофанит—$(Mn,Zn)Mn_2O_5\cdot 2H_2O$
Смитсонит—$ZnCO_3$, *285*
Монгеймит—$(Zn,Fe)CO_3$
Гидроцинкит—$Zn_5[CO_3]_2[OH]_6$

Госларит—$ZnSO_4 \cdot 7H_2O$
Цинкхалькантит—$(Zn,Cu)SO_4 \cdot 5H_2O$
Цинкалюминит—$Zn_3Al_3[SO_4][OH]_{18} \cdot H_2O$
Адамин—$Zn_2[AsO_4][OH]$
Тарбуттит—$Zn_2[PO_4][OH]$
Деклуазит—$(Zn,Cu)Pb[VO_4][OH]$
Кёттигит—$Zn_3[AsO_4]_2 \cdot 8H_2O$
Леграндит—$Zn_3[AsO_4]_2 \cdot 3H_2O$
Гопеит—$Zn_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
Парагопеит—$Zn_3[PO_4]_2 \cdot 4H_2O$
Виллемит—Zn_2SiO_4, *356*
Ходкинсонит—$Zn_2Mn[SiO_4][OH]_2$
Каламин—$Zn_4Si_2O_7[OH]_2 \cdot H_2O$, *374*
Клиноэдрит—$Zn_2Ca_2Si_2O_7[OH]_2 \cdot H_2O$
Гардистонит—$Ca_2ZnSi_2O_7$
Соконит—$Zn_3[Si_4O_{10}][OH]_2 \cdot nH_2O$

ЦИРКОНИЙ

Бадделеит—ZrO_2
Циркон—$ZrSiO_4$, *350*
Циркелит—$(Ca,Fe,Th)_2(Ti,Zr)_2O_5$
Гуаринит—$Ca_2NaZr[SiO_4]_2F$
Эвдиалит—$(Na,Ca)_6ZrSi_6O_{17}(O,OH,Cl)$, *379*
Эльпидит—$Na_2ZrSi_6O_{12}[OH]_6$
Катаплеит—$Na_2Zr[Si_3O_9] \cdot 2H_2O$

В виде изоморфной примеси цирконий входит и в состав других силикатов сложного состава, встречающихся в богатых щелочами изверженных породах, а также сложных окислов группы пирохлора и фергюсонита—эвксенита—самарскита

ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

Указатель кроме названий минералов содержит термины, принятые в общей части курса.

Разновидности минеральных видов помечены сокращенно разн. (после названия минерала).

В скобках приводятся более употребительные или предпочтительные названия минеральных видов и разновидностей.

А

Абукумалит 523
Авантюрин, разн. 247, 447
Авгит 389
Агат 247
Агвиларит 527, 528
Агрегатное состояние 31
Адамин 530
Адсорбция 41
Адуляр, разн. 449
Азурит 291
Айкинит 182
Акантит 137
Аквамарин, разн. 376
Акмит, разн. 390
Аксинит 370
Актинолит 395
Алабандин 525
Аламозит 528
Александрит, разн. 224
Аллактит 525
Алланит (ортит) 400
Аллемонтит 526, 528
Аллопалладий 527
Аллофан 437
Аллохроматизм 54
Алмаз 129
Алтаит 527, 528
Алунит 310
Альбит 446
Альвит, разн. 350
Альмандин 364
Алюмохромит 221
Аляскаит 522, 528
Амазонит 450
Амальгама серебра 528
Амбатоаринит 523, 528
Амблигонит 328
Амезит 418
Аметист, разн. 247
Амиант, разн. 395
Аморфные вещества 31, 33
Амфиболы 394
Анальцим 455
Анатаз 228
Ангидрит 300
Англезит 298
Андалузит 361
Андезин 446
Андрадит 364
Анкерит 282
Анкилит 523, 528
Аннабергит 329
Анортит 446
Анортоклаз 451
Антигорит 425
Антимонит 160
Антофиллит 398
Апатит 322
Апофиллит 524
Арагонит 277
Арандизит 527
Аргентит 137
Аргентоярозит 528
Аргиродит 522, 528
Арсеноклазит 525
Арсенолит 526
Арсенопирит 174
Артинит 524
Арфведсонит 397
Асбест 426
Асболан 524
Астрофиллит 373
Атакамит 525
Ателестит 522
Аурипигмент 157
Аутунит (отэнит) 332
Ауэрлит, разн. 352
Ахроматические цвета 55
Ашарит 336
Аширит 378

Б

Бавенит 522
Багратионит (ортит) 400
Бадделеит 530
Базальтическая роговая обманка, разн. 396
Байкалит, разн. 388
Бандилит 526
Барилит 522
Барисилит 528
Барит 294
Баритокальцит 521

