

**ПРОМЫШЛЕННЫЕ
ТИПЫ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОЛЕЗНЫХ
ИСКОПАЕМЫХ**



**ВЫСШЕЕ
ОБРАЗОВАНИЕ**

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Д о п у щ е н о
Министерством высшего и среднего
специального образования СССР
в качестве учебника для студентов
геологических специальностей
вузов



МОСКВА „НЕДРА” 1985



4656

Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых: Учебник для вузов/А. Е. Карякин, П. А. Строна, Б. Н. Шаронов и др.— М. Недра.— 1985, 286 с., ил.

Рассмотрены особенности геологического строения, закономерности образования и размещения основных промышленных типов месторождений неметаллических полезных ископаемых. По каждому виду сырья (индустриальное, агрономическое, химическое, строительные материалы и др.) приведены общие сведения (минералого-химическая характеристика, сортность, области применения, запасы, добыча), генетические типы промышленных месторождений, их минерагения.

Для студентов геологических специальностей вузов.

Табл. 7, ил. 65, список лит.— 50 назв.

Авторы:

А. Е. Карякин, П. А. Строна, Б. Н. Шаронов, Г. П. Дубарь, В. В. Кирюков, А. В. Козлов, Ю. В. Лир, А. И. Пертель, С. В. Сендек, Л. Н. Черник, Н. Л. Шаманина

Рецензенты:

кафедра полезных ископаемых геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова; И. Ф. Романович, д-р геол.-минер. наук (Московский геологоразведочный институт им. Серго Орджоникидзе)

В соответствии с типовым учебным планом специальности «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых» (0101) дисциплина «Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых» изучается на старших курсах геологических и геологоразведочных факультетов университетов, горных, геологоразведочных и политехнических институтов. Эта дисциплина имеет очень важное значение в инженерно-геологической и научной подготовке студентов-геологов, в их становлении как высококвалифицированных специалистов-геологов.

В настоящее время отсутствуют учебники для высших учебных заведений, в которых были бы учтены новейшие данные в области учения о геологии неметаллических полезных ископаемых и которые отвечали бы разнообразным учебным программам геологических вузов и современным требованиям учебного процесса. Последнее наиболее полное учебное пособие «Курс месторождений неметаллических полезных ископаемых» (под редакцией П. М. Татаринова) выпущено в 1969 г. и, естественно, при всех его достоинствах не отражает новых качественных изменений в геологических науках. Тем не менее это учебное пособие не потеряло своего значения, так как оно включает описание геологии наиболее крупных и важных в промышленном отношении месторождений неметаллических полезных ископаемых, что позволяет использовать его при подготовке к лабораторным занятиям.

В основу настоящего учебника положены лекционные курсы по геологии месторождений неметаллических (нерудных) полезных ископаемых, чтение которых было впервые введено в качестве самостоятельной дисциплины П. М. Татариновым в начале 30-х годов на возглавляемой им кафедре геологии месторождений полезных ископаемых Ленинградского горного института и продолжается сейчас его учениками.

Авторы учебника ставили перед собой ряд задач, а именно: дать краткую сводку современных знаний об условиях образования, локальных и региональных закономерностях размещения главнейших генетических типов промышленных и потенциально-промышленных месторождений неметаллического сырья; охарактеризовать, наряду с традиционными, новые виды и направления использования неметаллических полезных ископаемых в различных отраслях народного хозяйства, промышленности, науки и техники; рассмотреть основные требования промышленности к качеству нерудного минерального сырья и его экономике.

В учебнике не приведено систематическое описание геологического строения отдельных характерных месторождений неметаллического сырья, поэтому по содержанию он полностью отвечает структуре лекционного курса данной дисциплины, так как современные учебные программы предусматривают изучение месторождений на лабораторных занятиях. Для углубленного изучения типичных месторождений неметаллических полезных ископаемых рекомендуется специальная геологическая литература, список которой приведен в учебнике.

Полезные ископаемые традиционно принято разделять на металлические (рудные), неметаллические (нерудные) и горючие. Неметаллическими называют такие полезные ископаемые, использование которых в народном хозяйстве основывается на различных физических и химических свойствах минералов, минеральных агрегатов и горных пород, но не имеет целью получение из них металлов или применение их в качестве естественного топлива.

Отмеченное разделение полезных ископаемых на три группы в некоторой мере условно, так как с развитием науки и техники, расширением области их использования принципиальные различия между ними начинают стираться. Например, такие типичные рудные полезные ископаемые, как магнетит, гематит, рутил, хромит, боксит, магнезит и многие другие, применяются не только для извлечения металлов — железа, титана, хрома, алюминия и магния, но и в качестве неметаллического сырья для получения огнеупорных материалов (хромит, магнезит, боксит), утяжелителей промышленных жидкостей (магнетит и галенит), поделочного камня (гематит — кровавик), титановых белил (рутил), электрокорунда, высокоглиноземистых цементов (боксит). Неметаллические полезные ископаемые нефелин и каолин служат алюминиевыми рудами, и на очереди стоит вопрос разработки рациональной технологии извлечения алюминия из такого широко распространенного минерала, как полевой шпат.

Горючие ископаемые, применяемые в основном как энергетическое топливо и химическое сырье, иногда используют как основу для производства удобрений (торф) или в качестве поделочного материала (гагат). Металлы уран и торий являются источниками атомной энергии, доля которой в общем мировом энергетическом балансе постоянно возрастает. Неметаллические элементы бор и фтор используют для получения ракетного и некоторых других видов топлива.

Несмотря на стирание границ между тремя группами полезных ископаемых, их исторически сложившееся разделение остается функционально оправданным. Неметаллические полезные ископаемые представляют собой самостоятельную категорию минерального сырья, отличающуюся от других по ряду признаков, важнейшими из которых являются геохимические, петрографо-(литолого-)минералогические, генетические, горно-технологические, технологические и экономические.

Касаясь некоторых терминологических вопросов, следует отметить, что в настоящее время термины неметаллическое и не-

рудное полезное ископаемое рассматриваются как синонимы, но такие выдающиеся геологи, как А. Е. Ферсман и П. М. Татаринов, отдавали предпочтение первому из них как более точно отражающему сущность предмета. В последние годы по отношению к отдельным видам неметаллических полезных ископаемых все чаще стал использоваться термин руда. Выделяют апатитовые, фосфоритовые, серные, асбестовые, графитовые, баритовые, калийные и многие другие руды. В то же время к таким неметаллическим полезным ископаемым, как гранит, пески, глины, каменная соль и другие, этот термин оказывается неприменимым. По аналогии с рудами металлов можно рекомендовать называть рудами те неметаллические полезные ископаемые, которые представлены минералами и минеральными агрегатами, образующими вкрапленники, прожилки, жилы, пластообразные и неправильные залежи и извлекаются из вмещающих пород либо селективной отработкой, либо с применением методов обогащения.

Неметаллические полезные ископаемые по сравнению с металлическими характеризуются исключительным многообразием видов и особенно разновидностей, а их промышленное использование основывается на присущих им различных физических и химических свойствах или на сочетании тех и других. Поэтому для определения пригодности неметаллических полезных ископаемых в промышленных целях обязательным является точное изучение их технических и физико-химических свойств, которые влияют не только на технологию переработки, но и на качество конечных промышленных изделий. Многообразие состава и свойств неметаллического полезного ископаемого может играть главную роль в использовании его в том или ином производстве; оно приводит к исключительной специализации данного сырья и к выработке очень точных и строгих стандартов, технических условий, кондиций и сертификаций, регламентирующих применение каждого вида и сорта сырья в узких рамках той или иной отрасли производства.

В соответствии с этим установить практическую ценность месторождения нерудного сырья по сравнению с рудным месторождением сложнее, так как здесь кроме определения запасов полезного ископаемого, его содержания, горнотехнических условий и технологической возможности переработки необходимо учитывать еще сертификацию полезного ископаемого по различным физико-химическим параметрам. Например, применение хризотил-асбеста в текстильной, картонно-шиферной или асбоцементной промышленности зависит от длины волокна, прочности его на разрыв, эластичности (гибкости); слюды в электротехнике — от величины пластин-кристаллов, диэлектрической проницаемости, термической стойкости и отсутствия дефектов; талька в огнеупорной, бумажной и лакокрасочной промышленности — от цвета и присутствия в том или ином количестве вредных химических и минеральных примесей, а гор-

ных пород в разных видах строительства — от прочности, объемной массы, пористости, морозостойкости, способности принимать полировку и т. п.

Каждый из видов неметаллических полезных ископаемых может применяться в различных отраслях производства, которые используют те или иные его свойства. Например, флюорит является важным сырьем для металлургического, химического, стекольного, ювелирного и оптического производства; тальк применяют в огнеупорной, бумажной, резиновой, кабельной, строительной и фармацевтической отраслях производства, серу — в химической, резиновой, бумажной, пищевой отраслях и в сельском хозяйстве, бентониты — в металлургической, нефтеперерабатывающей, пищевой отраслях и при бурении скважин. В то же время определенные виды неметаллического сырья, обладающие каким-либо общим свойством, могут заменять друг друга. Так, химическая инертность и нетоксичность барита, каолина, талька и пиррофиллита позволяют использовать их в качестве взаимозаменяемых наполнителей в пластмассах, в фармацевтической, парфюмерной и даже пищевой промышленности.

Отмеченные особенности неметаллических полезных ископаемых предусматривают особый подход к изучению их месторождений, которое включает не только обычные геологические методы исследования, но и физико-механические, химико-технологические испытания, сертификацию, определение конкретных особенностей состава и свойств сырья, которые выявляют возможности его применения в тех или иных отраслях производства.

Промышленная классификация неметаллических полезных ископаемых, предлагаемая в данном учебнике, основывается на их свойствах и главных направлениях применения в промышленности. По этим признакам могут быть выделены три группы неметаллических полезных ископаемых.

I. Индустриальное сырье: драгоценные, технические и поделочные камни — алмаз, рубин, сапфир, изумруд, гранаты, агат, яшмы; графит; слюды — мусковит и флогопит; асбесты хризотилловые и амфиболовые; тальк и тальковый камень; магнезит и брусит; пьезооптический кварц и кварц для плавки; флюорит; барит и витерит; исландский шпат; цеолиты и др.

II. Химическое и агрономическое сырье: минеральные соли; фосфатное сырье — апатит и фосфориты; серное и борное сырье.

III. Минеральные строительные материалы и сырье для их производства: керамическое сырье — пегматиты, фарфоровый камень, высокоглиноземистые силикаты, волластонит; глины и каолины; песок и гравий; карбонатные породы; гипс и ангидрит; активные минеральные добавки — диатомиты, трепелы, опоки, трассы и пуццоланы; породы для получения легких строительных материалов — шунгит, перлит, вермикулит; по-

роды для каменного литья; естественные строительные камни.

Эта классификация, как, впрочем, и другие, в определенной мере условна, так как один вид сырья в силу многообразия свойств может применяться в разных областях и, естественно, фигурировать в разных классификационных группах. Например, флюорит, гипс и ангидрит могут быть перемещены во вторую группу, а магнезит и брусит — в третью.

Индустриальное сырье представлено минералами, обладающими исключительными физическими свойствами (высокая твердость, мягкость, огнеупорность, волокнистость, оптические и пьезоэлектрические, диэлектрические эффекты). Они используются в естественном виде, подвергаясь в основном механической обработке.

К химическому сырью относятся специфические горные породы и минеральные агрегаты (соляные породы, фосфориты, апатит-нефелиновые, апатит-магнетитовые и серные руды, бораты), из которых путем химической переработки извлекают элементы и разнообразные химические соединения. Оценка качества сырья этой группы наиболее близка к таковой металлических полезных ископаемых.

В группу минеральных строительных материалов входят широко распространенные полиминеральные горные породы, большая часть из которых применяется в естественном виде, а некоторые подвергаются термической или технологической переработке с получением легких заполнителей бетонов, каменного литья, керамических изделий и вяжущих веществ — алебастра, извести и цемента.

Роль и значение неметаллических полезных ископаемых в развитии народного хозяйства трудно переоценить, и практически невозможно найти отрасль промышленности или техники, где не использовалось бы неметаллическое сырье. Применение неметаллических полезных ископаемых во всех сферах народного хозяйства возрастает с каждым годом, что обусловлено вовлечением в сферу промышленного освоения новых видов дешевого и широко распространенного в природе неметаллического сырья, резким увеличением потребностей сельского хозяйства в минеральных удобрениях, интенсивным ростом жилищного, промышленного и дорожного строительства, широким внедрением химических методов обработки разных видов сырья. Все эти причины выдвинули неметаллическое сырье на видное место в промышленной жизни как социалистических, так и ведущих капиталистических стран [30].

В последние годы особенно остро ставятся вопросы охраны недр и окружающей среды, которые связаны с комплексным использованием руд, утилизацией отходов горнодобывающих, обогащательных и металлургических предприятий. В подавляющем большинстве случаев эти отходы могут быть использованы в качестве дешевого попутного сырья для производства серной кислоты, цемента, заполнителей бетонов, каменного литья

и т. п., т. е. они по сути дела представляют собой техногенные месторождения неметаллических полезных ископаемых.

Для многих особенно ценных неметаллов (алмаз, графит, слюды, оптические и пьезоэлектрические минералы, ювелирные камни) широко развивается синтез в заводских условиях; он осуществляется на основе природного сырья, к качеству которого предъявляются особые требования.

С геохимических и петрографо-минералогических позиций неметаллические полезные ископаемые резко отличаются от металлических тем, что в их строении принимают участие петрогенные элементы — кислород, кремний, фосфор, хлор, фтор, углерод, кальций, магний, натрий, калий и алюминий, которые составляют более 95 % объема литосферы и образуют широко распространенные магматические и осадочные породы. Минеральный состав неметаллических полезных ископаемых представлен силикатами, оксидами, карбонатами, галоидами, фосфатами, сульфатами и очень редко самородными элементами (алмаз, графит и сера). Наиболее крупные концентрации неметаллических полезных ископаемых связаны с экзогенными процессами выветривания и осадконакопления — как хемогенного, так и биогенного. В формировании многих осадочных полезных ископаемых (глины, бентониты, цеолиты, фосфориты) особое значение приобретают процессы гальмиролиза и диагенеза.

Одной из отличительных черт эндогенного рудогенеза неметаллов является прямое влияние состава вмещающих пород на состав промышленно ценных минералов, что указывает на ведущую роль в их формировании изохимических реакций, протекающих без привноса из магматического очага главных рудообразующих компонентов при участии постмагматических или метаморфических растворов. Такие условия образования характерны для месторождений талька, асбестов, магнезита, пьезокварца, цеолитов и многих других видов неметаллического сырья, что побуждает геологов выделить особый генетический тип месторождений — гидротермально-метаморфический, известный и для рудных, но шире распространенный среди неметаллических полезных ископаемых.

Месторождения неметаллических полезных ископаемых формируются при тех же геологических процессах, что и рудные месторождения, но для первых типичен больший диапазон условий образования, что предопределяет введение в их генетическую классификацию таких, например, генетических типов, как гидротермально-метаморфический, ископаемых рассолов и биогенно-инфильтрационный.

В настоящем учебнике за основу принята генетическая классификация месторождений полезных ископаемых П. М. Татаринова [22] как наиболее простая и удобная для учебных целей, однако за время, прошедшее после ее публикации, произошли существенные изменения в области учения о полезных

ископаемых, поэтому авторы внесли в указанную классификацию ряд дополнений, руководствуясь в основном фундаментальным трудом академика В. И. Смирнова [40].

Генетическая классификация месторождений неметаллических полезных ископаемых

А. Эндогенные месторождения

I. *Магматические месторождения* (строительные камни, представленные изверженными породами — граниты, базальты, диабазы, лабрадориты, вулканические туфы, перлиты и т. п.).

1. Раннемагматические (алмазы). 2. Позднемагматические (графит, апатит). 3. Ликвационные (сульфидная сера).

II. *Пегматитовые месторождения* (полевые шпаты, мусковит, кварц, драгоценные и поделочные камни, корунд и наждак, оптический флюорит).

III. *Карбонатитовые месторождения* (апатит, флогопит, вермикулит, карбонатные породы, хризолит).

IV. *Постмагматические месторождения.*

1. Альбитит-грейзеновые (драгоценные камни).

2. Контактво-метасоматические и скарновые (хризотил-асбест, флогопит, благородная шпинель и др.).

3. Гидротермальные больших и умеренных глубин высоко-, средне- и низкотемпературные:

1) постинтрузивные абиссальные (плутоногенные) и гипабиссальные, связанные с малыми интрузиями (флогопит, апатит, флюорит и др.);

2) гидротермально-метаморфические (хризотил- и амфибол-асбесты, тальк и тальковые камни, магнезит, горный хрусталь);

3) стратиформные и телетермальные — амагматогенные (флюорит, барит и др.).

4. Вулканогенно-гидротермальные малых глубин и приповерхностные высоко-, средне- и низкотемпературные:

1) субмаринные эвгеосинклинальные — колчеданные (пирит, барит);

2) субаэральные построгоенные и эксгальационные (флюорит, барит, цеолиты, агат, алуни, исландский шпат, сера, бораты).

5. Вулканогенно-(эксгальационно-)осадочные:

1) субмаринные (барит, возможно некоторые фосфориты);

2) субаэральные кратерно-озерные (сода, бораты, цеолиты, сера).

Б. Экзогенные месторождения

I. *Месторождения выветривания.*

1. Обломочные — элювиальные и делювиальные россыпи (алмазы, графит, барит, драгоценные камни, тальк, пески, маршаллит).

2. Остаточные:

1) глинистые, каолиновые и латеритные коры выветривания (глины, каолины, бокситы);

2) типа «железной шляпы» (бораты, барит, малахит, азурит);

3) инфильтрационные и биогенно-инфильтрационные (фосфориты, барит, магнезит, бораты, гипсы, сера).

II. *Осадочные месторождения.*

1. Механические осадочные месторождения:

1) аллювиальные, прибрежно-морские, морские, озерные, флювиогляциальные, золотые россыпи (пески, галечники, алмазы) и связные породы (песчаники, гравелиты, конгломераты);

2) переотложенные осадки тонкодисперсных продуктов выветривания (глины, каолины, бентониты, магнезит).

2. Химические осадочные месторождения:

1) из коллоидных растворов (бокситы, минеральные краски и др.);

2) из истинных растворов (минеральные соли, бораты, известняки, доломиты, мергели).

3. Биохимические или биогенные (известняки, фосфориты, диатомиты, трепелы, опоки, сера).

В. Метаморфогенные месторождения

I. *Метаморфизованные месторождения* (апатит).

II. *Метаморфические месторождения* (андалузит, силлиманит, кианит, мраморы, кварциты, графиты, драгоценные камни, гнейсы, кровельные сланцы и многие другие).

Г. Техногенные концентрации

Отвалы горнодобычных предприятий, «хвосты» и шламонакопители обогатительных фабрик, шлакохранилища металлургических заводов.

Примечание. Некоторые пегматитовые, скарновые и гидротермально-метаморфические месторождения по условиям образования могут быть отнесены к метаморфогенным.

Глава I

ДРАГОЦЕННЫЕ (ЮВЕЛИРНЫЕ), ПОДЕЛОЧНЫЕ И ТЕХНИЧЕСКИЕ КАМНИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К ювелирным и поделочным камням (камнесамоцветное сырье) относятся минералы и горные породы, которые обладают рядом свойств, определяющих эстетическую ценность изготавливаемых из них изделий. Наиболее важные из этих свойств — прозрачность, красивый цвет, яркий блеск, высокий показатель преломления и значительная его дисперсия, опалесценция, переливчатость, иризация, астеризм, твердость.

Прозрачность — важнейшее свойство ювелирных камней, используемых в ограненном виде или в виде кабошенов. Дефектами, снижающими прозрачность природных кристаллов, являются трещины, минеральные и газово-жидкие включения. Однако в ряде случаев включения вызывают интересные оптические эффекты, которые и обуславливают применение некоторых камней в ювелирных изделиях. При наличии многочисленных субпараллельных игольчатых или волокнистых включений возникает переливчатость, характерная для «кошачьего», «соколиного» и «тигрового глаза». Образование этих камней связано с окремнением параллельно-волокнистых агрегатов крокидолит-асбеста. Аналогичные эффекты наблюдаются и в ряде других минералов.

Игольчатые включения рутила, закономерно ориентированные по отношению друг к другу и к главной оси вмещающего их минерала, создают в звездчатом сапфире эффект астеризма. Астеризм встречается также в рубине, гранате, кварце. Весьма эффектны изделия из кварца-волосатика с включениями золотистых игл рутила, располагающихся беспорядочно или в виде сноповидных пучков.

Пластинчатые и игольчатые включения плагиоклазов в калиевых полевых шпатах, приуроченные к определенным кристаллографическим плоскостям, а также ильменита, гематита и рутила в плагиоклазах являются причиной иризации лунного камня, беломорита, лабрадора. Эти же эффекты могут быть связаны с особенностями двойникового строения плагиоклазов.

Радужная игра благородных опалов обусловлена их структурой, характеризующейся закономерным размещением мельчайших шариков аморфного кремнезема, которые образуют объемную интерференционную решетку.