Баритоцелестин, разн. 294
Бассетит 529
Бастит, разн. 392
Бастнезит 523
Баумгауерит 527
Бёдантит 528
Беегерит 522, 527
Бейделлит 439
Беккерелит 529
Бёмит 257
Бенжаминит 522
Бенитоит 529
Берилл 375
Бериллонит 521, 526
Бертрандит 522
Берцелианит 527
Биберит 524
Биксбиит 525
Биогенные осадки 103
Биотит 411
Бирюза 334
Бисмит 522
Бисмутинит (висмутин) 161
Бисмутит 522
Битовнит 446
Бишофит 524
Благородный опал 251
Блеклая руда 178
Бобовина 87
Бобьерит 524
Боранит 337
Борнит 154
Боронатрокальцит 338
Борт 129
Бравоит 526
Бракебушит 522
Браунит 216
Брёггерит 529
Брейтгауптит 526
Бритолит 523
Бромеллит 521
Бромирит 528
Бронзит, разн. 392
Брошантит 525
Брукит 228
Брусит 253
Брэггит 150
Брюстерит 528
Буланжерит 185
Бунзенит 526
Бура 337
Бурая стеклянная голова (гётит) 361
Бурнонит 181
Бурый железняк (лимонит) 261
Бурый шпат (анкерит) 282
Бустамит 525
Бутит 525

В

Ватнерит 524
Валентинит 528
Вальпургит 529
Ванадинит 326
Ванденбрандеит 529
Ваэсит 526
Везувиан 367
Вейншенкит 523
Вермикулит 423
Вернадит 525
Вернадскит 525
Вивианит 328
Виллемит 356
Виллиомит 526
Вилуит (везувиан) 367
Виоларит 526
Висмут 124
Висмутин 161
Висмутистое золото, разн. 114
Висмутовый блеск (висмутин) 161
Витерит 288
Виттит 527
Виттихенит 522, 525
Вишневит (сульфат-канкринит) 461
Вкрапленники 95
Вода 206
Водные соединения 46
Вокеленит 529
Волконскоит 529
Волластонит 383
Вольфрамит 314
Воробьевит 375
Врбаит 528
Вульфенит 317
Выветривание 96
Выцветы 86
Вюртцит 142

Г

Габитус (облик) кристаллов 48
Гадолинит 522
Газово-жидкие включения 80, 247
Галенит 138
Галеновисмутит 522, 527
Галит 193
Галлуазит 434
Галмей (каламин) 374
Галотрихит 312
Гамбергит 521
Ганит 223
Гардистонит 530
Гармотом 466
Гарниерит 435
Гарниерит-галлуазит 436
Гауерит 525
Гаусманит 222
Гаюин 459
Геденбергит 388
Гейкилит 524, 528
Гейландит 465
Гексагидрит 307
Гели 38 и сл.
Гелиодор, разн. 376
Гельвин 459
Гематит 212
Гемиморфит (каламин) 374
Генерации минералов 89
Гердерит 521
Германит 522
Герсдорфит 172
Герпенбергит 527
Гессит 528
Гессонит (эссонит), разн. 364
Гетеровалентный метаморфизм 44
Гетеролит 529
Гётит 261
Гиалит (опал) 251
Гиалофаны 451
Гиббсит (гидраргиллит) 255
Гидраргиллит 255
Гидроборацит 339
Гидрогели 33, 39
Гидрогематит 212

Гидрогётит 261
Гидрозоли 36
Гидролепидокрокит 258
Гидромагнезит 524
Гидроманганит 263
Гидромусковит 422
Гидротальк ит 524
Гидротермальные процессы 94 и сл.
Гидрофан (опал) 251
Гидроперуссит 527
Гидроцинкит 529
Гиперстен 393
Гипс 301
Гладит 522
Глауберит 526
Глауберова соль (мирабилит) 305
Глаукодот 174
Глауколит, разн. 452
Глауконит 423
Глаукофан 397
Гойяцит 528
Голландит 525
Гопеит 530
Горная кожа (палыгорскит) 429
Горная пробка (палыгорскит) 429
Горное дерево (палыгорскит) 429
Горный хрусталь (кварц) 247
Госларит 530
Гранат 364
Графит 130
Графитит 130
Графтонит 523
Грейтонит 527
Гринокит 143
Гроссуляр 364
Грюнерит 523
Гуанахуатит 522
Гуаринит 530
Гудмундит 528
Гулсит 527
Гумит 525
Гуммит (смесь) 242
Гунгаррит 522, 527
Гуссакит 321
Гутчинсонит 528
Гюбнерит 314

Д

Данаит, разн. 174
Даналит 522
Данбурит 522
Датолит 371
Двойные соединения 48
Девиндтит 529
Деклуазит 522, 528
Делафоссит 525
Демантоид, разн. 364
Десмин 466
Джемсонит 185
Диаллаг, разн. 390
Диаспор 260
Дигидрит 525
Дизаналит 523
Диккит 432
Динерит 526
Диопсид 387
Диоптаз 378
Дискразит 528
Дисперсионная среда 33 и сл.
Дисперсная фаза 33 и сл.
Дистен 359
Дихроит (кордиерит) 377
Добреит 522
Долерофанит 525
Доломит 280
Домейкит 525
Дравит, разн. 380
Друза 82
Дурденит 528
Дюмонтит 529
Дюмортьерит 521
Дюфренуазит 527

Е

Еремеевит 522

Ж

Жадеит 390
Железная слюдка (гематит) 212
Железная сметана 212
Железная шляпа 97
Железный блеск (гематит) 212
Железные цветы 278
Железо самородное 117
Жеода 83
Жемчуг 278
Жилы 97, 98
Жилы «альпийского типа» 102

З

Зандбергит, зандбергерит 180
Заратит 526
Зелигманнит 525
Земная кора 22
Зигенит 524
Змеевик (серпентин) 425
Золи 35 и сл.
Зона вторичного сульфидного обогащения 97
Золотистая медь, разн. 110
Золото 114

И

Игольчатая железная руда (гётит) 261
Идиохроматизм 52
Известковый шпат (кальцит) 274
Изовалентный изоморфизм 44
Изоморфизм 44 и сл.
Изумруд 376
Ильваит 401
Ильземанит 526
Ильменит 215
Ильменорутил 526
Индерборит 522, 524
Индерит 522
Индийская (калиевая) селитра 272
Интрузивные породы 91
Иньоит 522, 524
Иоганнит 529
Иодирит 528
Иодобромит 528
Иодэмболит (иодобромит) 528
Иолит (кордиерит) 377
Иорданит 527
Иридистая платина, разн. 118
Иридистый осмий (осмистый иридий) 120
Исландский шпат (кальцит) 274
Истинные твердые растворы 45
Иттриалит 523, 529
Иттрокальцит 523

Иттроортит, разн. 400
Иттротанталит 523
Иттротитанит 523
Иттрофлюорит 523
Иттроперит 523

К

Кабрерит 526
Казолит 529
Каинит 306
Калаверит 523, 528
Каламин 374
Калиборит 524
Калиевая селитра 272
Калиевые квасцы 311
Калицинит 523
Каломель 527
Кальцит 274
Каменная соль (галит) 193
Канкринит 461
Канфильдит 522, 527
Каолинит 429
Карбонадо 129
Карбонат-канкринит 461
Карбуран 528
Карналлит 197
Карнотит 333
Карролит 524, 525
Касситерит 229
Катаплеит 526, 530
Каттиерит 524
Кварц 244
Квасцы 311
Квенселит 527
Кеммерерит, разн. 419
Кентролит 528
Кераргирит 192
Кермезит 528
Керолит 525
Керстенит 527
Кёттигит 530
Кианит (дистен) 360
Кизерит 308
Киноварь 144
Кислые изверженные породы 91
Клапротит (клапротолит) 522, 525
Кларкеит 529
Кларки 25
Клаудетит 526
Клаусталит 527
Клейофан, разн. 140
Клиногумит 525
Клиноклаз (клиноклазит) 526
Клинохлор 419
Клиноэдрит 530
Клокманит 527
Кнопит 235
Коагуляция золей 39 и сл.
Кобальтин 171
Кобальтовые цветы (эритрин) 330
Кобальтовый блеск (кобальтин) 171
Кобальтпирит, разн. 166
Кобальтсмитсонит 524
Ковеллин 155
Козалит 522, 527
Кокимбит 523
Колеманит 339
Коллоидальные осадки 98
Коллоиды 35 и сл.
Колорадоит 527
Колумбит 232
Кольца Лизеганга 86
Колюзит 522, 527
Конкреция 84
Коннарит 526
Контактовый метаморфизм 94
Корвусит 522
Кордиерит 377
Кордилит 523
Коркит 528
Коронадит 525
Корунд 210
Котоит 524
Кочубеит, разн. 420
Креднерит 525
Креннерит 523, 528
Криолит 192
Криолитионит 524
Криптомелан 525
Кристаллические осадки 98
Кристаллохимический анализ 68
Кристаллозоли 39
Кристаллооптический анализ 70
Кристобалит 251
Крокоит 312
Ксенотим 321
Кубанит 155
Кукеит 524
Кулсонит 522
Куммингтонит 525
Куперит 150
Куприт 207
Купродеклуазит 522, 525
Купроплатина 527
Купросклодовскит 529
Купрошеелит, разн. 316
Купфферит 525
Курнаковит 522
Кюрит 529
Кюстелит (золотистое серебро), разн. 112