Блеск камня в значительной степени определяется его показателем преломления. Из прозрачных камней наиболее ярким блеском обладает алмаз, показатель преломления которого достигает 2,42. Соперничать с алмазом в этом свойстве могут только сфалерит, касситерит и рутил, которые также обладают алмазным блеском. Блеск циркона, сфена, граната, корунда занимает промежуточное положение между алмазным и стеклянным. Блеск большинства остальных прозрачных камней приближается к стеклянному.

Цветовая игра ограненных камней, которая наиболее ярко выражена в бриллиантах, обусловлена дисперсией показателя преломления. У алмаза разница в показателях преломления в интервале видимой части спектра (430—687 нм) составляет 0,044. В этом отношении алмаз превосходит все бесцветные камни, но уступает сфену, касситериту, демантоиду и некоторым синтетическим камням.

Твердость ювелирных камней меняется от 10 по шкале Мооса у алмаза до 4,5 у опала и бирюзы. Еще меньшую твердость имеют некоторые ювелирно-поделочные и поделочные камни: малахит, гагат, селенит, агальматолит. Высокая твердость обеспечивает долговечность наиболее ценных ювелирных камней, изделия из которых служат веками.

Цвет ювелирных камней является одним из важнейших свойств, которое часто определяет их ценность. Камни, относящиеся к одному минеральному виду, могут отличаться по окраске весьма существенно, как, например, минералы ряда бериллов: воробьевит, аквамарин, изумруд, и ряда корундов: сапфир, рубин. Окраска бывает часто неустойчивой и меняется при воздействии на минералы солнечного света, нагрева, γ -облучения. Окраска при этом может усиливаться, ослабляться, пропадать или менять колориметрические характеристики. На этих свойствах минералов основано облагораживание цветных камней.

В отдельных случаях интересные декоративные особенности в камне создаются трещинами. Развитие вторичных минералов в родоните и яшме по трещинам придает образцам пейзажный рисунок. Искусственно формируемые при прокаливании янтаря лепестковидные трещины существенно оживляют однородные прозрачные разновидности этого ювелирно-поделочного камня.

Многие свойства ювелирных и поделочных камней нашли широкое применение в технике, что вызвало выделение особой группы технических камней. К таким свойствам можно отнести высокую твердость и абразивность (алмаз, корунд, гранат), однородность, прочность и вязкость микрозернистых и тонковолокнистых агрегатов (агат, нефрит), пьезоэлектрические свой-

ства (кварц, турмалин), способность образовывать оптически активные среды (рубин, сапфир). В соответствии с этим технические камни подразделяют на оптические и пьезоэлектрические, абразивные и точные.

В зависимости от сочетания физических свойств, определяющих эстетический облик минералов, частоты их встречаемости и, соответственно, стоимости ювелирные и поделочные камни подразделяются на ряд групп. По классификации Е. Я. Кивеленко [17] выделяются следующие группы: 1) ювелирные (драгоценные) камни: алмаз, изумруд, рубин, синий сапфир (I порядок); александрит, оранжевый, фиолетовый и зеленый сапфир, благородный черный опал, благородный жадеит (II порядок); демантоид, шпинель, благородный и огненный опал, аквамарин, топаз, родолит, турмалин (III порядок); хризолит, циркон, желтый, зеленый и розовый берилл, кунцит, бирюза, аметист, пироп, альмандин, лунный и солнечный камень, хризопраз, цитрин (IV порядок); 2) ювелирно-поделочные камни: лазурит, жадеит, нефрит, малахит, янтарь, горный хрусталь, чароит (I порядок); агат, амазонит, родонит, гематит-кровавик, иризирующий обсидиан, обыкновенный опал, непрозрачные иризирующие полевые шпаты (II порядок); 3) поделочные камни: яшма, письменный гранит, окаменелое дерево, мраморный оникс, лиственит, обсидиан, гагат, селенит, флюорит, авантюриновый кварцит, агальматолит, рисунчатый кремнь, цветной мрамор.

Прозрачные ювелирные камни используются в украшениях преимущественно в ограненном виде. Тип огранки (рис. 1) выбирается в зависимости от исходной формы природного образца, его размеров и свойств камня. Наиболее простую огранку применяют для мелких камней, сложную — для крупных и редких самоцветов. Полупрозрачным и непрозрачным ювелирным камням придают форму кабошона. Ювелирно-поделочные и поделочные камни обычно используются в виде плоских вставок и кабошонов. Из них изготавливают также камнерезные изделия: геммы, декоративные фигурки, пепельницы, вазы, шкатулки и др.

Качество драгоценных и поделочных камней регламентируется различными ГОСТами и ТУ. Основными оценочными параметрами служат размер бездефектных частей, количество и размер инородных включений и каверн, густота, тон и равномерность распределения окраски, декоративность рисунка, интенсивность проявления оптических эффектов — иризации, опалесценции, переливчатости, астеризма.

После обработки сохраняют свои названия все драгоценные камни, кроме алмаза, который после огранки называется бриллиантом. Драгоценные камни, наряду с благородными металлами, служат валютным эквивалентом государственного достоинства, а наиболее крупные и совершенные из них представляют собой национальные сокровища.

Стоимость ювелирных камней определяется преимущественно их качеством и массой (табл. 1), которая обычно измеряется в каратах (1 кар=0,2 г).

Технические камни широко применяются для производства мелких каменных деталей в точных приборах (подпятники, подшипники, опорные призмы, втулки, часовые камни), лабораторного оборудования (агатовые и яшмовые ступки и пестики) и других изделий (фильеры, нитеводители, гладильные и

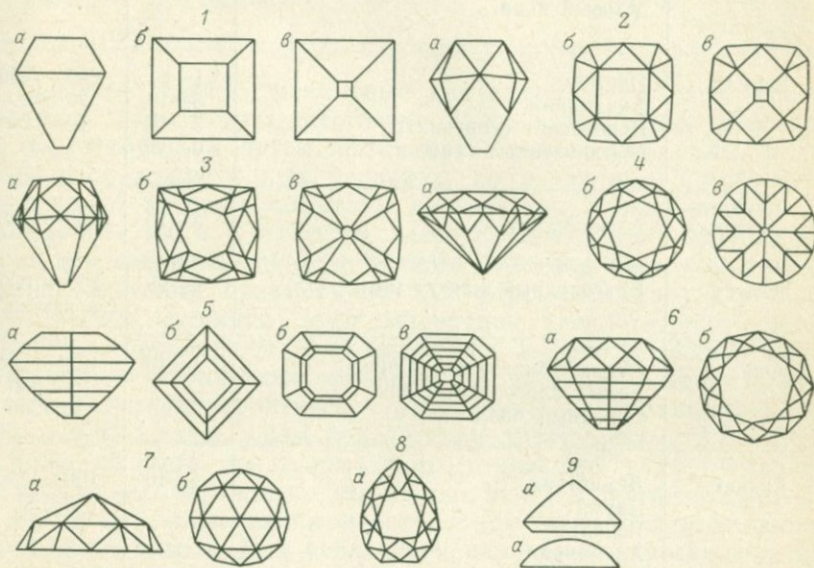


Рис. 1. Главные типы огранки драгоценных камней. По Е. Я. Киевленко (а — вид сбоку, б — вид сверху, в — вид снизу).

1, 2 — простая для мелких камней; 3 — старая бриллиантовая; 4 — современная бриллиантовая; 5 — ступенчатая; 6 — комбинированная; 7 — «розо́й»; 8 — «лезинкой»; 9 — кабошо́ном

лощильные валики и доски, абразивный инструмент). Качество технических камней определяется однородностью строения, отсутствием включений и трещин, размерами. Природные и синтетические технические камни (рубин, сапфир, изумруд) широко используются в квантовых генераторах для формирования оптически активных сред.

Редкость и высокая стоимость природных ювелирных камней стимулировали интенсивное развитие синтеза этих минералов. В настоящее время искусственным путем получены кварц и окрашенные его разновидности (дымчатый кварц, аметист, цитрин), алмаз, изумруд, рубин, сапфир, шпинель, благородный опал, бирюза, александрит, лазурит и ряд других минералов. Синтетические камни обычно ценятся в несколько раз ниже

Таблица 1

Сравнительные розничные цены в США на ограниченные драгоценные камни высокого качества по данным 1975—1978 гг. [17]

Минерал	Драгоценный камень	Масса камня, кар	Цена за 1 кар, дол.
Корунд	Рубин Сапфир синий Сапфир оранжевый, зеленый, фио- летовый и др.	1—10	200—10 000 100—2000 20—600
Берилл	Изумруд Аквамарин Воробьевит (морганит) Обыкновенный берилл	1—8 5—10 5—10 5—15	250—7000 20—300 10—100 2—35
Хризоберилл	Александрит	3—10	100—5000
Жадит	Благородный жадит (империал)	5—15	300—1000 (за камень)
Опал	Черный благородный опал Белый благородный опал Огненный опал	1—10	100—1500 25—300 10—200
Гранат	Демантоид Пироп Родолит Альмандин	1—10	100—1000 5—80 10—200 5—80
Шпинель	Рубицелл (оранжевый) Рубиновая шпинель Хлоршпинель (зеленая), сапфирин (голубой), альмандиновая шпинель (малиновая)		20—300 10—200 5—100
Топаз	Розовый топаз Голубой и оранжевый топаз	5—15	20—250 10—100
Турмалин	Рубеллит Верделит, индиголит и др.	5—15	10—300 5—100
Оливин	Хризолит (перидот)	1—10	5—100
Сподумен	Кунцит	5—15	5—50
Циркон	Гиацинт и др.	1—15	2—50

Минерал	Драгоценный камень	Масса камня, кар	Цена за 1 кар. дол.
Бирюза	Бирюза	10—20	5—50
Кварц	Аметист Цитрин	5—15	3—30 1—10
Халцедон	Хризопраз	10—20	10—100 (за камень)

природных, однако ювелирные синтетические алмазы массой более 1 кар стоят существенно дороже природных аналогов.

Синтетическим путем получены не только минералы, встречающиеся в природных условиях, но и новые искусственные минералы, которые обладают свойствами, позволяющими использовать их в ювелирном деле. К ним можно отнести иттрий-алюминиевые гранаты, оксиды циркония или гафния кубической сингонии (фианит), титанат стронция (фабулит) и др. Физические свойства этих минералов удовлетворяют самым высоким требованиям, предъявляемым к драгоценным камням. Бесцветные ограненные фианиты по красоте, блеску и игре цвета визуальнo практически неотличимы от бриллиантов, что обусловлено их высоким показателем преломления (2,14—2,18) и более высокой, чем у алмаза, его дисперсией (0,06). Фианиты уступают алмазу только по твердости—8,5 по шкале Мооса.

Широко применяются в ювелирном деле облагороженные природные камни. Для усиления и изменения окраски ювелирных камней широко используют γ -облучение, которое вызывает возбуждение радиационных центров окраски. Ювелирно-поделочные камни, представленные тонкопористыми минеральными агрегатами (агаты, опал, бирюза), окрашиваются путем пропитки различными красителями или веществами, усиливающими окраску. Существенно влияет на окраску минералов нагревание, приводящее к ослаблению, исчезновению или изменению окраски. Коричневые цирконы при нагревании могут превращаться в бесцветные или голубые, аметисты—в цитрины, а цитрины и дымчатый кварц полностью обесцвечиваются.

Развитие техники синтеза позволяет в настоящее время облагораживать и коллекционное сырье. Друзы с плохо сохранившимися кристаллами кварца дорастиваются в автоклавах и приобретают первоначальную красоту.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Камнесамоцветное сырье представлено самыми разнообразными минералами и горными породами и характеризуется чрезвычайно широким диапазоном условий образования. Минераль-

ные виды, среди которых встречаются ювелирные разновидности, являются обычными для многих месторождений, но индивиды с необходимыми для ювелирного камня свойствами отмечаются очень редко. Поэтому ювелирно-поделочные камни часто добываются попутно при разработке месторождений других полезных ископаемых.

Эндогенные месторождения

Магматические месторождения. К этому генетическому типу относятся месторождения алмазов в кимберлитовых трубках, из которых попутно извлекают ювелирные хризолиты и пиропы, а также месторождения иризирующего лабрадора в габбро-анортозитах, циркона, сапфира и хризолита в основных эффузивах, обсидиана в кислых эффузивах, яшмовидных кварцевых и фельзитовых порфирах.

Пироп — постоянный спутник алмаза, но он широко распространен и в неалмазоносных кимберлитах. В этом случае его коренные месторождения обычно не имеют практического значения, но могут служить источником богатых россыпей. На якутских месторождениях, по данным Е. Е. Лазько, некоторые кристаллы пироба обладают дихроизмом; при ярком солнечном свете приобретают голубовато-зеленую окраску. Алмазоносные кимберлиты содержат значительные запасы пироба и хризолита, которые, однако, в связи с небольшими размерами кристаллов пользуются ограниченным спросом.

Коренным проявлениям циркона, сапфира и хризолита в основных эффузивах, как правило, свойственны низкие (непромышленные) концентрации, но коры выветривания по этим породам и возникшие при их размыве россыпи представляют собой главные источники ювелирного сапфира и циркона в Индокитае и Австралии.

Эффузивы кислого состава являются важным источником поделочного камня. К кайнозойским слабоизмененным кислым эффузивам приурочены месторождения обсидиана в СССР на Малом Кавказе. В эффузивах девонского возраста на Западном Алтае (Коргонское месторождение) широко распространены яшмовидные породы с высокими декоративными свойствами. Особенно красивы добываемые там «копейчатые яшмы».

Иногда в калиевых риолит-порфирах встречаются вкрапинки санидина, обладающего иризацией лунного камня. Промышленное значение этих месторождений невелико, но качество лунного камня бывает очень высоким.

Пегматитовые месторождения. Пегматиты — традиционный источник многих ювелирных и поделочных камней: топаза, берилла (аквамарина, воробьевита, гелиодора), турмалина (рубеллита), сподумена (кунцита, гиденита), горного хрусталя, амethysta, амазонита, иризирующих полевых шпатов, розового кварца, графического пегматита и др. Из пегматитов добывают

Таблица 2

Формации гранитных пегматитов с драгоценными и поделочными камнями [17].

Формационный тип	Минеральный тип	Вмещающие породы	Виды цветного камня
Редкометалльный и мусковитовый больших глубин	Олигоклаз-микроклиновый	Гнейсы и кристаллические сланцы пироксен-амфиболового и гранат-пироксенового состава	Амазонит, иризирующие полевые шпаты, графический пегматит
Редкометалльный, средних глубин (бесполостной)	Микроклин-альбитовый с лепидолитом Микроклиновый, берилл-мусковитовый	Биотитовые и двуслюдяные сланцы, амфиболиты	Турмалин, воробьевит, берилл
Миароловый с драгоценными камнями малых и умеренных глубин; занорышевый	Микроклин-альбитовый с лепидолитом Микроклиновый, берилл-мусковитовый Микроклиновый, топаз-берилловый	Габбро, амфиболиты, слюдяные сланцы Лейкократовые граниты, биотитовые сланцы То же	Турмалин, воробьевит, кунцит Берилл, гранат То же
Камерный	Микроклиновый, альбит-микроклиновый	Аляскитовые и лейкократовые граниты	Горный хрусталь, морион, топаз, берилл

также великолепный коллекционный материал: друзы амазонита, полевых шпатов с морионом, топазом, турмалином, слюдой. Наиболее богаты ювелирными камнями гранитные пегматиты (табл. 2). Особенно продуктивны на камнесамоцветное сырье камерные и миароловые пегматиты. В полостях этих пегматитов, объемы которых иногда достигают нескольких десятков кубических метров, встречаются уникальные по размерам и чистоте кристаллы топаза, цветных турмалинов, мориона, горного хрусталя и др. Месторождения данного типа известны на Украине, Урале, в Казахстане, а также в США, на о-ве Мадагаскар и в Афганистане. Со слюдяносными пегматитами жильного типа связаны месторождения графического пегматита, амазонита и иризирующего олигоклаза — беломорита.

В щелочных сиенитовых пегматитах отмечаются иризирующие калиевые полевые шпаты (обычно солнечные камни), сапфир, циркон.

Карбонатитовые месторождения. К комплексам ультраосновных — щелочных пород приурочены месторождения ювелирного хризолита (Восточная Сибирь); хризолит в них формируется при перекристаллизации порообразующего оливина и ассоциирует с клиногумитом, серпофитом и флогопитом. Ювелирный хризолит наблюдается также в гигантокристаллических оливин-флогопитовых породах флогопитового месторождения Ковдор. В целом этот генетический тип месторождений в качестве источника камнесамоцветного сырья исследован слабо.

Контактово-метасоматические месторождения. С контактово-метасоматическими процессами связано образование большого числа ювелирных и поделочных камней: изумруда, лазурита, рубина, благородной шпинели, демантоида, нефрита, жадеита. Наиболее интересны и хорошо изучены месторождения изумруда.

Месторождение изумрудов на Урале — Изумрудные Копи — известно более 150 лет и относится к слюдитовому типу. Такие месторождения распространены во многих странах мира (СССР, Индия, Зимбабве, ЮАР, Австралия, Бразилия и др.) и являются важнейшим источником ювелирных изумрудов. Месторождение Изумрудные Копи включает более 20 изумрудных участков развития продуктивных слюдитовых жил, залегающих в сланцево-амфиболитовой толще нижнего палеозоя вдоль контакта с Адуйско-Мурзинским гранитным массивом. Сланцево-амфиболитовая толща содержит небольшие согласные тела ультраосновных пород, преобразованных в серпентиниты, тальковые и тальк-хлоритовые сланцы, а также прорвана множеством даек диоритов, аплитов, гранитных пегматитов.

Рудные зоны месторождения приурочены преимущественно к телам ультраосновных пород и располагаются вблизи их контакта с диоритами или гранитами. Они представлены слюдитовыми жилами линзовидной или сложной формы (рис. 2), сложенными флогопитом с включениями сфена, апатита, циркона, ильменита и пирротина. Флогопит обогащен фтором, содержит небольшое количество рубидия, цезия и др. В центральной части жил встречаются линзы плагиоклазитов, а по бокам развиты реакционные оторочки: актинолитовая, хлоритовая и тальковая. Главная масса изумруда концентрируется в флогопитовой зоне, но иногда он отмечается и в тальковых породах.

Формирование изумруда на месторождении тесно связано с постмагматической деятельностью Адуйско-Мурзинского интрузива, имеющего редкометальную специализацию. При этом хром, необходимый для образования центров окраски, заимствовался из гипербазитов. Изумруд возникал на поздних стадиях становления слюдитовых жил при температуре 240—350°C [17]. Зарубежные месторождения данного типа сходны по геологическому строению с Изумрудными Копями.

Месторождения нефрита и жадеита также часто приурочены к контактам массивов альпинотипных гипербазитов с ин-

трузивами и мелкими телами кислых и основных пород. Месторождения нефрита всегда находятся в серпентинитах, подвергшихся интенсивному катаклазу и рассланцеванию. Нефритовые тела линзовидной формы примыкают преимущественно к дайкам габброидов. На контактах нефритовых тел наблюдается тремолитовая оторочка, возникшая по серпентинитам, а габброиды замещаются мелкозернистыми кальциево-силикатными породами, состоящими из диопсида, цоизита, волласто-

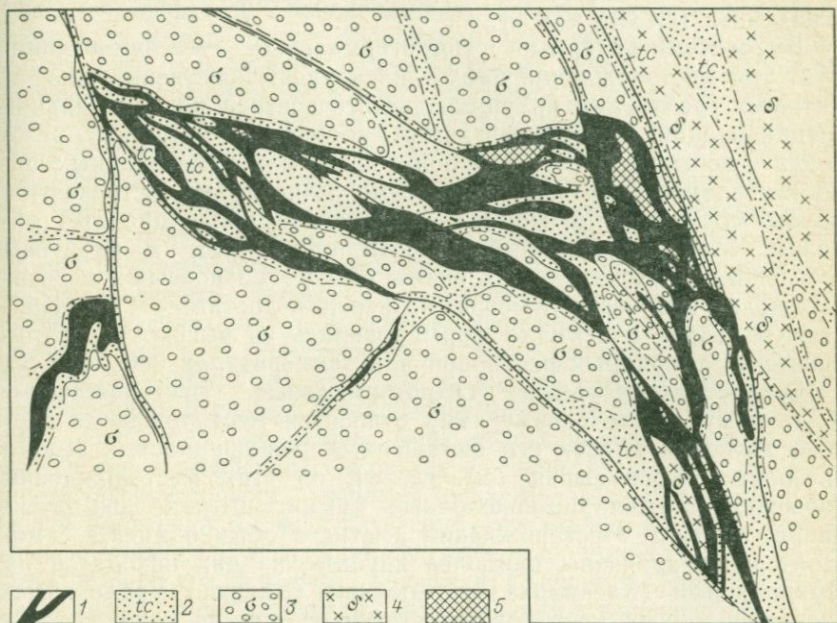


Рис. 2. Фрагмент строения слюдяного комплекса. По О. Е. Чижик и З. В. Лекуху.