Л

Лабрадор 446
Лавровит, разн. 387
Лазурит 460
Лампрофиллит 372
Лангбейнит 524
Лангит 525
Лантанит 523
Лантаноиды 24
Ларнит 524
Ларсенит 528
Лаурит 527
Леграндит 530
Лед 205
Ледгиллит 527
Лейкосапфир 211
Лейкофанит 522
Лейхтенбергит разн. 420
Лейцит 454
Лёллингит 173
Леонит 524
Лепидокрокит 258
Лепидолит 414
Лепидомелан 523
Лессингит 523
Либетенит 525
Ливингстонит 527
Лиеврит (ильваит) 401
Лиллианит 522, 527
Лимонит 261
Линдгренит 525

Линдстрёмит 522
Линнеит 524
Литиевые слюды 414
Литиофилит 328
Литофильные элементы 23
Лопарит 2 ∞6
Лорандит 52 8
Лотрит (пумпеллиит) 523
Лунный камень 447
Людвигит 522, 525

М

Маггемит 523
Магматические процессы 91
Магнезиоортит (магноортит) 523
Магнезиоферрит (магноферрит) 524
Магнезит 279
Магнетит 218
Магнитный железняк (магнетит) 218
Магнитный колчедан (пирротин) 145
Магномагнетит 523
Магнохромит 221
Майерсит 528
Макинтошит, разн. 352
Малахит 290
Маллардит 525
Манганапатит 525
Манганегеденбергит, разн. 388
Манганит 263
Манганобрусит, разн. 253
Манганозит 525
Манганокальцит 525
Марганцевый шпат (родохрозит) 283
Маргарит 416
Мариалит 452
Марказит 168
Марматит, разн. 140
Мартит 212
Массикот 527
Матильдит 522, 528
Маухерит 526
Медистое золото, разн. 114
Медистое серебро, разн. 112
Медный блеск (халькозин) 135
Медный колчедан (халькопирит) 151
Медь самородная 110
Мезодиалит, разн. 379
Меймакит, меймацит (тунгстит) 315, 522
Мейонит 452
Меланотекит 528
Мелантерит 308
Мелонит 526
Мельниковит, разн. 165
Мендипит 527
Менегинит 527
Метаколлоиды 42
Метакристалл 81
Метамиктные вещества 34
Метароссит 522
Метасома 81
Метасоматические залежи 95
Метасоматоз 81
Метастабильное состояние 33
Метаторбернит 331
Метацейнерит 529
Метациннабарит 144
Механические осадки 98
Миаргирит 528
Микроклин 450
Микролит 527
Миларит 522
Миллерит 148
Миметезит 326
Минасрагрит 522
Миндалина 83
Минеральные агрегаты 81
Мирабилит 305
Молибденит 163
Молибденовый блеск (молибденит) 163
Монацит 320
Монгеймит 529
Монотропное превращение 33
Монтанит 528
Монтепонит 523
Монтмориллонит 440
Монтроидит 527
Моренозит 526
Морион, разн. 247
Моссит 526
Мурманит 529
Мусковит 412
Мышьяк самородный 123
Мышьяковый колчедан (арсенопирит) 174

Н

Нагателит 523
Нагиагит 523
Накрит 433
Налеты 86
Настуран (урановая смолка) 240
Натечные формы 84
Натриевая селитра 271
Натриевые квасцы 312
Натрит (сода) 292
Натролит 463
Натронортоклаз 448
Натронсанидин 448
Натрофилит 525, 526
Науманит 527
Невьянскит 121
Непуит (ревдинскит) 428
Нефелин 457
Нефрит, разн. 344, 395
Нигглиит 528
Никелевые цветы (аннабергит) 329
Никелин 147
Никелистая платина 118
Нозеан 459
Нонтронит 441
Норбергит 525
Норденшельдит 527
Нумеит (гарниерит) 435

О

Облик кристаллов 48
Оливенит 525
Оливин 354
Олигоклаз 446
Оловянный камень (касситерит) 229
Оникс 247
Оолит 84
Опал 251
Определенные соединения 42
Оранжит, разн. 352
Органогенные осадки 100
Орлец (родонит) 384
Ортит 400
Ортоклаз 449
Осадочные процессы 98 и сл.
Осмирид 527
Осмистый иридий, группа 120
Основные изверженные породы 91

Отавит 523
Отэнит 332
Офит, серпофит (серпентин) 425

П

Палладий 527
Палладистая платина 118
Палладит 527
Палыгорскит 429
Пандермит 340
Парагенезис минералов 87
Парагопеит 530
Параморфоза 33
Паризит 289
Парсонсит 529
Патринит (айкинит) 182
Патронит 522
Пегматиты 92
Пеннин 419
Пентландит 149
Пенфильдит 527
Пептизация 40
Перекристаллизация гелей 41
Периклаз 524
Перовскит 235
Пестрая медная руда (борнит) 154
Петалит 524
Петцит 523, 528
Пизанит 525
Пилолит 429
Пинноит 525
Пираргирит 184
Пирит 166
Пироаурит 524
Пиробелонит 522
Пироксены 387
Пироксмангит 525
Пиролюзит 234
Пироморфит 325
Пироп 364
Пиростильпнит 528
Пирофанит 528
Пирофиллит 406
Пирохлор 237
Пирохроит 525
Пирротин 145
Пирсеит 528
Питтицит 330
Плавиковый шпат (флюорит) 190
Плагиоклазы 445
Плагионит 527
Платина 527
Платинистый иридий 527
Платинит 527
Плюмбоферрит 527
Пневматолиз 93
Пневматолито-гидротерм. процессы 93
Поваренная соль (галит) 193
Повеллит 315
Полевые шпаты 444
Полианит 234
Полиаргирит 528
Полибазит 185
Полигалит 306
Полидимит 526
Поликраз 523
Поликсен 118
Полиморфизм 32
Поллуцит 454
Порпецит 114
Потарит 527
Празем, разн. 243
Пренит 401
Примазки 86
Принцип геометрического отбора 83
Приорит 523
Прохлорит 420
Прустит 183
Пршибрамит, разн. 140
Псевдомалахит 526
Псевдоморфоза 81
Псевдооолит 84
Псевдорастворы твердые 46
Псевдохроматизм 54
Псиломелан 265
Пумпеллиит 524
Пурпурит 525
Пухерит 522
Пьемонтит 525

Р

Рамзаит 529
Раммельсбергит 526
Рансьеит 525
Распит 522
Ратовкит (флюорит) 190
Раувит 529
Раухтопаз (дымчатый кварц) 247
Рашлеит, разн. 334
Реальгар 158
Ревдинскит 428
Региональный метаморфизм 100 и сл.
Реддингит 525
Рёмерит 523
Ренардит 529
Рентгенометрический анализ 69
Рентгеноспектральный анализ 76
Рётгерсит 526
Рётзерфордит 529
Рецбаниит 522
Рибекит 526
Ринколит 372
Роговая обманка 396
Родистая платина, разн. 118
Родицит 529
Родонит 384
Родохрозит 283
Родохром, разн. 419
Розазит 525
Романешит 525
Роскоэлит 522
Россит 522
Россыпи 98, 99
Роуландит 523
Ртуть самородная 527
Рубеллит, разн. 382
Рубин 211
Рубиновая слюдка (лепидокрокит) 258
Рузвельтит 522
Русселит 522
Рутил 225

С

Сакиит (гексагидрит) 307
Салеит 529
Салит 387
Самарскит 239
Санидин 448
Сапонит 525
Сапфир 211
Сарторит 527

Сассолин 257
Саффлорит 524
Сванбергит 528
Сведенборгит 521
Свинцовый блеск (галенит) 138
Свинчак, разн. 138
Секреция 83
Селенистая сера (волканит) 125
Селенистый галенит 138
Селенистый теллур 528
Селитра 271
Семсеит 527
Сенармонтит 528
Сенгиерит 529
Сепиолит 525
Сера самородная 125
Сервантит 528
Серебро самородное 112
Серебряная чернь 137
Серебряный блеск (аргентит) 137
Серицит, разн. 413
Серный колчедан (пирит) 166
Серпентин 425
Сидерит 282
Сидерофильные элементы 23
Сиклерит 524
Силленит 522
Силлиманит 364
Сильванит 523, 528
Сильвин 194
Симплезит 526
Синхизит 523
Скаполит 452
Скарны 94
Склодовскит 529
Сколецит 464
Скородит 330
Скуттерудит 177
Слюды 408
Смальтин (шмальтин) 177
Смикит 525
Смитит 528
Смитсонит 285
Собирательная кристаллизация 42
Сода 292
Содалит 458
Соддиит 529
Соединения переменного состава 43
Соконит 530
Солнечный камень 447
Спектральный анализ 75
Спекулярит (гематит) 212
Сперрилит 150, 170
Спессартин (спессартит) 364
Сподумен 391
Ссабелеит (ашарит) 336
Ставролит 365
Сталагмит 85
Сталактит 85
Станнин 153
Станнопалладинит 527
Стениерит 524
Стефанит 184
Стибиконит 528
Стибиоколумбит 527
Стибиопалладинит 527
Стибиотанталит 527
Стибнит (антимонит) 160
Стильбит (десмин) 466
Стихтит 529
Стокезит 527
Стронцианит 287
Стронциоапатит 528
Стюартит 525
Сульванит 522, 525
Сульфат-канкринит 461
Сульфоборит 525
Сурик 527
Сурьма самородная 528
Сурьмянистое серебро, разн. 112
Сурьмяный блеск (антимонит) 160
Суссексит 525
Сфалерит 140
Сфен 368
Сферокобальтит 524
Сысертскит 122