1 — слюдяная жила; 2 — тальковые сланцы; 3 — ультраосновные породы; 4 — диориты; 5 — плагиоклазовые линзы

нита, гидрогроссуляра, везувiana, хлорита, кварца. Происхождение нефрита в настоящее время однозначно объясняется метасоматическим преобразованием серпентинитов на контакте с кальцийсодержащими алюмосиликатными породами, преимущественно габброидами, под воздействием высокотемпературных растворов.

Месторождения жадеита по общей геологической обстановке, форме и размерам минеральных тел близки нефритовым, но отличаются тем, что жадеит развивается не по серпентинитам, а непосредственно по заключенным в них альбитизированным дайкам кислых и средних пород (Итмурундинское месторождение в Казахстане). Менее ценны жадеитовые тела, образовавшиеся по лейкократовым габброидам (Полярный Урал).

Важный поставщик ювелирно-поделочных камней — магнетитовые скарны. Они являются единственным источником благородной шпинели и содержат наиболее высококачественные рубины (Бирма, Таиланд, Шри-Ланка). С этим же типом месторождений связаны наиболее крупные скопления высококачественного лазурита в СССР (месторождения Малобыстринское в Забайкалье и Ляджвардара на Памире) и Афганистане. К известковым скарнам тяготеют месторождения ювелирногоgrossуляра (Кения, Танзания), низкосортного лазурита (Чили) и родонита (СССР, США).

Высокотемпературные гидротермальные месторождения. Этот тип месторождений представлен преимущественно апогратитными грейзенами кварц-слюдистого состава редкометальной специализации. Ювелирные камни — берилл (аквамарины), реже топаз — добываются обычно попутно. В минерализованных полостях совместно с перечисленными минералами встречаются друзы морнона и флюорита — эффектные коллекционные образцы. Минерализованные полости приурочены к раздуваем грейзеновых прожилков, их объем обычно не превышает десятих долей кубического метра, но изредка достигает 1 м³. Кристаллы топаза и берилла формировались из высококонцентрированных хлоридных растворов при температурах 360—460 °С.

Среднетемпературные гидротермальные месторождения. К данному генетическому типу относятся месторождения горного хрусталя и всех его окрашенных разновидностей. Кроме пьезооптического сырья (см. гл. 8), из этих месторождений добывают и ювелирно-поделочные камни: цитрин, дымчатый кварц, аметист. Месторождения аметиста обычно имеют самостоятельное значение, наиболее крупные из них находятся на Приполярном (Хасаварка) и Среднем (Ватиха) Урале. Аметист в подобных месторождениях образуется на заключительных стадиях минерализации и нарастает на ранее сформированные кристаллы горного хрусталя, дымчатого и цитринового кварца. На месторождениях горного хрусталя часто встречаются эффектные кристаллы кварца-волосатика с золотистыми включениями рутила. Меньшее значение имеет кварц с включениями актинолита, турмалина, биссолита и других игольчатых и волокнистых минералов. Великолепным коллекционным сырьем являются друзы кристаллов кварца.

К указанному типу, вероятно, принадлежат и знаменитые месторождения изумруда Восточных Кордильер в Колумбии. Изумруды в них связаны с кальцитовыми и альбитовыми жилами, залегающими в углистых известняках и сланцах. В полостях совместно с изумрудом наблюдаются альбит и пирит. Длина кристаллов изумруда обычно 2—3 см, редко 10—15 см. В основном они окрашены в светло-зеленый цвет, но среди них отмечаются и великолепные густоокрашенные камни, принесшие колумбийским изумрудам мировую славу. Температура образования изумрудов на этих месторождениях 180—200 °С.

Низкотемпературные вулканогенно-гидротермальные месторождения, служащие основным источником халцедона (со всеми его цветными и текстурными разновидностями), являются приповерхностными образованиями. Агаты и неслоистый технический халцедон связаны с молодыми кайнозойскими, реже мезозойскими эффузивами: миндалекаменными порфиритами, андезитами, базальтами и их пирокластами. Непокрытые месторождения агата известны и в кислых эффузивах.

Выделения агата приурочены к полостям различного генезиса. По форме и происхождению полостей, в которых отлагались халцедон и агат, обособления последних можно подразделить на пять типов: миндалевидный агат, образовавшийся в газовых полостях; межшаровый агат — в полостях шаровых лав; гнездовой агат — в полостях растворения; жильный агат — в тектонических трещинах; трубчатый агат — в полостях разложения погребенных в вулканических брекчиях деревьев.

Промышленные скопления агатовых тел формировались в участках эффузивных пород, насыщенных открытыми полостями и пронизанных разрывными нарушениями, которые служили каналами движения гидротермальных растворов, генетически связанных с корневым эффузивным аппаратом. Выделение агата и сопутствующих ему минералов — кальцита, цеолитов, горного хрусталя и аметиста — происходило после образования основных складчатых и разрывных нарушений и сопровождалось изменением вмещающих пород. Размеры агатовых тел в эффузивных породах изменяются в очень широких пределах: наиболее крупные обособления миндалевидного агата достигают 0,5 м, а тела трубчатого агата имеют длину до 3 м и диаметр 0,5 м. К числу известных принадлежат месторождения агата Армении, Грузии и Северного Тимана. Крупнейшими в мире являются месторождения Бразилии, Уругвая и Индии.

С определенной долей условности к приповерхностным низкотемпературным месторождениям можно отнести месторождения мраморного оникса и гематита-кровавика. Мраморный ониск встречается в виде пластовых залежей в полостях отслоения в известняках (Армения, Азербайджан) или в виде натечных агрегатов — сталактитов, сталагмитов и др. — в карстовых пещерах в областях развития молодого кайнозойского вулканизма (Карлюкское месторождение в Туркмении).

Метаморфогенные месторождения

Ювелирно-поделочные камни могут возникать на различных этапах регионального и контактового метаморфизма пород. При низкотемпературном метаморфизме за счет кремнистых и марганценосных вулканогенно-осадочных пород спилит-кератофир-диабазовой формации формировались яшмы и родонит. Протяженные пласты сургучных яшм образовались при метамор-

физме кремнистых органогенных и органогенно-хемогенных осадков. Крупные месторождения яшм известны в СССР на Среднем и Южном Урале, в Австралии и США.

Марганценосные хемогенные или эксгальационно-осадочные карбонатные отложения в процессе зеленосланцевого метаморфизма замещаются силикатами марганца — родонитом, бустамитом, спессартином. Месторождения этого типа в СССР развиты на Урале (Малосидельниковское и Кургановское).

Со средне- и высокотемпературными фациями регионального метаморфизма связано формирование альмандина, лунного камня, рубина и сапфира. Альмандин — обычный породообразующий минерал кристаллических сланцев и гнейсов, но ювелирные его разновидности встречаются нечасто. Наиболее богаты ювелирным альмандином слюдистые сланцы, что обусловлено его большей сохранностью в этой пластичной породе. Примером месторождений альмандина может служить Китильское в Карелии.

В некоторых кварц-полевошпатовых гнейсах, претерпевших метаморфизм амфиболитовой и гранулитовой фаций, развиты порфиروبласты ортоклаза с серебристой иризацией (лунный камень). В глубоко метаморфизованных гнейсах и гранулитах отмечается мелкая вкрапленность рубина и сапфира. Эти породы являются одним из источников рубина, сапфира и единственным источником знаменитого лунного камня о-ва Шри-Ланка.

Экзогенные месторождения

Месторождения выветривания. Процессы выветривания играют важную роль в формировании промышленных скоплений камнесамоцветного сырья. В связи с высокой твердостью и химической стойкостью, которые весьма характерны для ювелирных камней, они часто образуют месторождения остаточного типа. Извлечение камнесамоцветного сырья из рыхлых пород коры выветривания значительно облегчает и удешевляет обработку подобных месторождений. Коры выветривания представляют собой также важный промежуточный коллектор камнесамоцветного сырья для аллювиальных россыпей. Коры выветривания имеют большое значение для добычи таких ценных ювелирных камней, как алмаз, рубин, сапфир, циркон, гранат, аметист, агат и др.

Широкое распространение месторождений ювелирных камней в странах экваториального пояса во многом обусловлено мощным развитием в условиях влажного тропического климата кор выветривания, в которых происходили сепарация и природное обогащение камнесамоцветного сырья.

С инфильтрационными процессами связано образование важных ювелирно-поделочных минералов: опала, хризопраза, малахита, бирюзы. Латеритные никеленосные коры выветри-

вания по серпентинизированным гипербазитам вмещают скопления хризопраза, концентрирующегося в центральной и нижней частях коры выветривания. К нижним частям каолиновых кор выветривания по песчано-глинистым породам тяготеют скопления благородного опала; наиболее крупные месторождения подобного типа находятся в Австралии.

Знаменитые уральские месторождения малахита возникли при окислении исходных сульфидных медных руд, сопровождавшемся переотложением меди в виде малахита в приконтактовых карстовых воронках в известняках. При окислении стратиформных медных руд месторождений Заира и Замбии формировались крупные скопления малахита, что обусловлено приуроченностью руд к карбонатным породам или песчаникам с карбонатным цементом.

В корях выветривания горных пород, содержащих медь и фосфор, образуются месторождения бирюзы. Лучшие месторождения бирюзы с камнями самого высокого качества связаны с кислыми эффузивами, несущими медно-порфировую минерализацию. На месторождениях этого типа встречается плотная ярко-голубая бирюза в виде желваков (Бирюзакан в СССР, Иран, США). Бирюзоносные коры выветривания осадочных пород широко распространены в Кызылкумах, где они развиты по пиритизированным углисто-кварцевым сланцам.

Осадочные месторождения являются важнейшим источником камнесамоцветного сырья. Чисто хемогенным путем в известковом иле возникают скопления кремнистого вещества, которое в процессе диагенеза раскристаллизовывается с образованием рисунчатых кремней; скопления последних известны во многих карбонатных породах, но промышленные месторождения представлены аллювиальными россыпями. Биохимическим путем формируются месторождения гагата и янтаря. Однако наиболее важным генетическим типом для многих ювелирно-поделочных и технических камней: алмаза, изумруда, рубина, сапфира, гранатов, благородной шпинели, корунда, нефрита, агатов и других — являются россыпные месторождения. В процессе россыпеобразования происходит не только концентрация устойчивых к выветриванию драгоценных камней, но и их обогащение за счет скалывания и истирания дефектных частей. Россыпи цветных камней легче обрабатываются и экономически более выгодны при эксплуатации по сравнению с коренными источниками. Из россыпей в настоящее время за рубежом добывается часть алмазов, практически весь рубин, сапфир, циркон, благородная шпинель и янтарь.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Алмаз является полиморфной модификацией углерода, кристаллизующейся в кубической сингонии. В метеоритах и импактитах отмечается гексагональная модификация углерода — лонсдейлит, близкая по свойствам алмазу.

В природе алмаз встречается в виде кристаллов и агрегатов — лучистых и микрозернистых. Кристаллы алмаза имеют формы октаэдра, ромбододекаэдра, реже тетраэдра и гексаэдра. Они могут быть плоско- и кривогранными, осложненными в процессе роста и растворения. Строение кристаллов нередко зональное; величина их может быть самой различной — от микроскопических выделений до крупных кристаллов, размером в несколько сантиметров в поперечнике и массой сотни и тысячи каратов.

Алмаз может содержать значительное количество примесей в виде несгораемого остатка — «золей». Наименьшее ее количество (0,02—0,05 %) свойственно прозрачным кристаллам, наибольшее (до 5 %) — агрегатам и густоокрашенным кристаллам с включениями.

Содержание примесей увеличивается в краевых зонах и на гранях кристаллов. Состав примесей в алмазах весьма разнообразен: Al, Si, Ca, Mg, Cu, Fe, Cr, Sr, Co, Sc и др. Очень характерно присутствие азота, образующего в алмазах дефектные центры и сегрегации различного строения. По содержанию азота алмазы подразделяются на азотные (0,25 % N) и безазотные (менее 0,001 % N), отличающиеся некоторыми физическими свойствами. Безазотные алмазы не люминесцируют и имеют слабую электропроводность.

В алмазах встречаются твердые, жидкие и газовые включения. Твердые включения представлены оливином, пиропом, диопсидом, хромитом, графитом, сульфидами железа, никеля, кобальта и меди, очень редко — алмазом и кимберлитом. Жидкие и газовые включения содержат H_2O , H_2 , CH_4 , CO, CO_2 и N_2 .

Твердость алмаза — 10 по шкале Мооса, но по абсолютной твердости он в 150 раз превышает корунд и в 1000 раз — кварц. Твердость алмаза неодинакова в различных кристаллографических направлениях: максимальная отмечается на гранях октаэдра, средняя — на ромбододекаэдрических гранях и минимальная — на гранях куба, что связано с различной плотностью кристаллических решеток по отмеченным направлениям. На этом свойстве основаны распиловка, огранка и шлифовка алмазов.

Алмаз обладает совершенной спайностью по граням октаэдра, что обуславливает его довольно высокую хрупкость.

Тонко- и микрокристаллические агрегаты алмаза более стойки к ударным нагрузкам и являются более прочными, чем кристаллы.

Плотность алмаза варьирует от 3,47 до 3,56 г/см³ и зависит от структуры кристаллов, количества примесей и включений. Показатель преломления 2,42, дисперсия 0,065 (в 5 раз выше, чем у кварца), угол полного внутреннего отражения света 24°50'. Указанные оптические свойства алмаза определяют его яркий, так называемый алмазный блеск, искристость и исключительную игру цветов, связанную с разложением белого света на составляющие.

Алмазы могут быть идеально прозрачными, полу- и непрозрачными, что зависит от степени совершенства их структуры, присутствия примесей и включений, а также густоты окраски. Окраска алмазов разнообразна. Различают алмазы бесцветные, бесцветные с голубым, желтым, зеленым, розовым, дымчатым, серым, коричневым и другими оттенками и окрашенные — желтые, зеленые, голубые, розово-лиловые, дымчато-коричневые, молочно-белые, серые и черные. Известны алмазы с равномерной, зональной и пятнистой окраской. Цвет алмазов обусловлен различными причинами: наличием определенных хромофоров (Сг, Fe, Ti), дефектных центров в кристаллической решетке, воздействием природного радиоактивного излучения, тонкораспыленным графитом и включениями (углекислота, графит).

Алмаз способен люминесцировать под воздействием ультрафиолетового, катодного и рентгеновского излучений. Он гидрофобен, но хорошо смачивается жирами: прилипает к поверхностям, покрытым жировыми смесями, что используется при обогащении алмазных концентратов.

Алмаз теплопроводен и является диэлектриком, при трении заряжается положительно, а некоторые его разновидности (голубые и синие) обладают полупроводниковыми свойствами. Кристаллы алмаза сцинтиллируют при попадании в них заряженных частиц, т. е. в них возникают световые вспышки и появляется импульс электрического тока, что позволяет применять их в качестве счетчиков (детекторов) элементарных частиц.

Алмаз — химически весьма устойчивый минерал. Он не растворяется ни в кислотах, ни в щелочах, но сгорает в расплавах едких щелочей, селитры и соды. Он загорается на воздухе при температуре 850—1000 °С, в кислороде при 720—800 °С. Без доступа воздуха алмаз переходит в графит при температуре 1200—1500 °С. Следовательно, при атмосферном давлении графит представляет собой устойчивую, а алмаз — неустойчивую (метастабильную) модификации углерода. Область стабильного состояния алмаза определяется следующими P — T условиями: давление около $6 \cdot 10^3$ МПа и температура 1700—1800 °С. Возможен переход графита в алмаз при меньших давлениях и температурах в присутствии катализаторов.

В настоящее время разработано много способов синтеза алмазов в заводских условиях, позволяющих выращивать кристаллы алмаза в промышленных масштабах. Синтетические алмазы по свойствам не отличаются от природным, но в основном имеют небольшие размеры (1—2 мм). По способам использования алмазы разделяют на ювелирные и технические.

Ювелирные алмазы. Алмаз — драгоценный камень первого класса, обладающий исключительно красивой игрой и блеском. В группу ювелирных алмазов включают кристаллы и их обломки, характеризующиеся высокой прозрачностью, отсутствием или равномерностью окраски, бездефектностью (трещины и включения). Наиболее высоко ценятся бесцветные и с голубым оттенком бездефектные кристаллы (камни чистой воды); появление желтого и других оттенков снижает стоимость алмаза (камни нечистой воды). Прозрачные алмазы с красивой и редкой окраской (синей, красной) выделяются под названием «фантазийные камни» и ценятся особо. Основными показателями качества кристаллов алмазов служат их размер (масса), прозрачность, окраска и оттенок, отсутствие или наличие пятен, муты, трещин.

Минимальный размер ювелирных алмазов 0,05 кар (0,01 г). Крупными считаются алмазы массой более 10 кар. Алмазам массой более 50 кар дают названия. Самый крупный алмаз (обломок кристалла) «Куллинан» имел массу 3025,75 кар и размеры $5 \times 6,5 \times 10$ см. За всю историю добычи алмазов в мире было найдено 26 ювелирных камней массой более 400 кар каждый. Наиболее известными ювелирными алмазами, найденными в СССР, являются «Звезда Якутии» — 232 кар, «Мария» — 105,88 кар и «Валентина Терешкова» — 51,66 кар.

Природные кристаллы алмаза обычно невзрачны, и для выявления игры света и блеска их ограняют и шлифуют (см. рис. 1). Огранка алмазов чрезвычайно сложный и трудоемкий процесс. Камень в зависимости от типа огранки теряет от 15 до 50 % первоначальной массы, но стоимость ограненных камней возрастает в несколько раз. Крупные ювелирные алмазы обычно раскалывают и распиливают для получения большого числа бриллиантов. Из алмаза «Куллинан» было изготовлено два крупных бриллианта («Звезда Африки» — 530,2 кар и «Куллинан II» — 317,4 кар) и 103 мелких. Общая масса бриллиантов, полученных из «Куллинана», составила 1063,65 кар (34,25 %). Наиболее крупными и ценными историческими бриллиантами, принадлежащими СССР, являются «Орлов» — 194,8 кар и «Шах» — 88,7 кар. Выход ювелирных алмазов из общей массы добываемых в мире алмазов составляет 15—20 %.

Технические алмазы. Все природные алмазы, не отвечающие по качеству требованиям, предъявляемым к ювелирным камням, а также все синтетические алмазы включаются в группу технических. Выделяют несколько разновидностей

технических алмазов: 1) борт — неправильные темной окраски полупрозрачные и непрозрачные кристаллы, их крупные обломки и сростки, лучистые и зернистые агрегаты неправильной формы; 2) баллас — тонкозернистые агрегаты шаровидной формы с более твердой оболочкой, чем ядро; особенно ценятся крупные балласы диаметром 4—5 мм; 3) карбонадо — желвакообразные пористые микрозернистые агрегаты темно-зеленого и черного цвета с твердой оболочкой; 4) конго — тончайшие обломки кристаллов (алмазная мелочь) и мелкие наиболее низкосортные непрозрачные неправильные кристаллы.

Технические природные и синтетические алмазы, благодаря их уникальным физическим свойствам, широко используются в различных отраслях науки и техники. Применение алмазов в буровой технике, металлорезании, камне- и металлообработке резко увеличило скорости бурения скважин и обработки изделий, улучшило их качество. Потребности народного хозяйства в природных и синтетических алмазах возрастают ежегодно, что вызывает интенсификацию добычи природных и производства синтетических алмазов.

В настоящее время технические алмазы используются при изготовлении многочисленных приборов, инструментов и абразивов. Так, в точном приборостроении и прецизионной измерительной аппаратуре природные кристаллы алмазов ювелирного качества применяют для изготовления детекторов элементарных частиц, работающих в агрессивных средах, сверхчувствительных термометров, полупроводников. При производстве однокристалльного алмазного инструмента (волоки или фильеры для протягивания тончайшей проволоки из тугоплавких и твердых металлов; резцы часовые и делительные для резки полупроводниковых материалов; наконечники для термометров; иглы граверные и стеклорезы) используются природные кристаллы разновидности борт.

Наиболее ценятся буровые коронки, армированные крупными балласами, карбонадо и бортами, обладающими повышенной ударостойкостью; широко применяются коронки, армированные мелким бортом и синтетическими алмазами (200—300 штук на коронку). Металло- и камнерезный многокристалльный алмазный инструмент (резцы, фрезы, пилы и сверла) армируется мелкими алмазами — как природными (борт), так и синтетическими. Для изготовления абразивных инструментов и материалов (шлифовальные и полировальные круги, шкурки, напильники и пасты) используют низкосортный мелкообломочный борт, конго и синтетические алмазы. Эта область потребляет примерно 75—80 % всех добываемых технических алмазов.

Перспективные запасы алмазов* составляют (в млн. кар): общие 1500 (300 т); из них на долю Африки приходится 1400

* Все приводимые далее цифры запасов и добычи даются без данных по СССР.

(94 %), Южной Америки 80 и Азии 20; запасы в отдельных странах такие (в млн. кар): Заир 520, Танзания 150, Гана 100, ЮАР 80, Ангола 30, Индия и Индонезия по 10—12.