Т

Тагилит 526
Таленит 523
Тальк 405
Танталит 232
Тапиолит 526
Тарбуттит 530
Тахгидрит 524
Твердые растворы 44 и сл.
Твердые псевдорастворы 46
Тейлорит 523
Тейнеит 528
Теллур самородный 528
Теллуровисмутит 522, 528
Тенардит 304
Тенгерит 523
Теннантит 178
Тенорит 209
Терлингуаит 527
Термический анализ 71
Тетрадимит 162
Тетраэдрит 178
Тефроит 525
Тиллит 527
Тиманит 527
Типоморфные признаки 89
Тиролит 526
Титанавгит, разн. 389
Титанит (сфен) 368
Титаномагнетит, разн. 219
Топаз 358
Торбернит 331
Торианит 529
Торит 352
Торнебомит 523
Торогуммит, разн. 352
Торолит 527
Тортвейтит 523
Треворит 526
Трёгерит 529
Тремолит 394
Тречманит 528
Тридимит 250
Тримерит 522
Триплит 328
Трифилит 524
Трона 526
Тунгомелан, разн. 265
Тунгстенит 522
Тунгстит 315, 522
Туранит 522, 525
Турмалин 380
Турьит (смесь) 261
Тухолит 528
Тюрингит 421
Тюямунит 333

У

Уванит 529
Уваровит 364
Узбекит 522, 526
Улексит (боронатрокальцит) 338
Ульманит 526, 528
Ультраосновные изверженные породы 91
Уралит 397
Уранинит 239
Урановые слюдки 331
Урановая смолка (уранинит) 240
Урановая смоляная руда (уранинит) 240
Урановая чернь 240
Ураноиды 25
Уранопилит 529
Ураноспинит 529
Ураносферит 529
Ураноталлит 529
Уранотил 529
Ураноторит, разн. 352
Уранофан (уранотил) 529
Ураноцирцит 529
Ураношпатит 529

Ф

Фальэрц (блеклая руда) 178
Фаматинит 525, 528
Фармакосидерит 526
Фации 100
Фаялит 355
Федоровит, разн. 389
Фенакит 357
Фёникохроит 529
Ферберит 314
Ферванит 522
Ферганит 529
Фергюсонит 523
Ферригаллуазит 523
Ферримолибдит 318
Ферримонтмориллонит, разн. 441
Феррисимплезит 526
Феррит (железо самородное) 117
Ферриторит 352
Ферритунгстит 318
Ферробрусит 253
Феррокобальтин 171
Ферроплатина 527
Ферротеннантит, разн. 180
Ферротетраэдрит, разн. 180
Ферсманит 529
Ферсмит 523
Фиброферрит 523
Филлипсит 465
Флогопит 408
Флоренсит 523
Флюоборит 524
Флюорит 190
Флюоцерит 523
Фоглит 529
Фольбортит 522, 525
Форбезит 524, 526
Форманит 523
Формы кристаллов 49
Форстерит 353
Фосгенит 527
Фосфорит 323
Фосфосидерит 523
Фосфуранилит 529
Франкеит 527
Франклинит 224
Фрейбергит, разн. 180
Фремонтит 524
Фритчеит 529
Фторапатит 322
Фурмарьерит 529

Х

Хабазит (шабазит) 463
Хагаталлит, разн. 523
Халцедон 247
Халькантит 309
Халькозин 135
Халькоменит 527
Халькопирит 151
Халькосидерит 526
Халькостибит 525
Халькофанит 529
Халькофиллит 526
Халькофильные элементы 23
Хаммарит 522
Хёрнезит 524
Хиастолит, разн. 362
Хизлевудит 526
Химические осадки 98
Химический анализ 73
Хлоантит 177
Хлопинит 523
Хлорапатит 322
Хлоритоид 416
Хлориты 417
Хлорошпинель (зеленая шпинель) 217
Ходкинсонит 530
Хондродит 525
Хризоберилл 224
Хризоколла 378
Хризолит (оливин) 354
Хризотил-асбест 426
Хромдиопсид, разн. 387
Хромит 221
Хромомагнетит 219
Хромпикотит 221
Хромшпинелиды 221

Ц

Цейнерит 529
Целестин 297
Цельзиан 452
Ценозит 523
Центры кристаллизации 77, 78
Цеолиты 462
Церит 523
Церуссит 286
Цианотрихит 525
Цилиндрит 527
Цинкалюминит 530
Цинкенит 527
Цинкит 209
Цинковая обманка (сфалерит) 140
Цинкхалькантит, разн. 530
Цинковый шпат (смитсонит) 285
Циннвальдит 415
Циппеит 529
Циркелит 530
Циркон 350
Цитрин, разн. 247
Цоизит 398

Ч

Чёрчит 523
Чилийская (натриевая) селитра 271

Чиллагит 522, 526
Чкаловит 522

Ш

Шабазит 463
Шамозит 421
Шарпит 529
Шеелит 316
Шёнит 524
Шёпит 529
Шерл (шерлит), разн. 380
Ширмерит 522, 528
Шмальтин (смальтин) 177
Шнеебергит 528
Шорломит 364
Шпинель 217
Шрекингерит 529
Штернбергит 528
Штольцит 522, 527
Штренгит 523
Штромейерит 528
Шунгит 130
Шухардит 526

Э

Эвдиалит 373
Эвдидимит 522
Эвкайрит 527
Эвклаз 522
Эвколит, разн. 379
Эвкриптит 524
Эвксенит 523
Эвлитин (эвлитит) 522
Эгирин 390
Эгирин-авгит, разн. 389
Эглестонит 527
Экзогенные процессы 96
Электрум 116
Элеолит (нефелин) 457
Элит 526
Эльбаит, разн. 380
Эльпидит 526, 530
Эмболит 528
Эммонсит (дурденит) 528
Эмплектит 522, 525
Энантиотропное превращение 33
Энаргит 181
Эндогенные процессы 90 и сл.
Энстатит 392
Эпидидимит 522
Эпидот 399
Эпсомит 307
Эринит 525
Эритрин 330
Эритроцинкит, разн. 142
Эссонит, разн 364
Эффузивные породы 91
Эшинит 238

Я

Якобсит 525
Ялпаит 528
Янтинит 529
Ярозит 310

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 3

ОБЩАЯ ЧАСТЬ

Введение 7

Минералогия и понятие о минерале 7
Важнейшие моменты в истории развития минералогии . . . 8
Значение минералов в промышленности 20

Глава I. **Земная кора и особенности ее состава** 22

Глава II. **Свойства минералов** . . 30

1. Общие сведения 30
2. Химическая характеристика и формулы минералов 42
3. Физические свойства минералов 47
Морфологические особенности . 48
Прозрачность 51
Цвет минералов 52
Цвет черты 55
Блеск 56
Спайность и излом 59
Твердость 60
Хрупкость, ковкость, упругость 62
Удельный вес 62
Магнитность 63
Радиоактивность 64
Люминесценция (свечение) . . 65
Прочие свойства 66

Глава III. **О методах детальных минералогических исследований** 68

Глава IV. **Образование минералов в природе** 77

1. Общие положения 77
2. Геологические процессы минералообразования 90
Эндогенные процессы 90
Экзогенные процессы 96
Региональный метаморфизм и связанные с ним процессы . . 100

ОПИСАТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Классификация минералов 105

Раздел I. **Самородные элементы и интерметаллические соединения** 108

1. Группа золота 110
2. Группа железа—платины . . . 116
3. Группа осмия—рутения (осмистого иридия) 120
4. Группа полуметаллов 122
5. Группа серы 125
6. Группа углерода 127

Раздел II. **Сульфиды, сульфосоли и им подобные соединения** . . . 132

I класс. Простые сернистые и им подобные соединения 135

1. Группа халькозина 135
2. Группа галенита 138
3. Группа сфалерита 140
4. Группа пирротина 145
5. Группа халькопирита . . . 150
6. Группа ковеллина 155
7. Группа аурипигмента 157
8. Группа антимонита 159
9. Группа молибденита 163
10. Группа пирита 165
11. Группа скуттерудита 176

II класс. Сульфосоли 178

1. Группа тетраэдрита 179
2. Группа энаргита 181
3. Группа бурнонита 181
4. Группа пруститa 183
5. Сульфосоли свинца 185

Раздел III. **Галоидные соединения (галогениды)** 187

I класс. Фториды 189

II класс. Хлориды, бромиды и иодиды 192

1. Группа галита 193
2. Группа кераргирита 198

Раздел IV. **Окислы (оксиды)** 200

I класс. Простые и сложные окислы 205

1. Группа льда 205
2. Группа куприта 207
3. Группа цинкита 209
4. Группа корунда—ильменита 209
5. Группа браунита 216
6. Группа шпинели 217
7. Группа рутила 225