За все время мировой добычи (до 1977 г.) было извлечено около 1250 млн. кар алмазов, в том числе в Африке — 1180 млн. кар. Мировая добыча алмазов постоянно растет: в 1970 г. она составила 33,5 млн. кар, а в 1980 г. достигла 38,7 млн. кар. В общем балансе добычи решающая роль принадлежит Африке (90 %). На первом месте по добыче технических алмазов стоит Заир (65 %), а ювелирных — ЮАР. Карбонадо добывается только из россыпей в Южной Америке в количестве 30 тыс. кар в год.

Производство синтетических алмазов ежегодно возрастает, улучшается их качество и увеличиваются размеры. В начале 70-х годов в мире получали около 30 млн. кар искусственных алмазов в год, в 1975 г. — более 60 млн. кар, а к 80-м годам их производство превысило 100 млн. кар. Цены на синтетические алмазы стабильны и составляют 2,65 дол. за 1 кар. Они регулируют цены на природные технические алмазы, уровень которых в среднем поддерживается в 3 дол. за 1 кар. Цены на ювелирные алмазы неустойчивы и имеют тенденцию к постоянному увеличению. Ювелирные алмазы обычно продаются партиями, масса которых составляет тысячи каратов. В зависимости от соотношения алмазов разного размера и качества в партиях цена за 1 кар варьирует от 29 до 97 дол. (данные за 1970 г.). Крупные ювелирные алмазы оцениваются индивидуально.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редкие находки мелких алмазов в последние годы были сделаны в метеоритах, метеорных кратерах, в ультрамафитах и мафитах складчатых областей, в вулканических бомбах и базальтовых лавах. Все эти находки имеют исключительно важный научный интерес.

Промышленные месторождения алмазов принадлежат к трем генетическим типам: 1) раннемагматическому (трубки взрыва и дайки) класса магматических месторождений эндогенной серии; 2) обломочному (элювиальные и делювиальные россыпи) класса месторождений коры выветривания экзогенной серии и 3) механических осадков (пролювиальные, аллювиальные и прибрежно-морские россыпи) класса осадочных месторождений той же серии.

Эндогенные месторождения

Раннемагматические месторождения. Промышленные коренные месторождения алмазов приурочены только к телам кимберлитов — трубкам, реже дайкам. Первая алмазоносная кимберлитовая трубка была обнаружена в 1871 г. у пос. Кимберли

в Южной Африке. В настоящее время в мире открыто более 2000 кимберлитовых тел. Из них около 10 % алмазоносны и только 2,5 % промышленно алмазоносны. Содержание алмазов в промышленно алмазоносных трубках варьирует от 0,2 до 12 кар на 1 т.

Коренные месторождения алмазов известны только на древних платформах, где они пространственно и генетически связаны с проявлениями кимберлитового магматизма. Кимберлитовая магма — производное подкорковых магматических очагов. Из них по глубинным разломам ультрамафитовая (пикритовая) первичная магма поступала в верхние горизонты земной коры, где на глубинах 3—5 км под мощным осадочным чехлом платформ формировались промежуточные (сателлитные) магматические очаги (камеры), в которых происходили дифференциация первичной магмы и образование кимберлитовой магмы [47]. Из этих камер периодически осуществлялись эксплозии и интрузии кимберлитовой магмы, содержащей алмазы, что приводило к возникновению трубок взрыва (диатрем), даек и силлов (рис. 3). Рассматривается также возможность образования кимберлитового дифференциата по пути следования первичной магмы из мантии к трубкам взрыва без формирования промежуточных камер [28].

Кимберлиты представляют собой субвулканические (гипабиссальные) ультрамафические породы повышенной щелочности, обладающие порфировидной структурой. Вкрапленники представлены минералами двух ассоциаций: 1) хромовой — несколько генераций оливина (преобладающий минерал), хромдиопсид, хромовый пироп-кноррингитовый красно-фиолетовый гранат, хромит, алмаз; 2) титановой — титановый пироп-альмандиновый красно-оранжевый гранат, пикроильменит, магнетит, муассанит (SiC), пироксен и флогопит. Основная масса кимберлитов мелко- и микрокристаллическая; она состоит из карбонатов, оливина, пироксенов, флогопита, магнетита, шпинели, ильменита, перовскита, монтчеллита, мелилита и апа-

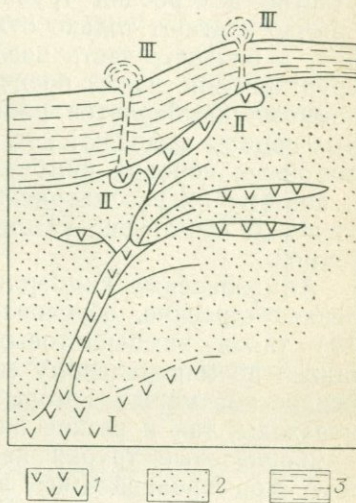


Рис. 3. Схема образования кимберлитовых трубок. По Л. Н. Леонтьеву и А. А. Каденскому (с упрощением). 1 — магма; 2 — кристаллический фундамент; 3 — осадочный чехол. I — II — магматические очаги; I — глубокий; II — сателлитные (камеры); III — трубка взрыва

тита. Породы обычно изменены постмагматическими процессами и превращены в серпентин-хлорит-карбонатную массу (голубая земля), содержащую вторичные минералы: кварц, халцедон, пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и др.

Кимберлиты подразделяются на слюдяные (лампрофировые), которые формируют в основном дайки и силлы и являются неалмазоносными или слабоалмазоносными, и базальтоидные, бедные флогопитом, часто алмазоносные, принимающие участие в строении трубчатых тел. Собственно кимберлиты обычно слагают только отдельные участки кимберлитовых трубок, а большая часть последних образована взрывными и эруптивными (реже) брекчиями, а также автобрекчиями (с обломками кимберлитов ранних фаз внедрения). Тонкообломочные породы выделяют как кластические туфы. Во всех этих обломочных породах кимберлит служит цементирующей массой, и поэтому их рассматривают как кимберлитовые породы в отличие от собственно кимберлитов, обладающих массивной текстурой.

Алмазоносные кимберлитовые трубки имеют сложное внутреннее строение, обусловленное присутствием нескольких (до 10) типов кимберлитовых пород и кимберлитов, различающихся по минеральному составу и текстурно-структурным особенностям, между которыми наблюдаются как постепенные переходы, так и резкие интрузивные контакты. Следовательно, кимберлитовые трубки являются многофазовыми образованиями, сформировавшимися в результате многократного прорыва кимберлитовой магмы. В некоторых трубках насчитывают до пяти самостоятельных фаз внедрения. Отмечают, что однофазовые трубки, сложенные одним-двумя типами кимберлитовых пород, менее алмазоносны по сравнению с многофазовыми.

В взрывных кимберлитовых брекчиях может содержаться до 50 % ксенолитов различных пород, которые по составу подразделяют на родственные и чуждые кимберлитам.

Ксенолиты родственных пород представлены породами перидотитовой и эклогитовой групп. К первой относятся дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, верлиты и грикванты (оливин-пироповые породы), а ко второй — пироксениты и эклогиты (пироксен-пироповые породы). Ксенолиты родственных пород имеют округлую желвакоподобную форму со следами оплавления и транспортировки в магме. Определение абсолютного возраста кимберлитов и ксенолитов родственных пород в трубках показывает их относительную разновозрастность, что позволяет рассматривать их в качестве производных промежуточных очагов.

К ксенолитам посторонних пород, преобладающим количественно, принадлежат остроугольные обломки вмещающих трубки пород: кристаллических сланцев, базальтов, доломитов, известняков, песчаников и др. Они, как и вмещающие трубки породы, не несут следов термического метаморфизма. Их коли-

чество увеличивается к контактам трубок и уменьшается с глубиной. Размеры обломков варьируют от сантиметров до десятков метров в поперечнике («риффы»). Большая часть обломков испытала перемещение вниз, «зависая» на тех или иных уровнях трубок, при этом в составе обломков фиксируются даже породы, уничтоженные эрозией. Реже устанавливается перемещение обломков вверх по трубке. Отмеченные особенности расположения обломков вмещающих пород указывают на то, что кимберлитовая магма на стадии формирования трубчатого канала (эксплозия, взрыв) имела агрегатное состояние жидкого или газовой-жидкого флюида.

Кимберлитовые трубки представляют собой конусовидные тела с округлыми, овальными или линзовидными горизонталь-

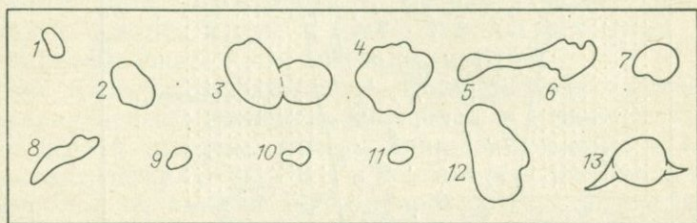


Рис. 4. Форма некоторых кимберлитовых трубок Якутской и Южно-Африканской провинций.

Трубки: 1 — Амакинская; 2 — Мир; 3 — Удачная (сдвоенная трубка); 4 — Зарница; 5 — Геофизическая; 6 — Ленинградская (5 и 6 — две трубки, соединенные дайкой); 7 — Дальняя; 8 — Сытыканская; 9 — Москвичка; 10 — Искорка; 11 — Дружба (СССР); 12 — Орапа (Ботсвана); 13 — Коффифонтейн (ЮАР)

ными сечениями, площадь которых уменьшается с глубиной (рис. 4). На уровне современного эрозионного среза трубки имеют самые разнообразные размеры. Размер самой крупной трубки Мвадуи в Танзании 2525×1068 м. Размеры наиболее известных и продуктивных трубок Южной Африки следующие (в м): Премьер 914×457 , Кимберли 300×150 , Дебирс 330×210 , Дютуйтспен 670×260 , Булффонтейн 350×340 .

Кимберлитовые трубки подразделяются на тела глубокого и местного заложения. Вертикальная протяженность первых около 2 км, но полностью сохранившиеся от эрозии трубки редки, и, как правило, их глубина составляет 800—1200 м. Вторые имеют глубину 200—300 м. Они чаще всего являются сателлитными, ответвляясь от первых, или представляют собой раздувы даек. Трубки местного заложения так же, как и трубки небольшого сечения, обычно неалмазоносны или слабоалмазоносны.

В строении трубок глубокого заложения различают три части: верхнюю кратерную, среднюю диатремовую и канальную (рис. 5). Кратерные части трубок — это пустотелые жерла, выполненные впоследствии обломочным материалом, сносимым с бортов трубок и конусных построек. Они наблюдаются только

в трубках, расположенных в слабозеродированных районах (Мвадуи в Танзании, Орапа в Ботсване и Копьескрааль в ЮАР). Диатремовые части трубок, наибольшие по длине, сложены эксплозивными брекчиями и туфами кимберлитов, а каналные их части — полосчатыми или флюидальными кимберлитами; здесь наблюдаются контактовые изменения вме-

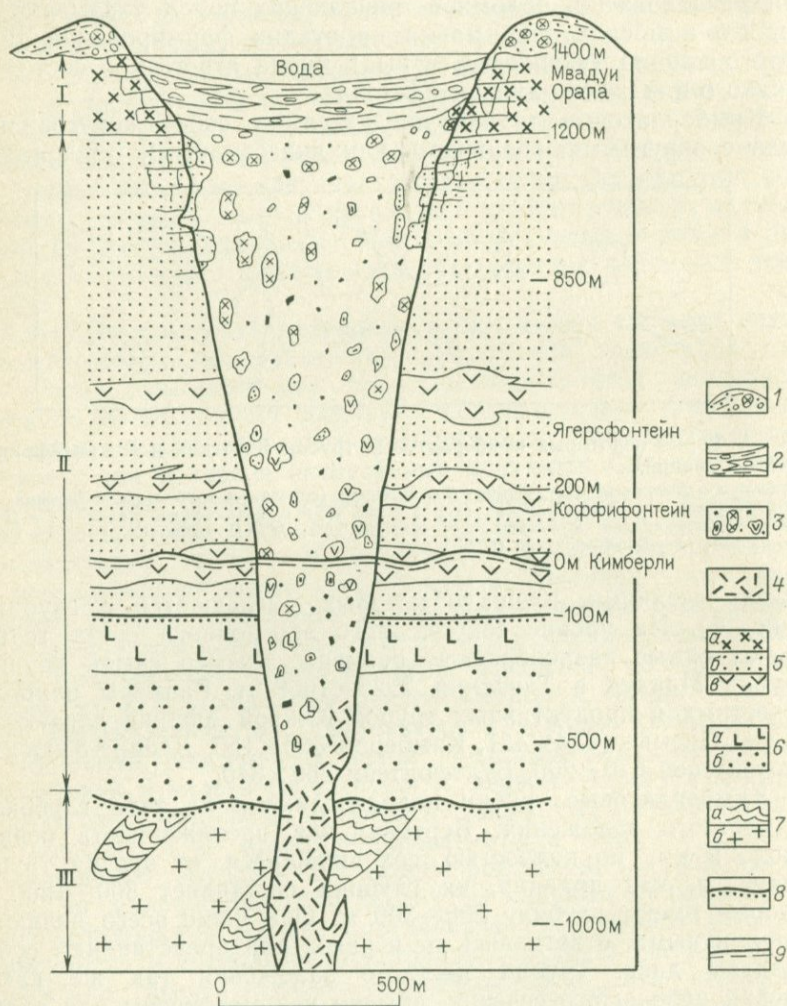


Рис. 5. Графическая модель южно-африканских кимберлитовых трубок. По Дж. Хаусону (с упрощением).

1 — туфы вулканического конуса; 2 — кратерные осадки; 3 — эксплозивные кимберлитовые брекчии (агломераты, туфы); 4 — интрузивные брекчии и кимберлиты; 5 — породы системы Карру (C₃-P-T): а — основные лавы, б — сланцы, песчаники, в — долериты; 6 — система Вентесдорп (PR₁): а — андезитовые лавы, б — конгломераты, кварциты; 7 — Первичная система (AR): а — сланцы, б — гранитогнейсы; 8 — границы систем; 9 — современная поверхность трубок и силлов в поле Кимберли. Части трубок: I — кратерная, II — диатремовая, III — каналная

щающих пород (ороговикование), а алмазы несут следы графитизации. Канальные части трубок переходят либо в дайки, либо в зоны смятия и трещиноватости, т. е. трубки не имеют прямой связи с промежуточными очагами. Кимберлиты канальных частей трубок так же, как и крупных даек, внедрялись позже взрывных брекчий. В подавляющем большинстве алмазоносных кимберлитовых трубок эрозией на разных уровнях вскрыты их диатремовые части.

Алмазоносны все части трубок, но максимальная алмазоносность фиксируется в диатремовых частях. С глубиной в трубках алмазоносность уменьшается. Распределение алмазов в трубках неравномерное. Алмазы заключены в основном в мелкозернистой кимберлитовой массе, но иногда они встречаются в жилах кимберлита, проникающих во вмещающие породы и ксенолиты чуждых пород, и очень редко в эклогитах. Дайки обычно неалмазоносны или слабоалмазоносны.

Среди многочисленных гипотез формирования алмазов наиболее популярными являются мантийная и вулканическая. Согласно первой гипотезе, алмазы кристаллизовались в глубинных магматических очагах или в верхней мантии Земли, откуда они вместе с обломками пород эклогитового и перидотитового слоев мантии по разломам транспортировались кимберлитовой магмой до поверхностных слоев земной коры, где отделяющиеся от нее газы пробивали трубчатые каналы, которые заполнялись кимберлитом с алмазами. Допускается кристаллизация алмазов и по пути перемещения кимберлитовой магмы. Алмазы по данной гипотезе рассматриваются как раннемагматические образования.

Вторая гипотеза основывается на моделях действующих вулканов центрального типа ультраосновного — щелочного состава, связанных с промежуточными очагами. В этих очагах вследствие «накачки» флюидов, частичной кристаллизации магмы и отделения летучих, а также тектонического сжатия создавались химические и термодинамические ($P-T$) условия, необходимые для кристаллизации алмазов и сопутствующих минералов. Кристаллизация алмазов за счет ювенильного углерода с участием магматических сульфидов в качестве катализаторов осуществлялась по следующей схеме: $2\text{FeS} + \text{CO}_2 = 2\text{FeO} + \text{S}_2 + \text{C}$ (алмаз).

Судя по минеральному и агрегатному составу включений в алмазах, их кристаллизация происходила в кимберлитовом карбонатизированном, обогащенном летучими компонентами расплаве после выделения хромовой, но перед становлением титановой ассоциации минералов. На этом основании делается вывод о позднемагматическом генезисе алмазов [47].

Трубки и дайки формировались в условиях тектонического растяжения пород. По раскрывающимся в кровле магматических очагов трещинам флюидизированные кимберлитовые расплавы, содержащие кристаллы алмазов, других минералов и

родственные включения, устремлялись вверх. На глубинах около 2 км от поверхности, там, где давление флюидов превышало литостатическое, они, двигаясь с большой скоростью, пробивали (газовые взрывы) или разрабатывали (гидравлическое дробление и флюидное диспергирование) в трещиноватых породах осадочного чехла трубчатые каналы.

Образование трубок было прерывисто-пульсационным, что предопределялось как тектоническими причинами, так и крайне изменчивыми термодинамическими условиями эволюции промежуточных очагов в течение длительного времени их существования. Механизм становления кимберлитовых трубок и кристаллизации алмазов в промежуточных очагах объясняет многие особенности их строения и распределения алмазов (соседство алмазоносных и неалмазоносных трубок, дробление крупных алмазов, отсутствие термального метаморфизма обломков вмещающих пород, слабая графитизация алмазов и др.).

Кимберлитовые алмазоносные трубки (рудные тела, или коренные месторождения) обычно встречаются группами (три и более) совместно с дайками и силлами; они вытягиваются цепочками вдоль контролирующих разрывных нарушений или образуют некоторое подобие сеток, приурочиваясь к местам пересечения разрывных нарушений и зон трещиноватости разных направлений. Такие группы кимберлитовых тел, контролирующихся единым тектоническим элементом и имеющих узкий возрастной интервал формирования, выделяются как кимберлитовые поля (районы).

Наиболее крупные площадные единицы распространения коренных и россыпных месторождений алмазов — алмазоносные провинции, которые представляют собой обширные территории, располагающиеся на окраинах древних платформ с широко проявленным ультраосновным — щелочным и кимберлитовым магматизмом. Алмазоносные провинции приурочены к глубинным разломам фундамента платформ, обычно не затрагивающим осадочный чехол. Молодые рифтовые зоны иногда образуют внешнюю границу развития наиболее молодого кимберлитового магматизма (Восточная Африка). Внутренняя граница алмазоносных провинций проходит по окраинам крупных синеклиз, характеризующихся накоплением мощных толщ эффузивных трапповых формаций (платобазальты). В пределах алмазоносных провинций отмечается проявление интрузивных траппов (силлы и дайки), а также развитие ультраосновного — щелочного магматизма, усиливающегося к внешней границе провинций.

Кимберлитовая провинция состоит из десятков кимберлитовых полей, содержащих сотни кимберлитовых тел (трубки, дайки и силлы) и разделенных обширными пространствами, лишенными проявлений кимберлитового магматизма. Алмазоносные кимберлитовые поля концентрируются преимущественно в пределах положительных платформенных структур (анте-

клизы и валы), тяготея к оперевающим глубинные разломы разрывным структурам второго и более высоких порядков.

Приведем краткое описание наиболее характерных алмазных кимберлитовых трубок. Трубка Премьер расположена вблизи г. Претория (ЮАР). Она представлена диатремовой частью, имеет овальное сечение, площадь которого сокращается с глубиной. Трубка прорывает окварцованные фельзиты и нориты Бушвельдского комплекса и сложена принадлежащими к четырем возрастным группам 11-ю разновидностями кимберлитовых пород — туфобрекчий и туфов, содержащих ксенолиты, песчаников, кварцитов, конгломератов, фельзитов и норитов. Кимберлитовые породы секутся карбонатными дайками.

Трубка Премьер разрабатывается с 1903 г. В настоящее время добыча ведется на глубинах более 500 м от поверхности. Содержание алмазов в верхней части трубки было 0,3 кар/т и с глубиной уменьшилось до 0,278 кар/т. Ежегодная добыча алмазов 1,8—2,2 млн. кар. В трубке обнаружено около 1000 разновидностей алмазов — преимущественно бесцветных и коричневых. Наиболее ценятся ювелирные камни чернильно-синего цвета.

Крупные камни встречались довольно часто. В трубке в 1905 г. на глубине 5 м в элювии («желтая земля») был найден алмаз «Куллинан» — бесцветный с голубым оттенком.