8. Группа перовскита 234
9. Группа пирохлора 237
10. Группа уранинита 239
11. Группа кварца 242

II класс. Гидроокислы или окислы, содержащие гидроксил 253

1. Группа брусита 253
2. Группа гидраргиллита . . 255
3. Группа лепидокрокита—гётита 257
4. Группа псиломелана 264

Раздел V. **Кислородные соли (оксисоли)** 266

I класс. Нитраты 271

II класс. Карбонаты 272
Безводные карбонаты 273

1. Группа кальцита 273
2. Группа малахита 290

Водные карбонаты 292

III класс. Сульфаты 293

1. Группа барита 294
2. Ангидрит и гипс 299
3. Сульфаты щелочных металлов 304
4. Водные сульфаты двухвалентных металлов 307
5. Группа алунита 309
6. Группа квасцов 311

IV класс. Хроматы 312

V класс. Молибдаты и вольфраматы 313

1. Группа вольфрамита 314
2. Группа шеелита 315
3. Водные молибдаты и вольфраматы 318

VI класс. Фосфаты, арсенаты и ванадаты 319

Безводные фосфаты, арсенаты и ванадаты 320
1. Группа монацита 320
2. Группа апатита 322
3. Группа амблигонита—триплита 328

Водные фосфаты, арсенаты и ванадаты 328

1. Группа вивианита 328
2. Группа скородита 330
3. Группа урановых слюдок . 331
4. Группа бирюзы 334

VII класс. Бораты 334

Безводные бораты 336
Водные бораты 337

VIII класс. Силикаты 340

Подкласс А. Силикаты с изолированными тетраэдрами SiO_4 в кристаллических структурах . . 349

1. Группа циркона 349
2. Группа оливина 353
3. Группа виллемита 356
4. Группа топаза 358
5. Группа дистена 359
6. Группа ставролита 363
7. Группа граната 364
8. Группа везувиана 367
9. Группа сфена 368
10. Прочие ортосиликаты . . . 370

Подкласс Б. Силикаты с изолированными группами тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах 373

а. Силикаты с изолированными группами Si_2O_7 373

б. Силикаты с кольцевыми анионными радикалами 375

Подкласс В. Силикаты с непрерывными цепочками тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах 385

а. Силикаты с одинарными анионными цепочками 387
Группа пироксенов 387

б. Силикаты с двойными анионными цепочками 393
Группа амфиболов 393

в. Прочие силикаты с возможными цепочечными анионами в кристаллических структурах 398

Подкласс Г. Силикаты с непрерывными слоями тетраэдров SiO_4 в кристаллических структурах . 402

1. Группа талька—пирофиллита 404
2. Группа слюд 408
Подгруппа биотита 408
Подгруппа мусковита . . . 412
Подгруппа лепидолита . . 414
3. Группа хрупких слюд . . . 416
4. Группа хлоритов 417
5. Гидрослюды и им подобные минералы 422
6. Группа серпентина—каолинита 425
Подгруппа серпентина . . . 425
Подгруппа каолинита . . . 429
7. Группа галлуазита 433
8. Группа аллофана 436
9. Группа монтмориллонита . 438

Подкласс Д. Силикаты с непрерывными трехмерными каркасами из тетраэдров $(Si, Al)O_4$ в кристаллических структурах 442

1. Группа полевых шпатов . . 444
Подгруппа плагиоклазов . . 445
Подгруппа ортоклаза (калинатриевых полевых шпатов) 448
Подгруппа гиалофана . . . 451
2. Группа скаполита 452
3. Группа лейцита 454
4. Группа нефелина 457
5. Группа содалита 458
6. Группа канкринита 461
7. Группа цеолитов 462

ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНАЯ ЧАСТЬ

Глава I. Минеральный состав земной коры 469

Глава II. Геохимические особенности элементов 473

Глава III. Ассоциации минералов в горных породах и рудных месторождениях 487

Глава IV. Вклад отечественных ученых в минералогию 506

Главнейшая литература по минералогии 518

Список наиболее важных минералов по главнейшим металлам (элементам) 521

Предметный указатель 531

Редактор *Н. А. Сергеева*
Техн. редактор *А. С. Борисов*
Корректор *А. Г. Покровский*

Обложка, титул, шмуцтитулы
художника *Е. И. Коган*

Сдано в набор 31/I—1951 г
Подписано к печати 21/IV—1951 г.
Формат 70 × 108$^{1}/_{16}$. 17 бум. л.—46,6 печ л.
Уч.-изд. л. 50,2. Зак 910.
Т-02553. Цена 24 р. 60 к.

16-я типография Главполиграфиздата
при Совете Министров СССР.
Москва, Трехпрудный пер , 9