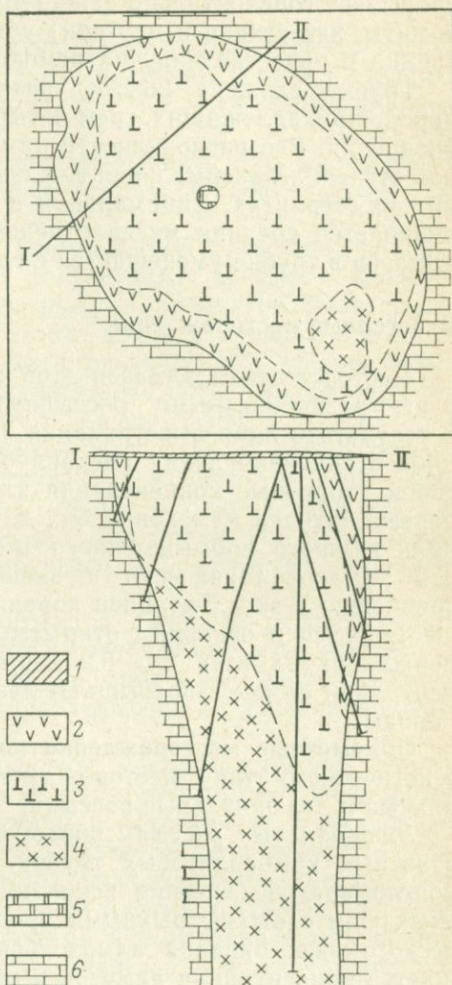


Рис. 6. Схематическая геологическая карта и разрез кимберлитовой трубки Мир. По А. П. Бобривичу, М. Н. Бондаренко и др.
1 — элювий; 2—4 — кимберлит: 2 — измененный желтого цвета, 3 — измененный зеленого цвета, 4 — малоизмененный зелено-черного цвета; 5 — крупный ксенолит («риф») карбонатных пород; 6 — карбонатные породы усть-кутской свиты

Трубка Мир находится в Мало-Ботуобинском алмазоносном районе Якутской АССР (открыта в 1955 г.). Она имеет овальную форму в плане и воронкообразную — в разрезе. Трубка прорывает горизонтально залегающие карбонатные породы (доломиты, известняки и мергели) усть-кутской свиты нижнего ордовика и представлена диатремовой частью (рис. 6).

Трубка сложена шестью разновидностями кимберлитовых пород, принадлежащих трем-четырем последовательным фазам внедрения. Все разновидности кимберлитов алмазоносны в разной степени. Максимальная алмазоносность фиксируется в поздних кимберлитах, минимальная в ранних, но в последних увеличивается средняя масса отдельных кристаллов. Содержание алмазов в трубке уменьшается с глубиной.

Экзогенные месторождения

Месторождения алмазов этой генетической серии представлены разнообразными россыпями, которые сформировались в результате либо выветривания (обломочные месторождения), либо осадконакопления (механические осадки) и представляют собой вторичные концентрации алмазов. С россыпями связаны первые находки алмазов, и они до настоящего времени не потеряли важного промышленного значения. Эксплуатация россыпей алмазов технически и экономически более выгодна по сравнению с эксплуатацией коренных месторождений. Она осуществляется в основном открытым способом при бортовых содержаниях алмазов 0,1—0,2 кар/м³. Во многих россыпях концентрации алмазов превышают десятки каратов на 1 м³ рыхлой породы.

Обломочные месторождения кор выветривания. К данному генетическому типу месторождений алмазов относятся элювиальные и делювиальные россыпи.

Элювиальные россыпи образуются при выветривании алмазоносных кимберлитовых трубок, алмазоносных песчаников и конгломератов (древние ископаемые россыпи), вскрытых эрозией. Они сложены рыхлыми продуктами химического и физического выветривания алмазоносных пород, в которых повышается концентрация алмазов и облегчаются условия их извлечения.

Наиболее специфическая и продуктивная кора выветривания возникает в самых верхних горизонтах кимберлитовых трубок во влажном и теплом климате. Она выделяется под названием «желтая земля» и представляет собой глиноподобную массу желтого цвета, состоящую из карбонатов, опала, барита и глинистых минералов. Алмазы в ней находятся в «свободном» состоянии и извлекаются промывкой. Мощность «желтой земли» достигает десятков метров. В арктическом климате элювий кимберлитов сформирован дресвой и мелкой щебенкой, распространяющейся на глубину 3—5 м.

Дельювиальные россыпи образуются на склонах возвышенностей и у их подошвы ниже выходов алмазоносных пород. Они возникают в результате смещения обломочного материала под действием силы тяжести, смыва дождевыми и снеговыми водами.

В умеренном климате дельювиальные россыпи имеют только поисковое значение, но в условиях аридного климата в крупных карстовых депрессиях формируются богатые промышленные россыпи.

Механические осадочные месторождения. Эти месторождения подразделяются на пролювиальные, аллювиальные, прибрежно-морские и эоловые россыпи.

Пролувиальные россыпи. Промышленные россыпи данного генезиса образуются только в условиях аридного климата в районах широкого развития рыхлых продуктов физического выветривания алмазоносных кимберлитов и древних россыпей. Их становление связано с катастрофическими тропическими ливнями и кратковременными грязевыми потоками, которые перемещают алмазы и формируют конусы выносов и отложения «сухих» рек, состоящие из смеси ила, глин и остроугольных обломков пород. Россыпи «сухих» рек известны в ЮАР (бассейн р. Оранжевой), Намибии, Анголе и Заире (площадь Касаи—Лунда). Пролувиальные россыпи занимают промежуточное положение между обломочными и осадочными образованиями.

Аллювиальные россыпи являются наиболее распространенными и важными в промышленном отношении среди экзогенных месторождений алмазов. Они приурочены к речным отложениям и в возрастном отношении подразделяются на древние и современные (молодые).

Древние россыпи представлены преимущественно дельтовыми отложениями палеорек — конгломератами, галечниками, гравелитами и грубозернистыми песчаниками, залегающими в основании терригенных толщ разного геологического возраста: от протерозоя до мезозоя включительно. Древние россыпи не связаны с современным рельефом, сложены, как правило, сцементированными породами и характеризуются крайне низкими содержаниями алмазов. Они не эксплуатируются, за исключением докембрийских конгломератов в Индии и ЮАР — Витватерсранд (в последнем случае алмазы извлекаются попутно при добыче золота). Первичный источник алмазов для большинства древних россыпей не установлен, но предполагают, что эту роль играли денудированные кимберлиты. Древние россыпи являются важным источником алмазов современных элювиально-дельювиальных и аллювиальных промышленных россыпей.

Современные россыпи подразделяют на долинные, террасовые, пойменные и русловые (рис. 7). Долинным россыпям свойственна концентрация алмазов в грубозернистых отложениях

(галечники, гравий, валунники), различных полостях плотика, местах образования уступов и резких изгибов долины. В целом распределение алмазов крайне неравномерное, гнездово-струйчатое, но наблюдается довольно быстрое увеличение содержания алмазов и их размеров по мере приближения к коренному источнику. В некоторых случаях обнаруживается прямая связь аллювиальных россыпей через ложковые и делювиальные с коренным источником.

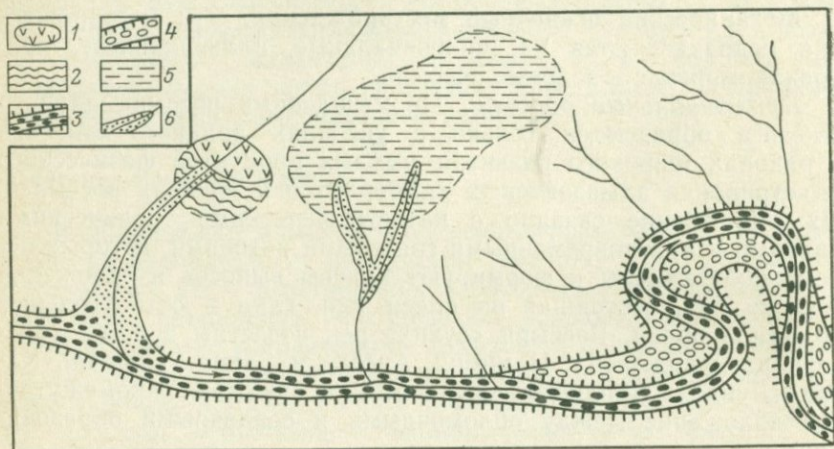


Рис. 7. Схема расположения алмазоносных россыпей различных типов в плане. По А. П. Бурову.

Россыпи: 1 — элювиальные, 2 — делювиальные, 3—4 — аллювиальные (3 — долинные, 4 — террасовые), 5 — пролювиальные, 6 — ложковые

Террасовые россыпи представляют собой долинные россыпи предыдущих эрозийных циклов, и поэтому для них характерны те же особенности, но нередко отмечается увеличение концентрации алмазов на низких (молодых) террасах.

Аллювиальные россыпи известны в Африке, Азии (Индия, КНР), Южной Америке (Бразилия, Венесуэла, Гайана), Австралии, а также в СССР (бассейн р. Вилуя). Наиболее продуктивен бассейн р. Касаи (левый приток р. Конго). Здесь выделено три крупных алмазоносных площади: Касаи-Лунда, Бушимае-Лубилаш и Шаба (Катанга).

Прибрежно-морские россыпи алмазов образуются на пологих океанических берегах при следующих условиях: выносе алмазов реками из глубин континента, их разносе вдоль побережья (господствующие ветры, дующие под углом к побережью), аридном климате. Среди прибрежно-морских россыпей различают пляжевые, террасовые, шельфовые (последние чаще всего являются затопленными дельтовыми и пляжевыми). Россыпи характеризуются большой протяженностью (десятки километров) при небольшой ширине (сотни метров) и мощности

(метры), песчано-галечниковым составом. Алмазы концентрируются в галечниках и котлах высверливания, перекрываются песками.

Прибрежно-морские надводные и затопленные россыпи алмазов широко распространены почти на всем побережье Намибии, к северу от устья р. Оранжевой. В Намибии найдены и золотые россыпи, представленные скоплениями алмазов в котловинах выдувания в долинах сухих рек.

МИНЕРАГИЯ

Промышленные месторождения алмазов — кимберлитовые трубки, древние и современные россыпи — известны только на древних платформах, в тех их частях, где широко развит кимберлитовый и ультраосновной — щелочной с карбонатитами магматизм. Пространственно-генетическая связь этих двух типов платформенного магматизма наблюдается для большинства алмазоносных провинций мира.

В истории эволюции древних платформ выделено несколько тектоно-магматических циклов и этапов, в каждом из которых зафиксирован кимберлитовый магматизм. Он многократно проявлялся в палеозое, мезозое и кайнозое, но возможно и в докембрии, о чем свидетельствует наличие алмазов в протерозойских конгломератах Индии, Ганы и ЮАР (Витватерсранд).

Наибольшее число кимберлитовых трубок (более 1000) установлено на Африканской платформе в пределах Родезийско-Аравийского щита (Сахарская и Аравийская плиты неалмазоносны). Здесь выделяется пять алмазоносных провинций: 1) Южно-Африканская, охватывающая Намибию, Ботсвану, ЮАР и Лесото и располагающаяся в северной периферии синеклизы Карру с широко развитым эффузивным трапповым магматизмом. В ЮАР находится более 300 кимберлитовых трубок в 20 алмазоносных районах (полях); 2) Восточно-Африканская (Танзанийская), где обнаружены 193 кимберлитовые трубки; 3) Центральнo-Африканская, в состав которой входят кимберлитовые трубки, современные и древние россыпи Заира и Анголы; 4) Ганская, представленная преимущественно современными россыпями, связанными с разрывом речной сетью древних россыпей; 5) Гвинейская, характеризующаяся преобладанием даек над трубками и промышленной алмазоносностью как первых, так и вторых.

Индийская алмазоносная провинция вытягивается узкой меридиональной полосой в восточной части Индийской платформы вдоль восточного края Деканского траппового плоскогорья от р. Кен на севере до р. Пеннер на юге. Кимберлитовые трубки обнаружены на самом севере и на юге провинции. Основная добыча алмазов ведется на современных аллювиальных россыпях; меньшее значение имеют докембрийские конгломераты. Наиболее продуктивна южная часть провинции (группа место-

рождений Голконда), где были добыты самые известные исторические алмазы — «Кохинур», «Великий Могол», «Орлов», «Шах», «Хоппе» («Гоппе»).

Якутская (Сибирская) алмазоносная провинция располагается между Тунгусской синеклизой с широко проявленными эффузивными трапами и Предверхоянским прогибом. Выявленные здесь кимберлитовые трубки группируются в несколько алмазных полей.

Промышленная алмазоносность, связанная как с кимберлитами, так и с россыпями (преимущественно), характерна также для Южно-Американской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской и Австралийской платформ.

Глава 3

ГРАФИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Графит является полиморфной модификацией углерода, имеющей ярковыраженную или скрытую кристаллическую структуру гексагональной или тригональной сингоний (рис. 8).

Гексагональный графит является конечной формой метаморфического преобразования природных углеводородов. При температуре 2000—3000 °С и достаточно высоком давлении углерод приобретает гексагональную кристаллическую структуру. Ромбоэдрическая структура графита формируется при недостаточном термобарическом воздействии (температура ниже 2000 °С) или при деформации основной гексагональной структуры вследствие действия тектонических напряжений. При глубоко метаморфизме исходных углей доля кристаллического графита в метаантрацитах и частично ографиченном угле неограниченна. При полной кристаллизации доля ромбоэдрического графита уменьшается с увеличением степени регионального метаморфизма от 35 % до 3 %.

Графит встречается в виде агрегатов, сложенных либо гибкими неупругими кристаллами — пластинками, чешуйками и сростками кристаллов и чешуек, либо тонкодисперсной скрытокристаллической массой от стального серого до черного цвета с металлическим блеском. Главнейшие свойства графита: огнеупорность (температура плавления 3550 ± 50 °С), хорошая тепло- и электропроводность, химическая инертность, мягкость и пластичность, совершенная спайность кристаллов. Степень пластичности графитов зависит от совершенства ориентировки кристаллов в плоскости, параллельной спайности.

Свойства графита как руды зависят от его кристаллической структуры, величины, формы и взаимного расположения кристаллов, а также от наличия в нем примесей. Графитовые руды

по степени кристалличности подразделяются на явнокристаллические (величина кристаллов графита больше 1 мкм, межплоскостное расстояние d_{002} меньше 0,336 нм) и скрытокристаллические (величина кристаллов меньше 1 мкм и межплоскостное расстояние d_{002} равно 0,336—0,345 нм). Среди явнокристаллических графитовых руд по структурно-текстурным признакам различают чешуйчатые и плотнокристаллические.

Чешуйчатые графиты имеют крупнокристаллическую структуру и представлены чешуйчатыми кристаллами и их сростками, ориентированными преимущественно параллельно плоскости спайности. Текстуры чешуйчатых графитовых руд вкрапленные.

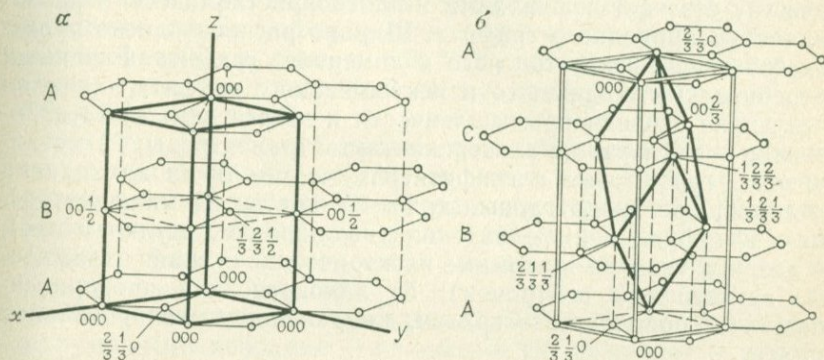


Рис. 8. Кристаллические модификации графита, по А. Р. Уббелде:

а — гексагональная; б — тригональная

Среди чешуйчатых графитов выделяют крупночешуйчатые (размеры кристаллов 0,1—5,0 мм и более) и мелкочешуйчатые (0,001—0,1 мм).

Плотнокристаллические графиты слагают массивные нечетко-слоистые породы, образованные плотно прилегающими различно ориентированными, реже ориентированными в плоскости сланцеватости кристаллами и сростками кристаллов. По размерам кристаллов среди плотнокристаллических графитов выделяют крупнокристаллические (размер кристаллов больше 50 мкм) и мелкокристаллические (размер кристаллов меньше 50 мкм) разновидности.

Скрытокристаллические графитовые руды обладают массивной, слоистой или столбчатой текстурой. Они образуются в результате глубокого метаморфизма углей. В скрытокристаллических графитовых рудах преобладают кристаллы ромбоэдрического графита, относительная доля которых уменьшается с увеличением метаморфизма. Промышленное значение имеют метаморфизованные до графита угольные пласты. Дисперсный скрытокристаллический графит, равномерно или послойно распределенный в метаморфических или метаморфизованных оса-

дочных породах, промышленного значения не имеет. Применение графита в различных отраслях промышленности обусловлено рядом уникальных свойств этого минерала: высокой огнеупорностью, электротеплопроводностью, антифрикционными свойствами, мягкостью, химической инертностью, непрозрачностью, черным цветом и способностью покрывать тонким слоем металлические поверхности (укрывистость). Графит применяется в промышленности в мономинеральном виде и в композициях с металлами, керамикой, пластическими массами.

Потребности промышленности в графите все в большей мере удовлетворяются за счет искусственного графита, который по качеству отвечает чешуйчатым и плотнокристаллическим разновидностям природного графита. Широко распространено производство коксового, ретортного и доменного графита. Главными потребителями природного и искусственного графита являются следующие отрасли промышленности и энергетики: 1) электротехника — скользящие электроконтакты и электроды; 2) металлургия — графитовые и графиткерамические тигли для плавки металлов, противопопригарные краски и пасты; 3) машиностроение — антифрикционные изделия (подшипники, втулки и др.); 4) ядерная техника и атомные электрические станции (графитовые замедлители нейтронов); 5) лакокрасочная промышленность и оргтехника — краски, карандаши, копировальная бумага.

Требования промышленности к графитовым рудам таковы: 1) для плотнокристаллических графитовых руд, используемых без обогащения, содержание графита должно быть 60—80 %; 2) чешуйчатые графиты, нуждающиеся в обогащении, в зависимости от технико-экономических показателей месторождений должны иметь среднее содержание графита от 6 % (Завальевское месторождение) до 17 % (Союзное месторождение); 3) для скрытокристаллических руд содержание графита изменяется от 70 % (без обогащения) до 15 % (при обогащении). Промышленный интерес представляют месторождения графита с запасами в десятки миллионов тонн.

Мировые ресурсы графита около 600 млн. т; из них резко преобладают ресурсы в метаморфизованных угольных формациях (СССР, Канада и др.) и в метаморфических протерозойских толщах (СССР, КНР, КНДР, Южная Корея).

Мировая добыча графита составляла в 1981 г. около 655 тыс. т, в том числе в отдельных странах было получено (в тыс. т): в КНР 176, Мексике 50, Южной Корее 61, Австрии 39, Индии 50, Шри-Ланка 11. На международном рынке в 1980 г. 1 т чешуйчатого графита стоила 583 дол., аморфного — 134 дол. В отдельных случаях цены на высокосортный крупночешуйчатый графит достигали 2100 дол./т.

Графит может образоваться различными способами: либо путем магматической кристаллизации из оксидов углерода, находящихся в исходной магме, либо путем кристаллизации из пневматолит-гидротермальных растворов, ассимилировавших углерод в форме оксидов из вмещающих пород, либо прямой графитизацией углистого или битумного вещества (скрытокристаллический графит).

Явнокристаллические графиты возникают в результате реакций разложения оксида углерода: $2\text{CO} \rightarrow \text{C} + \text{CO}_2$ (реакция Бюдуара) или при разложении углеводородов: $\text{C}_x\text{H}_y \rightarrow \text{C}_x + \text{H}_y$. Возможно также формирование графита при сравнительно низкотемпературных (менее 650°C) процессах восстановления оксида углерода свободным водородом по следующей схеме: $\text{CO}_2 + 2\text{H}_2 \rightleftharpoons \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$.

Как следует из приведенных реакций, образование явнокристаллического графита проходит газовой-жидкую фазу, что объясняет часто наблюдаемую миграцию углерода при формировании месторождений. Громадное количество скрытокристаллического графита образуется при метаморфизме угольного концентрированного вещества.

Магматические месторождения связаны с интрузивными и эффузивными породами — от кислых до щелочных и ультраосновных. Месторождения сформировались в результате магматической кристаллизации плотнокристаллического и чешуйчатого скрытокристаллического графита. Плотнокристаллический графит образует неравномерные скопления в штоках, гнездах, жилах; содержание его достигает 85 %. Реже это скопления чешуйчатого рассеянного графита. Известны небольшие месторождения высококачественного графита, приуроченные к гранитам (Черемшанское и Миасское на Урале; Клей в шт. Алабама, США; Каопанг в Таиланде), порфирам, порфирирам, габбро (Гарц в ФРГ; Оширебетсу в Японии); базальтам (Офиак в ФРГ).

Пегматитовые месторождения представлены неправильными жильными телами кварц-графитового состава в графитоносных вмещающих породах. Крупночешуйчатый графит развит в зальбандах жил. Содержание графита в пегматитовых жилах невысокое (3—5 %), руды вкрапленные, промышленное их значение незначительное. Графитсодержащие пегматиты известны в графитовых гнейсах в СССР, Бразилии, Индии, Канаде и др.

Контактово-метасоматические месторождения тяготеют к зонам контактов глубинных изверженных пород с известняками. В скарнах графит встречается совместно с гранатами, диопсидом, волластонитом, скаполитом и др., формируя в пределах магматических штоков неправильные гнезда, вытянутые вдоль контакта с интрузиями жилообразные тела протяженностью в сотни метров при мощности в десятки метров. Содержание

графита варьирует от 10 до 20 %, достигая в отдельных телах 50 % (плотный кристаллический графит).

Характерным примером является Ботогольское месторождение (рис. 9), расположенное в Центральной части Восточного Саяна (Бурятская АССР). Месторождение приурочено к антиклинорию, сложенному осадочной метаморфической толщей среднего протерозоя, состоящей из песчаников, гравелитов, уг-

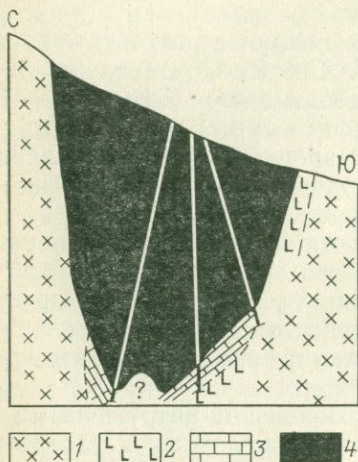
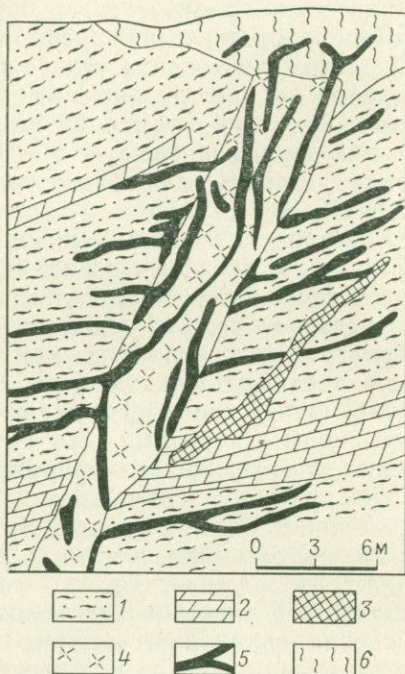


Рис. 9. Разрез Корнелевского штока Ботогольского месторождения графита. По И. И. Орешкину.

1 — нефелиновые сиениты; 2 — пироксен-нефелиновые породы; 3 — кальцитовые породы; 4 — графитовые руды

Рис. 10. Обобщенный разрез графитовых месторождений Шри-Ланка. По Д. Н. Вадиа.

1 — гнейсы; 2 — доломиты; 3 — пироксениты; 4 — пегматиты; 5 — графитовые руды; 6 — латеритная «шляпа»



листо-кварц-карбонатных и кварц-серицитовых сланцев с пачками и прослоями графитсодержащих мраморизованных известняков. Эта толща прорвана позднепротерозойскими малыми секущими телами кислых и основных пород и крупным Ботогольским овальным массивом нефелиновых сиенитов [35].

Графит залегает в скарпах и гнездообразных телах, возможно, магматического генезиса. В нефелиновых сиенитах (преимущественно) и кристаллических известняках вблизи контакта выявлено около 30 рудных тел размером в поперечнике до 20 м протяженностью до 50 м. Форма залежей удлиненно-линзообразная, иногда гнездовая. Графитовые руды неоднородны по составу и строению и представлены следующими разновидностями: массивные богатые плотнокристаллические (60—98 %

углерода), массивные с тонко распределенной примесью силикатов (30—60 % углерода), полосчатые за счет чередования графитовых и графит-пироксен-кальцитовых полос, пятнистые и вкрапленные (5—20 % углерода). Кроме плотнокристаллического графита, составляющего основную массу всех типов руд, в богатых рудах встречаются сфероидальные, радиально-лучистые, концентрически-зональные, почковидные и древовидные агрегаты графита. К примесям в графитовых рудах относятся кальцит, волластонит, нефелин, пироксен, полевые шпаты. Массивные богатые руды на месторождении отработаны; бедные руды легко обогатимы.

Скарновые месторождения известны и в других районах, например, Тас-Казганское месторождение в СССР с графитовыми залежами (содержание графита до 20 %) на контакте габбро-норитов с мраморами и месторождения провинций Онтарио и Квебек (Канада), приуроченные к скарновым зонам на контактах сиенитов или гранитов с известняками.

Пневматолито-гидротермальные месторождения формировались путем кристаллизации графита в тектонических трещинах из циркулировавших по ним постмагматических высокотемпературных растворов, содержащих оксиды углерода ювенильного или ассимиляционного происхождения. На месторождениях этого типа развиты линейные штокверковые зоны, образованные сериями секущих и согласных неправильных жил с раздувами и пережимами, часто ветвящихся. Мощности жил изменяются от нескольких сантиметров до метров, а протяженность зон достигает сотен метров. Жилы часто зональные, сложенные у альбандов крупночешуйчатым, а в центре — плотнокристаллическим графитом. Сопутствующие минералы (кварц, кальцит, апатит, авгит, ортоклаз, волластонит, биотит, пирит и др.) рассеяны в графите или концентрируются в центре жил. Вмещающие породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами.

К типичным для этого типа принадлежат месторождения Шри-Ланка (рис. 10), приуроченные к толще докембрийских биотитовых, пироксен-гранатовых гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев, пронизанных кварцевыми жилами, пегматитовыми, гранитными и пироксенитовыми дайками и малыми магматическими телами. Графитовые жилы мощностью до нескольких метров, протяженностью в несколько десятков метров часто образуют серии или группы на крыльях антиклинальных складок и их замках, залегая в виде секущих зон. Графит содержит значительные примеси кварца, кальцита, пироксена, пирита и др. Обычно по периферийной части этих жил графит поперечно-волокнустый крупночешуйчатый, а в их осевой части плотнокристаллический. Графитовые жилы тяготеют также к контактам пегматитовых тел и трещинам в них. Аналогичные месторождения известны в пров. Квебек в Канаде, шт. Монтана в США, Великобритании (Кумберленд), Южной Корее (Чун-Чинг-Кун).

Метаморфогенные месторождения являются основным промышленным типом месторождений графита. Они образовались за счет рассеянного или концентрированного (пласты угля или горючих сланцев) углеродного вещества, подвергшегося глубокому региональному или контактово-термальному локальному метаморфизму. По условиям образования метаморфогенные месторождения графита относятся к метаморфическому генетическому типу и подразделяются на две формации: графитоносных гнейсов (чешуйчатый графит) и графитизированных углей, или апокаменноугольную (скрытокристаллический графит).

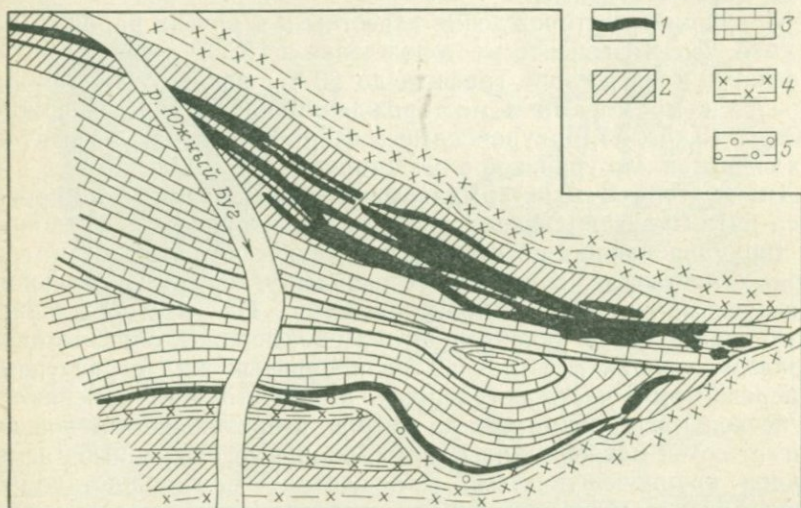


Рис. 11. Геологическая карта Завальевского месторождения. По А. Е. Иванциву.
1 — графитовые гнейсы; 2 — гнейсы безрудные; 3 — кристаллические известняки; 4 — граниты; 5 — мигматиты

Метаморфические месторождения графитоносных гнейсов включают основную часть высококачественных чешуйчатых графитовых руд. Они развиты среди докембрийских метаморфических толщ гнейсов, кварцитов и кристаллических сланцев, содержащих пачки мраморизованных известняков и доломитов. Залежи чешуйчатого графита представляют собой неправильные пласты и линзы графитовых вкрапленных руд с содержанием графита 2—30 %, редко до 60 %. Руды легкообогащаемые. Месторождения имеют большую промышленную ценность ввиду высокого качества графита, концентрированности запасов и возможности открытой добычи. Типичным примером метаморфического месторождения является Завальевское, приуроченное к комплексу метаморфизованных известняков, кварцитов, гнейсов и амфиболитов, слагающих крупную синклинальную складку северо-западного простирания (рис. 11). Метаморфи-

ческие породы прорваны дайками гранитов и гранит-аплитов. Мощность продуктивной толщи графитоносных биотит-хлоритовых, полевошпат-гранатовых гнейсов 15—250 м. Толща состоит из одного — пяти графитсодержащих горизонтов мощностью от 3,5 до 70 м, чередующихся с безрудными гнейсами. Содержание графита в коренных рудах 6—10 %. Графит представлен вкрапленными чешуйками размером от долей до нескольких миллиметров или отдельными скоплениями в виде агрегатов. Графитовые руды содержат кварц, калиевый полевой шпат, плагиоклаз, в небольшом количестве отмечаются биотит, хлорит, гранат, кальцит, апатит, циркон, пирит. Наблюдается четко выраженная светлоокрашенная графитсодержащая кора выветривания графитоносных гнейсов.

Метаморфические апокаменноугольные месторождения служат главным источником скрытокристаллического графита. Территориально они связаны с угленосными отложениями, интродуцированными секущими или согласными (пластовыми) телами магматических пород, вблизи которых пласты углей подвергаются контактово-термальному метаморфизму, вызывающему графитизацию углей. Графитовые руды сохраняют внешний вид угля и содержат включения неографиченных угольных компонентов или оокосованного угля, отпечатков растений, а также примеси кальцита и других минералов. В отдельных случаях угли метаморфизуются при интенсивных тектонических деформациях. Месторождения динамометаморфического происхождения небольшие по масштабу (Боевское, Полтавское, Брединское на Урале), характеризуются сложной складчатой и разрывной структурами, графит в пластах милонитизирован.

Примерами контактово-термальных апокаменноугольных месторождений являются Ногинское, Курейское, Фатьянинское и другие Тунгусской графитоносной провинции в СССР и Сонора в Мексике.

Ногинское месторождение расположено на левом берегу р. Нижняя Тунгуска. Здесь в пермской толще песчаников, аргиллитов и глинистых сланцев с пластами угля — графита выделяют две угленосно-графитоносные свиты — бургуклинскую и гапкоктинскую, между которыми залегает ногинская безрудная свита (рис. 12). Мощность толщи более 200 м. На площадях, где развиты межпластовые мелко-, средне- и крупнозернистые траппы, распространены пласты графитовых руд и графитовых сланцев, а непосредственно в зонах контактов — измененные плотные черные массивные глинистые сланцы хлорит-биотит-кварцевого состава с прослоями графита или графитового сланца (адиноли).

На месторождении установлено три сложных промышленных пласта графитов мощностью до 6 м. Выделяют следующие разновидности графитовых руд: столбчатая — в виде шестигранных призм, нормальных к наслоению; слоистая с примесями глин и пирита; плотная («свинцовая») с малозаметной сло-

стостью; брекчированная. В графите равномерно распределены тонкозернистые минеральные примеси. Месторождение разрабатывается подземным способом.

Месторождения выветривания. Этот тип месторождений представлен в основном элювиальными залежами, развивающимися в коре выветривания графитоносных гнейсов и сланцев. Самостоятельного значения они не имеют и разрабатываются только на эксплуатируемых месторождениях; это рыхлые дезинтегрированные каолинизированные и серицитизированные легкообогащаемые руды.

Делювиальные и аллювиальные россыпи в связи с легкой истираемостью графита не образуются.

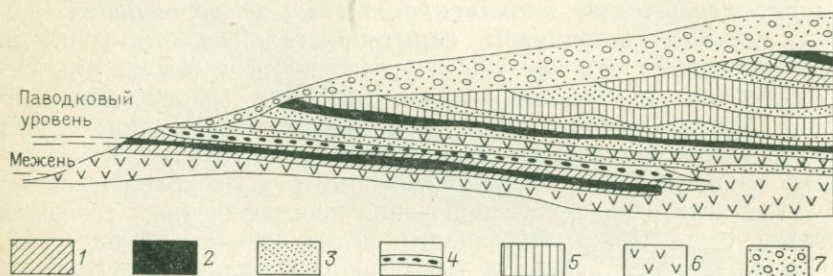


Рис. 12. Геологический разрез Ногинского месторождения. По В. П. Соловченко.

1 — адиноли; 2 — графиты; 3 — песчаники; 4 — кварциты и брекчии; 5 — глинистые сланцы; 6 — траппы; 7 — современные отложения

МИНЕРАГЕНИЯ

На территории СССР выявлен ряд графитоносных провинций, включающих практически все генетические типы месторождений и обладающих крупными ресурсами как чешуйчатого, так и скрытокристаллического графита. В возрастном отношении среди них различают докембрийские (Украинская, Средне-Уральская, Прибайкальская, Восточно-Саянская, Приамурская и Уссурийская) и палеозойские (Южно-Уральская, Тунгусская, Бухарская).

Украинская графитоносная провинция находится в пределах Украинского кристаллического массива. В этой провинции выделяют три графитоносных района: Прибужский с Завальевским и Волынским месторождениями, Криворожский и Приазовский с Ждановским, Сачкинским и Троицким месторождениями. Все месторождения приурочены к тетерево-бугской свите метаморфических сильно дислоцированных пород — амфиболитов, различных гнейсов, кварцитов, известняков и кристаллических сланцев, прорванных гранитами и гранит-аплитами.

Рудные тела имеют слоистое строение и представлены пластообразными залежами, линзами и прослоями вкрапленных и полосчатых крупночешуйчатых графитов, вмещающими для которых являются графит-биотитовые, гранат-андалузитовые и силлиманитовые гнейсы. Содержание графита в рудах от 5 до 30 %. Мощность рудных тел варьирует от 20 до 200 м, протяженность их измеряется километрами.

Для Средне-Уральской провинции характерны бедные графитом (2,3—2,4 %) гнейсы (Тайгинское и Мурзинское месторождения). В Прибайкальской провинции наряду с графит-биотитовыми гнейсами (Безмянное месторождение) распространены силлиманит-графитовые слюдистые сланцы (Боярское месторождение), гнейсы, кварциты и известняки с мелкочешуйчатым графитом (Луговое месторождение). Для Восточно-Саянской графитовой провинции типичны графитоносные гнейсы и графитизированные известняки с месторождениями скарного (возможно, пневматолито-гидротермального) типа (Ботогольское месторождение). В Приамурской (Малый Хинган — Союзное, Бирское и другие месторождения) и Уссурийской (Приханкайский массив — Тамгинское, Тургеневское и другие месторождения) провинциях крупночешуйчатый графит приурочен к гнейсовидным и кварцитовидным биотитовым и полевошпат-плагиоклазовым сланцам.

Южно-Уральской графитоносной провинции (Боевское месторождение) свойственна частичная графитизация нижнекаменноугольных угольных пластов при контактовом и динамометаморфизме; среднее содержание графита в руде 23—25 %.

Тунгусская графитоносная провинция скрытокристаллического графита является крупнейшей в мире. Она расположена на западной окраине Тунгусского угольного бассейна, где продуктивная угольная толща пермского возраста пронизана многочисленными межпластовыми и секущими дайками траппов (диабазов), вызвавшими графитизацию угольных пластов.

Графитизированные пласты вскрываются правыми притоками Енисея — реками Бахтой, Фатьянихой, Нижней Тунгуской, Курейкой; здесь на площади около 48 тыс. км² известно 15 месторождений скрытокристаллического графита, наиболее крупными и изученными из которых являются Ногинское и Курейское. Пласты графита залегают полого, содержание графитового углерода в них обычно 60—80 % (иногда до 95 %), золы 8—12 %. В массе скрытокристаллического графита этих месторождений установлены прожилки, линзочки и гнездовые скопления крупно- и мелкочешуйчатого графита, образование которого связано с высокотемпературной миграцией летучих соединений углерода. Присутствие в рудах тунгусских месторождений чешуйчатого графита (до 35 %) повышает их перспективную оценку.

В Бухарской провинции на юге Узбекской ССР известны многочисленные проявления графита в палеозойских известня-

ках, прорванных интрузиями габброноритов и др. Наиболее крупное из них — Тас-Казганское месторождение — расположено в 230 км к югу от Бухары. Графитовые руды с примесями никеля, кобальта, ванадия, меди и молибдена слагают жилы в мраморах или включения в габброноритах.

Глава 4

СЛЮДЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Среди достаточно многочисленной группы минералов, называемых слюдами, практическое значение как неметаллические полезные ископаемые имеют мусковит $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$ и флогопит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$. В крайне малом количестве при изготовлении некоторых приборов и особых видов смазочных материалов применяется также биотит, но систематически он пока не добывается.

В промышленности используются два вида сырья, достаточно резко различающихся по областям их применения и в определенной степени — по источникам получения: листовая слюда и мелкочешуйчатая слюда. Наиболее ценным сырьем является листовая слюда, мелкочешуйчатые же разности либо получают как отходы при переработке листовой слюды, либо (реже) добывают специально при разработке некоторых типов месторождений.

Важнейшим физическим свойством мусковита и флогопита, определяющим главные отрасли их применения (электротехническая и радиотехническая отрасли промышленности), является исключительно высокое удельное сопротивление этих минералов — до 10^{17} Ом · см. Существенное значение имеют также такие свойства слюд, как возможность расщеплять их на тончайшие листки, механическая прочность, химическая стойкость и способность сохранять эти свойства при высоких температурах (до 800 °C у мусковита, несколько ниже у флогопита). Качество листовой слюды как сырья для электро- и радиотехнических изделий определяется сочетанием указанных свойств, а также размером кристаллов, наличием или отсутствием в них дефектов.

Различают первичные дефекты кристаллов, возникшие в процессе роста последних, и вторичные, наложенные на уже сформированные кристаллы. Первые обусловлены наличием твердых и газовой-жидких включений, сложным характером срастания соседних кристаллов, неоднородностью химического состава в отдельных зонах нарастания. Ко вторичным дефектам относятся механические нарушения (изгибы, трещины), ориентированные беспорядочно или в соответствии с некоторыми кристаллографическими направлениями, а также дефекты, свя-

занные с изменениями химического состава слюд или новообразованием минеральных включений в результате процессов метасоматоза. Все эти дефекты приводят либо к резкому изменению электроизоляционных свойств, термостойкости и механической прочности слюды, либо к значительному уменьшению объема бездефектных частей кристаллов.

В электро- и радиотехнической промышленности мусковит используется в виде пластин определенного размера и качества, а также (вместе с флогопитом) в виде так называемой щипаной слюды — листов толщиной 10—30 мкм, из которых с помощью различных связующих материалов (шеллак, смолы и др.) изготавливаются композиционные электроизоляционные материалы — миканиты (микафоллий, микалент, микалекс, слюдопласт и др.). В СССР в промышленных масштабах освоен синтез фтор-мусковита, употребляемого в основном для получения щипаной слюды.

Отходы от производства этих продуктов — слюдяной скрап, а также иногда специально добываемая мелкочешуйчатая слюда размалываются и используются в различных отраслях промышленности при изготовлении мягких кровельных материалов, обоев, особых сортов бумаги; эти добавки придают изделиям водостойкость, повышают их декоративные свойства, огнестойкость.

Для производства листовой слюды осуществляется ряд операций, в ходе которых последовательно получают следующие продукты: забойный сырец — выделенные из породы кристаллы слюды с площадью пластин более 4 см²; промышленный сырец — отсортированные кристаллы слюды, сколотые по поверхности спайности и разделенные по площади бездефектных поверхностей скола на четыре группы (в см²): 4—25, 25—50, 50—100 и более 100; колотая слюда (пластины толщиной от 0,1 до 2 мм), рассортированная по площади пластин на ряд стандартных «номеров», а по качеству — на ряд сортов. Оценка качества слюды, помимо оценки видимых дефектов, включает испытание электроизоляционных свойств, а также термостойкости.

Сложность оценки качества сырья и масштаба месторождений применительно к листовой слюде обусловлена необходимостью одновременного учета общего содержания слюды и распределения ее по сортам и размерам кристаллов. Очень большая разница в стоимости крупных и мелких пластин слюды приводит к тому, что ценность сырья определяется в основном выходом крупных кристаллов слюды. При валовом опробовании месторождений используют такой показатель оценки, как «приведенный промышленный сырец», определяемый суммой стоимостей каждой группы слюды, извлеченной из 1 м³ горной массы. Кондиции по содержанию резко отличаются для разных типов месторождений мусковита и флогопита, но в среднем для мусковита составляют первые десятки, а для флогопита — десятки и сотни килограммов на кубический метр.

Наиболее крупными запасами листовой слюды обладают Индия и Бразилия (мусковит), Мадагаскар (флогопит). Они же являются практически единственными поставщиками этого вида сырья на мировой рынок. При общем производстве листовой слюды (без социалистических стран) 11—14 тыс. т в год на долю отдельных стран приходится (в тыс. т): Индии 7—8; Бразилии 1,6—1,8; Мадагаскара 0,7—0,8. Крупнейшие потребители листовой слюды — США, Япония, ФРГ, Англия. Производство мелкочешуйчатой и молотой слюды в капиталистических и развивающихся странах составляет в год 160—180 тыс. т. При этом на долю США приходится 90—120 тыс. т, Индии — около 40 тыс. т. В последние годы отмечается тенденция некоторого снижения добычи и потребления листовой слюды с одновременным увеличением производства мелкочешуйчатой слюды (90 % этого вида сырья используется в виде молотой слюды, около 10 % идет на изготовление различных видов миканитов).

Цены на слюду на мировом рынке существенно меняются в зависимости от качества сырья и спроса. Листовая слюда в 70-х годах стоила от 0,8 до 4 дол. за 1 кг.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Выделяются три промышленных типа источников листовой слюды, которые однозначно увязываются и с генетическими, и с формационными подразделениями. Это мусковитоносные пегматитовые месторождения, флогопитоносные карбонатитовые месторождения и метаморфогенные месторождения флогопита в скарнах и скарноподобных породах. Источниками мелкочешуйчатых слюд являются месторождения этих же типов, а также слюдоносные метаморфические породы.

Мусковитоносные гранитные пегматиты — единственный промышленный источник листового мусковита. Промышленные месторождения известны только в районах развития метаморфических докембрийских пород и расположены вне гранитоидных интрузивов. Мелкие месторождения с низкокачественной слюдой приурочены к срединным массивам и выступам докембрийского фундамента в фанерозойских складчатых областях. Мусковитоносные пегматиты (наряду с редкоземельными) принадлежат к наиболее глубинным разностям гранитных пегматитов, формируются на глубинах 6—8 км в условиях амфиболитовой фации метаморфизма (дистен-силлиманитовая серия), что соответствует давлениям порядка 600—700 МПа и температурам более 650 °С. Четкая зависимость размещения пегматитов и их мусковитоносности от степени регионального метаморфизма вмещающих толщ — наиболее типичная особенность этой разновидности гранитных пегматитов [20, 41].

Пегматитовые тела, как правило, встречаются группами, образующими пегматитовые поля; последние объединяются в зоны и провинции, протяженность которых может достигать первых

сотен километров при ширине 10—20 км. В положении таких зон обнаруживается иногда определенная связь со складчатыми структурами метаморфических толщ, преимущественно со структурами антиклинорного характера, иногда с окраинами гранитогнейсовых куполов (рис. 13).

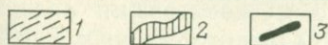
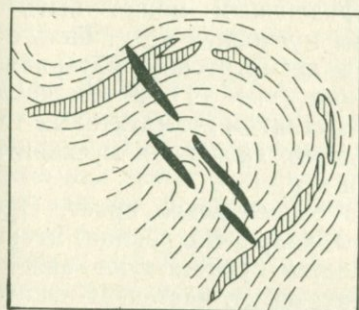


Рис. 13. Положение поля слюдоносных пегматитов в складчатой структуре одного из районов Северной Карелии. По Н. В. Горлову.

1 — гнейсы; 2 — габбро и амфиболиты; 3 — пегматиты

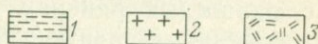
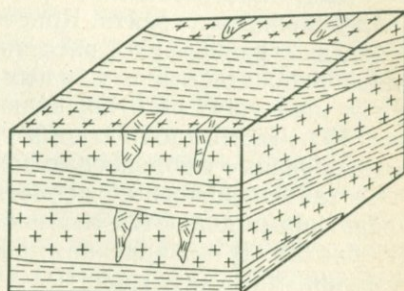
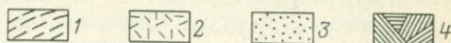
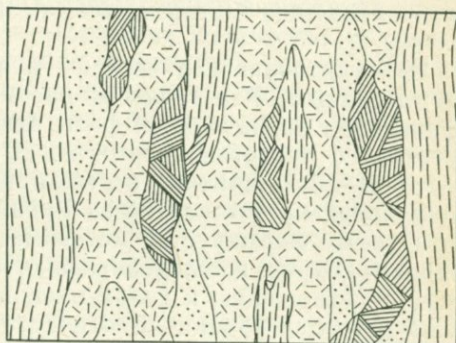


Рис. 15. Секущие слюдоносные пегматитовые зоны в гигантомигматитах Мамского слюдоносного района. По В. Д. Никитину.

1 — гнейсы и кристаллические сланцы; 2 — гигантомигматиты; 3 — слюдоносные пегматитовые зоны

Рис. 14. Разрез жилы слюдоносного пегматита (Мамский район).

1 — гнейсы; 2 — мелко- и средне-зернистый пегматит; 3 — кварц; 4 — мусковит



Морфология мусковитоносных пегматитовых тел крайне разнообразна; среди них встречаются жилы, линзы, штоки, неправильные ветвящиеся тела, согласные и секущие по отношению к вмещающим метаморфическим породам. Размеры жил достигают сотен метров в длину при мощности от метров до первых десятков метров. В отдельных месторождениях отмечаются более крупные тела так называемых «гигантомигматитов», пред-

ставляющих собой массы метаморфических пород, обильно инфицированных пегматитовым материалом. Длина таких тел может достигать нескольких километров.

Внутреннее строение пегматитовых тел характеризуется значительной сложностью. Среди них известны симметрично-зональные, асимметрично-зональные, полизональные и незональные тела. Соответственно резко различным может быть и распределение мусковита. Кристаллы мусковита могут быть относительно равномерно рассеяны в пегматитовом материале, концентрироваться в отдельных зонах (рис. 14), в том числе иногда и секущих по отношению к контактам пегматитовых тел (рис. 15). Часто наблюдаются гнездовые скопления мусковита, столбообразные слюдоносные зоны и т. д.

Состав слюдоносных пегматитов относительно прост. Преобладающими являются плагиоклазы, кварц, микроклин, мусковит, биотит. В подчиненном количестве присутствуют апатит, турмалин, магнетит, гранаты, гематит, ортит, дистен. В некоторых слюдоносных районах наряду с мусковитовыми развиты мусковит-редкометалльные пегматиты, для которых кроме перечисленных минералов типично обилие альбита, появление берилла, мелкочешуйчатых слюд и др. Качество мусковита в этих пегматитах обычно невысокое, и их значение как источников мусковита ничтожно.

В мусковитоносных пегматитах выделяют три генерации или разновидности мусковита.

1. Мусковит кварц-мусковитового «замещающего комплекса», развивающегося метасоматически по полевым шпатам и пегматиту.

2. Гигантокристаллический мусковит, часто называемый пегматоидным. Ряд геологов рассматривает его как результат проявления пегматоидной фазы пегматитового процесса в соответствии с представлениями А. Е. Ферсмана. Другие, в частности В. Д. Никитин, считают приведенное выше название неправильным, так как по их мнению эта разновидность мусковита также формируется метасоматически, в том числе с замещением кварца и, следовательно, принадлежит к более позднему по отношению к кварц-мусковитовому комплексу. Независимо от точек зрения по поводу генезиса этой разновидности мусковита характерной ее особенностью является приуроченность к пегматоидным зонам пегматитовых тел.

3. Поздний листоватый мусковит, образующийся в виде тонких пластин по трещинам; качество его низкое.

Наиболее ценные сорта и основное количество листовых слюд представлены первыми двумя разновидностями, но их количественные соотношения в разных слюдоносных районах меняются в весьма широких пределах.

Мусковитовосность пегматитов и качество слюды в значительной степени зависят от состава вмещающих и подстилающих пород. Пространственная связь мусковитоносных пегмати-

товых полей с высокоглиноземистыми метаморфическими породами (дистеновыми, дистен-гранатовыми кристаллическими сланцами и гнейсами) была отмечена давно. Четкое объяснение этому явлению было дано с позиций метасоматического происхождения пегматитов или, по крайней мере, метасоматического формирования мусковита в пегматитах: гидролиз калиевого полевого шпата с образованием кварца и мусковита возможен лишь при пониженном содержании калия в метасоматирующих растворах и его удалении из раствора при реакции: $3K[Si_3AlO_8] + 2H_2O \rightleftharpoons KAl_2(OH)_2[Si_3AlO_{10}] + 2KOH + 6SiO_2$; это условие соблюдается при невысоком (не более 4 %) содержании K_2O во вмещающих породах и (или) высоком содержании в них глинозема, способного связать излишний калий. Второе важное условие формирования мусковита — пониженное содержание во вмещающих породах магния и железа ($MgO + FeO \leq 14\%$), иначе в результате метасоматоза будут развиваться железисто-магнезиальные слюды. Д. В. Никитин доказал также, что при оценке перспектив мусковитоносности пегматитовых полей в метаморфических породах должны приниматься во внимание не только собственно вмещающие, но и подстилающие породы.

Пегматитовые месторождения в большинстве случаев комплексные. В то же время по отношению к мусковитоносным пегматитам комплекс попутно добываемых полезных ископаемых оказывается достаточно ограниченным. К ним относится керамическое сырье: полевой шпат, графический пегматит и кварц. В Индии при разработке слюдоносных пегматитов путем ручной разборки извлекаются небольшие количества урановых минералов, хотя в общем среднее содержание урана в слюдоносных пегматитах лишь немного выше кларкового содержания этого элемента в кислых породах. Мусковит-редкометалльные (Be, Ta) пегматитовые месторождения являющиеся объектами комплексной обработки, но качество и запасы мусковита в них достаточно низкие. Поделочные и цветные камни для мусковитоносных пегматитов также не характерны, хотя отбор отдельных образцов коллекционного или музейного назначения при обработке вполне возможен.

Месторождения мусковита считаются мелкими или средними, если запасы мусковита-сырца в них составляют соответственно сотни и первые тысячи тонн; запасы крупных месторождений — от многих тысяч до первых десятков тысяч тонн. Резкие различия в условиях обработки и качестве слюды отдельных месторождений делают нецелесообразным приведение средних данных по содержанию мусковита. В отдельных уникальных месторождениях Индии содержание мусковита-сырца $n \cdot 100 \text{ кг/м}^3$.

Генезис мусковитоносных пегматитов, как и пегматитов вообще, служит объектом длительных дискуссий. В настоящее время, независимо от точек зрения разных авторов на харак-

тер начальных стадий процесса пегматитообразования, по отношению к мусковитоносным пегматитам можно считать доказанными следующие положения.

1. Между процессами пегматито- и мусковитообразования и процессами регионального метаморфизма существуют теснейшие взаимосвязи.

2. В формировании мусковита ведущую роль играют метасоматические процессы.

3. Вследствие этого необходимо детально изучать внутрирудную трещинную тектонику, определяющую в конечном счете пути движения метасоматирующих растворов и соответственно характер размещения продуктивных минеральных ассоциаций внутри пегматитовых тел.

4. На стадии формирования мусковита рудообразующая система является открытой.

Дискуссионными остаются вопросы о физико-химической природе пегматитообразующей среды на ранних стадиях процесса (расплав, раствор), о роли магматизма, времени пегматитообразования по отношению к этапам тектонического развития слюдоносного региона (процесс формирования мусковита идет на регрессивных стадиях метаморфизма, являясь пост-складчатым; начало пегматитообразования может быть либо пост-, либо синскладчатым).

За рубежом наиболее крупные пегматитовые месторождения мусковита находятся в Индии и Бразилии; в СССР к основным мусковитоносным районам относятся Мамско-Витимский в Восточной Сибири и Карело-Кольский, охватывающий северную Карелию и южные районы Кольского полуострова.

Месторождения флогопита в карбонатитовых комплексах стали основным источником листового флогопита сравнительно недавно — с 50-х годов. По сравнению с ранее известным типом метаморфогенных месторождений в скарнах карбонатитовые месторождения обладают значительно большими запасами, более высокими содержаниями флогопита, но качество слюды в них более низкое.

Эти месторождения возникают только в условиях платформенного режима на щитах, платформах, в областях завершенной складчатости. Возраст их — от протерозойского до кайнозойского. Наиболее четкой особенностью их геологической позиции является тесная связь с интрузивными (иногда вулканогенно-интрузивными) комплексами щелочно-ультраосновного состава. Такие комплексы формируют сложные многофазные интрузии центрального типа, развитие которых начинается с ультраосновных пород; более поздние магматические образования представлены мельтейгитами, ийолит-уртитам, нефелиновыми сиенитами; становление комплекса завершается собственно карбонатитами. Карбонатитоносные щелочно-ультраосновные комплексы приурочены обычно к положительным структурным элементам платформ (антеклизам). Их простран-

ственное положение контролируется глубинными долгоживущими разломами и узлами их пересечений. Чаще всего они размещаются в краевых частях платформ, зонах их сочленения с подвижными поясами, системах разломов, рассекающих платформы, в том числе в рифтовых зонах; иногда карбонатитоносные комплексы отмечаются в срединных массивах [4].

Внутреннее строение карбонатитоносных комплексов характеризуется отчетливой concentрической зональностью — прямой (ранние фазы в центре массива) или обратной. Отдельные интрузивные фазы часто сопровождаются дайками, формирующими concentрические, конические или радиальные системы. Карбонатиты слагают штокообразные тела, дайки, сложные метасоматические тела, размещение которых также подчиняется общим concentрическим или радиальным структурным планам. Размеры щелочно-ультраосновных массивов изменяются от $n \cdot 10$ до 2000 км^2 .

Всему процессу становления щелочно-ультраосновных комплексов и связанных с ними карбонатитов свойственно тесное сочетание и «переплетение» во времени магматических и метасоматических процессов.

Карбонатиты развиваются в несколько стадий, в ходе которых меняется состав карбонатов от кальциевых через кальциево-магниевого к кальциево-железистым и железистым. Иногда отмечаются более поздние, «посткарбонатитовые» образования, в которых роль главного жильного минерала может играть флюорит. Флогопит возникает при воздействии щелочных растворов на магнезиальные породы. Оно может проходить на разных стадиях формирования щелочно-ультраосновных комплексов; соответственно, выделяется ряд генераций флогопита, входящих в состав различных минеральных ассоциаций, пространственно связанных с определенными породами, среди которых различают следующие разновидности.

1. Флогопит-нефелин-пироксеновые породы. Флогопитоносные тела мелкие, но с очень высоким содержанием флогопита и крупными кристаллами.

2. Флогопит-пироксеновые породы. Рудные тела представлены крупными жилами и гнездами с магнетитом, апатитом, перовскитом.

3. Флогопит-диопсид-мелилитовые породы. Крупнейшие тела с запасами до миллионов и даже десятков миллионов тонн, с содержанием флогопита до $n \cdot 100 \text{ кг/м}^3$, но при низком его качестве (железистые разности со значительным количеством дефектов).

4. Форстерит-диопсид-флогопитовые породы с магнетитом и апатитом. Слагают очень крупные тела с высоким содержанием флогопита. Образуются в начале карбонатитового процесса в результате воздействия щелочных растворов на пироксениты. Характеризуются сочетанием средне- и мелкозернистой существенно флогопитовой породы — «слюдита» (содержание

флогопита до 70 %) — с пегматоидными выделениями флогопита (размер кристаллов до нескольких метров).

5. Пироксен-гранатовые жильные тела с флогопитом.

Наиболее важные по масштабам и качеству сырья скопления флогопита возникают до начала собственно карбонатитовых стадий процесса, после формирования щелочных пород, за счет метасоматического замещения флогопитом гигантозернистых разностей гипербазитов.

Размещение флогопитоносных тел внутри щелочно-ультраосновных комплексов и карбонатитов определяется двумя главными факторами, часто взаимосвязанными — структурным

(зоны повышенной проницаемости) и литологическим — сочетанием магнезиальных и алюмосиликатных пород. Так, по В. И. Терновому [46], основное флогопитоносное тело Ковдорского месторождения приурочено к подковообразной

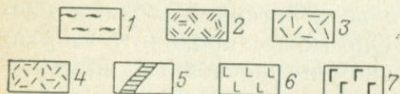
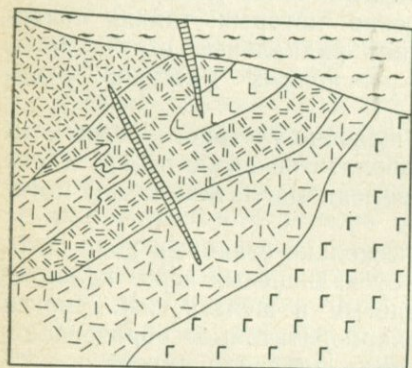


Рис. 16. Разрез флогопитовой залежи одного из участков Ковдорского месторождения. По В. И. Терновому (с упрощением).

1 — вермикулитовые и гидрофлогопитовые руды; 2—4 — флогопит-диопсидовые породы: 2 — гиганто- и крупнозернистые, 3 — крупнозернистые, 4 — мелкозернистые (слюдиты); 5 — дайки ийолитов; 6 — форстеритовые породы; 7 — флогопитизированные оливиниты

в плане зоне трещиноватости на контакте гипербазитов и щелочных пород. Промышленная флогопитоносность тяготеет к гигантозернистым метасоматитам, которые размещаются в зоне контакта оливинитов с пироксенитами (рис. 16). В наиболее богатых рудных телах выход забойного сырья может составлять 400—500 кг/м³, иногда до 1000 кг/м³, а промышленного сырья 25—30 % по отношению к забойному сырцу; выход мелкочешуйчатой слюды — от 35 до 50 % от объема горной массы.

Как известно, карбонатитовые месторождения являются комплексными, сочетающими ряд рудных компонентов (Fe, Ti, Nb, Zr, TR, иногда Cu, Pb и др.) и неметаллических полезных ископаемых (флогопит, апатит, вермикулит, флюорит, карбонатные породы). Флогопитовые месторождения карбонатитового типа также представляют собой комплексные объекты, однако надо иметь в виду, что перечисленные полезные ископаемые карбонатитов формируются на разных стадиях процесса. Чем больше таких стадий и чем они разнообразнее, тем полнее «набор» полезных компонентов, но одновременно тем хуже качество фло-

гопита, так как более сильным оказывается влияние различных наложенных дефектов. Соответственно флогопитоносные карбонатитовые комплексы характеризуются умеренным или слабым проявлением редкоземельно-редкометальной минерализации, а редкоземельно-редкометальные карбонатиты — слабой флогопитоносностью или низким качеством флогопита, хотя во всех случаях месторождения должны изучаться как объекты для комплексного использования.

Флогопитоносность отмечается во многих зарубежных карбонатитовых месторождениях. Более подробно она исследована на месторождении Пилбара (ЮАР) — одном из наиболее древних зарубежных объектов карбонатитового типа, однако сведений о практическом применении флогопита карбонатитовых месторождений за рубежом нет. В СССР изучены два района флогопитоносных карбонатитов — Маймеча-Котуйский на севере Сибирской платформы (месторождения Гулинское, Одихинча, Маган и др.) и Карело-Кольский (месторождения Ковдорское, Вуориярви и др.). Ковдорское месторождение эксплуатируется. Кроме флогопита, здесь добывается вермикулит, получают магнетитовый, апатитовый и бадделейтовый концентраты.

Метаморфогенные месторождения флогопита в скарнах и скарноподобных породах известны только в докембрийских (преимущественно архейских) образованиях, развитых в пределах древних щитов, реже в выступах архейского фундамента среди более молодых подвижных поясов. Месторождения приурочены к областям распространения метаморфических магнезиальных пород (диопсидовые кристаллические сланцы, кальцифиры, мраморизованные доломиты и др.), переслаивающихся с гнейсами и прорванных гранитоидными интрузиями или инъецированных мигматитовым материалом в результате процессов ультраметаморфизма. Породы, вмещающие флогопитоносные тела, метаморфизованы в условиях прогрессивной стадии гранулитовой фации при температурах около 700—800 °С. Флогопитоносные тела образуются значительно позднее, в условиях амфиболитовой фации метаморфизма на регрессивной стадии при температурах 600—550 °С. Необходимое условие возникновения флогопита — привнос щелочей, в частности калия, растворами, связанными с гранитными интрузиями, формированием гранитных пегматитов или процессами ультраметаморфизма и мигматизации. В региональном плане отмечается локализация полей развития флогопитоносных образований в сводах складок и периферических частях площадей гранитизации и полей распространения гранитоидных интрузий. Однако наиболее яркая особенность размещения флогопитовых месторождений этого типа, проявляющаяся и в региональном, и в локальном масштабах, — приуроченность месторождений и рудных тел к определенным частям разреза метаморфических толщ и благоприятным горизонтам — диопсидовым породам, особенно крупно- и гигантокристаллическим их разновидностям.

Морфология рудных тел достаточно разнообразна [20]. Среди них могут быть выделены следующие структурно-морфологические типы.

1. Крупные пластообразные тела с гнездами флогопита, залегающие в благоприятных по составу породах, часто тяготеющие к участкам развития изоклинальных складок. Продуктивный флогопитоносный горизонт обычно подстилается и перекрывается породами алюмосиликатного состава, чаще всего гнейсами.

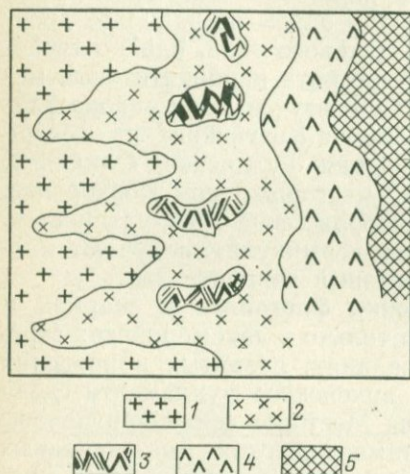


Рис. 17. Гнездовые выделения флогопита. По Б. М. Шмакину (с упрощением).

1 — граниты, пегматиты; 2 — шпинель-диопсидовая порода со скаполитом; 3 — флогопит; 4 — диопсидовая порода; 5 — кальцифир

2. Гнезда и зоны в диопсидовых породах, размещение которых определяется с одной стороны зонами трещиноватости, с другой — контактами пород различного состава (рис. 17).

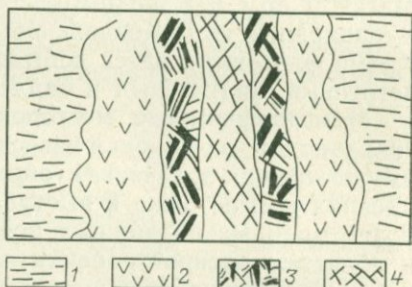


Рис. 18. Строение кальцит-флогопитовой жилы. По П. В. Калинину.

1 — пироксен-амфиболовый гнейс; 2 — диопсид-скаполитовая зона; 3 — флогопит; 4 — кальцит

3. Лестничные жилы, локализующиеся в пределах благоприятных горизонтов. Они имеют обычно симметрично-зональное строение, основная масса флогопита концентрируется у залбандов, осевая часть жил сложена кальцитом и скаполитом. Размеры отдельных жил невелики, но они образуют свиты, включающие десятки рудных тел.

4. Одиночные крупные жилы длиной до 150 м, мощностью до 1,5 м; им также обычно присуще зональное строение (рис. 18).

Флогопит часто наблюдается на контакте гранитных пегматитов, залегающих среди диопсидовых пород.

Помимо наиболее распространенных и уже упоминавшихся минералов, слагающих флогопитоносные тела, — флогопита, диопсида, кальцита, скаполита, довольно часто встречаются апатит, роговая обманка, серпентин, паргасит.

Перечисленные структурно-морфологические типы рудных тел часто сочетаются в единых полях; при этом достаточно от-

четливо выявляются разновременность их формирования и определенные различия механизма флогопитообразования: на ранних стадиях процесса он имеет метасоматический характер и основную рудоконтролирующую роль играет литологический фактор — особенности состава вмещающих пород, на поздних стадиях, при становлении жильного оруденения решающую роль приобретают структурные элементы, а жилы образуются преимущественно путем выполнения трещин.

Для пластово-гнездового и гнездово-вкрапленного типов оруденения выход флогопита-сырца составляет $n \cdot 10 \text{ кг/м}^3$, а для жильного иногда $n \cdot 100 \text{ кг/м}^3$. Запасы крупных месторождений этого типа — первые десятки тысяч тонн, очень редко до сотен тысяч тонн.

Рассматриваемые объекты отличаются от флогопитовых месторождений карбонатитового типа значительно меньшими запасами и сравнительно низкими содержаниями полезного ископаемого. Некоторые из них — жильные — разрабатываются преимущественно подземным способом, что удорожает отработку. Однако эти отрицательные черты месторождений рассматриваемого типа отчасти компенсируются гораздо более высоким качеством флогопита: характер среды обуславливает низкое содержание железа в слюде и соответственно более высокие ее электроизоляционные свойства; относительно спокойная тектоническая обстановка, в которой идет процесс образования слюды, отсутствие множества стадий, характерных для формирования щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами, являются причинами меньшей дефектности кристаллов. Этим и объясняется повышение интереса к данному типу месторождений, частично утраченного после открытия гораздо более крупных карбонатитовых месторождений.

Наиболее крупными месторождениями Алданского щита являются Куранах, Эмельджак, Учурская группа.

* * *

Источниками мелкочешуйчатой слюды служат месторождения всех перечисленных типов. В основном она представляет собой попутный продукт при добыче листовой слюды. Вместе с тем мелкочешуйчатые слюды, широко распространенные как породообразующие минералы, могут быть получены и из других источников, в частности, из слюдистых сланцев. Так, в США (шт. Северная Каролина) известно месторождение слюдистых сланцев Сирус Пайн, запасы мелкочешуйчатого мусковита на котором оцениваются примерно в 50 млн. т. В Канаде (пров. Квебек) недавно выявлено сходное месторождение с запасами 20 млн. т руды при содержании мелкочешуйчатого мусковита до 80 %. Некоторое количество мелкочешуйчатой слюды получают в США при переработке глин, используемых в керамической промышленности.

Основными мусковитоносными провинциями СССР являются Мамско-Витимская и Карело-Кольская. Небольшие месторождения известны в Восточно-Саянской складчатой области (Бирюсинский район) и на юге Красноярского края (Канско-Тасевский район). Перспективными представляются также некоторые районы Станового хребта, юго-западной части Анабарского щита, докембрийских образований Таймыра.

Возраст месторождений в большинстве указанных районов протерозойский. Нет единого мнения лишь о возрасте месторождений Карело-Кольского региона: размещаясь исключительно в зоне развития архейских образований, они рассматриваются также как позднеархейские; однако в последнее время некоторые геологи относят их к раннему протерозою.

Основные зарубежные мусковитоносные провинции расположены в пределах Индийского и Бразильского щитов.

Месторождения флогопита, связанные с карбонатитами, в СССР размещаются в двух крупных провинциях: Карело-Кольской (Ковдорское и др.), где оруденение считается позднепротерозойским или раннепалеозойским, и Маймеча-Котуйской с раннемезозойскими щелочно-ультраосновными комплексами. За рубежом флогопитоносные карбонатиты широко распространены в зоне Великих Африканских разломов (возрастной диапазон их формирования — от протерозоя до кайнозоя) и на других древних щитах.

Метаморфогенные месторождения флогопита формируют крупную провинцию на Алданском щите; к этому же типу принадлежат и более мелкие месторождения района Слюдянки в южном Прибайкалье. Проявления подобного оруденения известны на Памире и в пределах Анабарского щита. Они везде приурочены к архейским метаморфическим породам, но возраст самих месторождений обычно рассматривается как раннепротерозойский. Из зарубежных флогопитоносных провинций крупными являются Мадагаскарская и Восточно-Канадская.

Глава 5

АСБЕСТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Под термином «асбест» объединяется ряд минералов, обладающих способностью расщепляться на тонкие волокна. По молекулярной структуре асбесты разделяются на две минеральные группы — серпентина и амфиболов. К первой относится наиболее широко распространенный в природе и самый важный в промышленном отношении минеральный вид — хризотил-ас-

бест *. В группу амфибол-асбестов входят антофиллит-, амозит-, крокидолит-, актинолит-, тремолит-, режикит-, родусит-асбест.

Хризотил-асбест является моноклинной волокнистой разновидностью серпентина состава $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ MgO 43,0 %, SiO_2 44,1 %, H_2O 12,9 %). Как правило, он содержит примеси FeO и Fe_2O_3 (до 2 %), а также Al_2O_3 , Cr_2O_3 , CaO, NiO и др. Твердость асбеста по шкале Мооса 2—3 (вдоль волокон), плотность 2,36—2,60 г/см³, температура плавления около 1550 °С. Асбест характеризуется высокой щелочестойкостью при незначительной кислотоупорности, низкой тепло- и электропроводностью. Цвет асбеста в куске зеленоватый, реже золотисто-желтый или серебристо-белый. В распушенном состоянии волокна асбеста имеют белый цвет с шелковистым отливом.

В природе асбест встречается в агрегатах трех типов: поперечно- и косоволокнистых, продольноволокнистых и спутанноволокнистых. Поперечноволоконные агрегаты представляют собой жилки, в которых волокна расположены строго параллельно друг другу и перпендикулярно или почти перпендикулярно по отношению к зальбандам. Такие агрегаты дают основную массу прочного, эластичного и легко расщепляющегося волокна. Продольноволокнистые агрегаты также образуют жилки, но волокна асбеста в них ориентированы параллельно зальбандам и имеют низкую прочность. Спутанноволокнистые агрегаты характерны для некоторых амфибол-асбестов (радиальнолучистые, сноповидные, звездчатые).

Наиболее распространены волокна хризотил-асбеста длиной 2—5 мм, содержание волокна длиной 20—30 мм обычно не превышает 1 %, волокно длиной более 100 мм встречается исключительно редко.

Асбест способен к почти неограниченному расщеплению, вручную можно отделить волокна толщиной до 0,75 мкм. Элементарное волокно асбеста представляет собой, по данным электронно-микроскопического исследования, трубчатый кристалл с внешним диаметром 26 нм и толщиной стенок 6,5 нм.

Важным физико-техническим свойством асбеста, в основном определяющим его промышленную ценность, является высокая механическая прочность волокон. По прочности волокон на разрыв выделяют три разновидности асбеста: нормальный, полумомкий и ломкий. Временное сопротивление на разрыв для указанных разновидностей асбеста должно составлять (в МПа): для нормального 2800—3600, полумомкого 1900—3000, ломкого — менее 2200. Асбест нормальной прочности отличается от ломкого по химическому составу, в нем выше содержание магния и кристаллизационной воды, ниже содержание закисного железа.

Асбест обладает низкой электропроводностью, что обуслов-

* В дальнейшем хризотил-асбест для краткости часто называется просто асбестом.

ливает возможность его использования как высококачественного электроизоляционного материала для электрических устройств, работающих при высоких температурах. Однако при повышенном содержании FeO, изоморфно замещающего MgO, и присутствии примеси магнетита электропроводность асбеста возрастает.

Асбест характеризуется высокой термостойкостью. Его основные физико-технические свойства, прежде всего прочность и эластичность волокон, сохраняются до 600°C, лишь при этой температуре он начинает терять конституционную воду и образует безводный силикат магния — форстерит.

Асбест способен поглощать до 8 % H₂O, в результате чего он набухает, причем чем короче волокно, тем выше коэффициент набухания (до 1,63). Асбест хорошо сорбирует воду, пар, некоторые другие газы и жидкости.

Амфибол-асбесты — магнезиально-железистые и щелочные силикаты ромбической и моноклинной сингонии. Наиболее важны в промышленном отношении асбесты, принадлежащие к группе щелочных, так называемых «синих и голубых» асбестов: крокидолит-асбест $\text{Na}_2\text{Fe}^{2+}_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ и родусит-асбест $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_3\text{Fe}^{3+}_2\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_{22}$, сплошное волокно вращения которых имеет несколько худшие, чем у хризотил-асбеста, прочностные характеристики и огнеупорность, но отличается от него высокой кислото- и щелочестойкостью, а также сорбционной способностью. Вместе с тем режикит-асбест (из группы «голубых») образует длинное и наиболее прочное волокно с сопротивлением на разрыв 3300—3400 МПа.

Большая часть асбестовых руд подвергается механическому обогащению, в процессе которого волокнистые агрегаты асбеста, постепенно распадаясь на отдельные пучки волокон, принимают вид бесформенной спутанной массы (распушенное волокно). При ручной обработке высококачественных руд процесса распушки волокна почти не происходит, полученные куски асбеста, сохраняющие вид кристаллической минеральной массы, называются «крюд» (сгуде — грубый, сырой) или кусковой асбест.

В зависимости от длины волокна и содержания включений сопутствующей породы и посторонних минералов — «пыли» и «гали» — товарный асбест подразделяется на восемь групп (от нулевой до седьмой) и 42 марки с длиной волокна от 0,7 до 18 мм и более; волокно размером менее 0,7 мм сортируется не по длине (7-я группа), а по насыпной плотности (в г/л). В зависимости от степени распушки выделяют четыре текстурные группы: 1) жесткая — асбест вырабатывается из отборной руды ручной сортировки; 2) промежуточная — асбест получают из руды селективной выемки (степень распушки промежуточная между жестким и полужестким асбестом); 3) полужесткая и 4) мягкая — асбест вырабатывается из руд механизированной добычи.

Наиболее массовым потребителем товарного хризотил-асбеста в СССР является асбестоцементная промышленность, использующая около 60 % его общего количества. Для изготовления асбестоцементных изделий применяется в основном товарный асбест 3—6-й групп полужесткой и мягкой текстурных групп. Асбест должен обладать высокой механической прочностью, хорошо распушиваться и прочно связываться с цементом. Содержание асбеста в изделиях 12—20 %, остальные 88—80 % составляет вяжущий компонент (портландцемент). Из асбестоцемента производятся кровельные и стеновые плиты, облицовочные и отделочные листы и детали, трубы различного назначения, вырабатываемые из так называемого «трубного» асбеста 3—4-й групп.

Основную массу асбестовых текстильных материалов получают из хризотил-асбеста 0, 1 и 2-й групп со средней длиной волокна более 5 мм с добавкой 20—25 % хлопка. Ломкий асбест совершенно непригоден для производства текстильных изделий. Из асбестовой пряжи изготавливают различные текстильные изделия: плетеные и тканые набивки, уплотняющие прокладки, электроизоляционные ленты и шнуры, тканые диски сцепления, тормозные ленты и др.

Асбест, предназначенный для получения электроизоляционных материалов, должен содержать минимальное количество магнетита. В настоящее время разработан метод воздушно-магнитной очистки асбеста от включений магнетита.

Для производства асбестового картона и бумаги применяется хризотил-асбест 4—6-й групп; здесь вяжущий компонент составляет 1—3 % от массы асбеста. Для изготовления асбесторезиновых изделий (каронита, клингерита и др.) требуется хризотил-асбест 3—5-й групп жесткой и полужесткой текстуры.

Асбестовые термозоляционные материалы (асбестовая вата, теплоизоляционный шнур, теплостойкие пластмассы) выпускаются на основе товарного асбеста 3—7-й групп, при этом может быть использован полумомкий асбест мягкой текстуры.

В последние годы асбест 7-й группы стал применяться как связующее вещество при получении железорудных окатышей и в качестве добавки к некоторым ковким металлам (медь, свинец) для придания им механической прочности у упругости.

Перечисленные отрасли промышленности используют как хризотил-, так и амфибол-асбесты. Амфибол-асбесты применяются, кроме того, при производстве изделий, для которых необходимо волокно кислото- и щелочеупорное, с хорошей сопротивляемостью действию морской воды, высокой сорбционной способностью, а также при изготовлении асбестокрасок.

Запасы асбеста в капиталистических и развивающихся странах составляют около 80 млн. т (по состоянию на 1 января 1981 г.). Крупные месторождения хризотил-асбеста известны на территории Канады, Зимбабве, Бразилии, США и Австралии, значительные ресурсы амфибол-асбестов сосредоточены в ЮАР,

Австралии и некоторых других странах. В 1980 г. мировая добыча асбеста достигла 5 млн. т.

Советский Союз по разведанным запасам хризотил-асбеста занимает первое место в мире. Ежегодный объем производства товарного хризотил-асбеста в СССР (0—7-й групп) превысил 2 млн. т. Достигнутый высокий уровень асбестовой промышленности позволяет нашей стране экспортировать асбест [26].

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Все месторождения хризотил-асбеста пространственно и генетически связаны с серпентинитами и формируются в средне-температурную стадию гидротермального процесса на умеренных глубинах.

В зависимости от характера подвергшихся серпентинизации и асбестообразованию вмещающих пород большинство исследователей, вслед за П. М. Татариновым [20], выделяют два типа месторождений: апоультрамафитовый и апокарбонатный.

Месторождения апоультрамафитового типа — наиболее распространенного — связаны с массивами серпентинизированных ультрамафитов. П. М. Татаринов различает три подтипа подобных месторождений.

Баженовский подтип объединяет месторождения, приуроченные к крупным массивам гипербазитов, сложенным преимущественно перидотитами, протягивающимися по простиранию на десятки километров при ширине до 10 км, иногда и более. Эти массивы располагаются во внутренних областях складчатых поясов, где они пространственно часто ассоциируют с более молодыми гранитоидными интрузивами. В пределах месторождений обычно присутствует несколько асбестовых залежей линзовидной или эллипсоидальной формы значительных мощности (до 400 м) и протяженности (до 3,0 км). Глубина распространения отдельных залежей достигает нескольких сотен метров. Залежи асбеста, как правило, имеют зональное строение. В общем случае асбесто содержащий серпентинит окружает со всех сторон грубоэллипсоидальные блоки слабосерпентинизированных перидотитов.

Во внутренней зоне залежей наблюдаются простые отороченные жилы асбеста (рис. 19, а). Они возникли на месте тончайших трещин и сложены чистым поперечноволокнистым хризотил-асбестом. По обеим сторонам жил располагаются полосы (оторочки) массивного хризотилового серпентинита, затем полосы в различной степени серпентинизированного ультрамафита, наконец, они сменяются слабосерпентинизированным перидотитом или дунитом.

Изучая канадские месторождения хризотил-асбеста, Дж. Дрессер обнаружил постоянство соотношения между шириной отороченных жил и полос массивного серпентинита. Среднее значение этого соотношения оказалось равным 1 : 6,6. Дан-

ные Дж. Дрессера были подтверждены позднее П. М. Татариновым, который установил, что в месторождениях, богатых текстильными сортами асбеста (Баженовское, Актотракское, Алапаевское, Тетфорд и др.), данное соотношение изменяется от 1:6,5 до 1:7, а в бедных месторождениях (Останино, Таловское) оно достигает 1:13.

Простые отороченные жилы содержат асбестовое волокно наибольшей длины (до 60 мм, в отдельных случаях до 160 мм), но содержание асбеста в руде невелико (0,5—2,0 %).

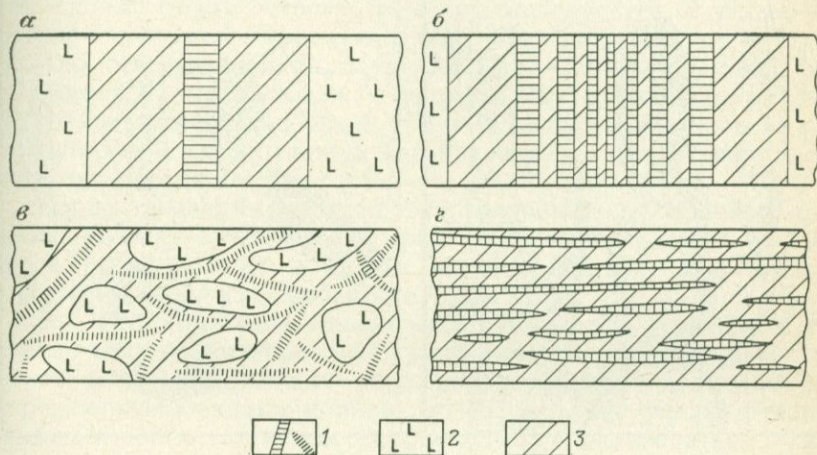


Рис. 19. Типы жил хризотил-асбеста. По П. М. Татаринovu.

а — простые отороченные жилы; б — сложные отороченные жилы, в — сетчатый асбест; г — «мелкопрожил». 1 — хризотил-асбест; 2 — перидотит; 3 — массивный серпентинит

Ближе к периферии залежи, а иногда совместно с простыми отороченными встречаются сложные отороченные жилы (см. рис. 19, б). Они представлены сериями параллельных друг другу жилок асбеста, разделенных промежутками массивного хризотилового серпентинита. Крайние жилки имеют наибольшую мощность, т. е. наиболее длинное волокно, в центральной части серии длина волокна в прожилках постепенно уменьшается. Зоны подобных жил содержат меньше длинного волокна, чем зоны простых отороченных жил, но общее содержание асбеста в рудной массе достигает 10 %. Руды зон с отороченными жилами служат основным источником хризотил-асбеста высших товарных групп.

Зоны развития жил так называемой «крупной сетки» состоят из серии относительно коротких, беспорядочно ориентированных жилок асбеста, причем в достаточно крупных (0,5—1,0 м) междужильных блоках сохранились небольшие участки («ядра») гипербазита (см. рис. 19, в). Длина волокна этого типа 8—15 мм,

иногда до 25 мм, содержание асбеста в рудной массе 3—8 %, в наиболее богатых участках — до 12 %. Руды зон «крупной сетки» — основные источники получения 3—5-й групп товарного асбеста.

Далее к периферии залежей наблюдается «мелкая сетка» жил асбеста в нацело серпентинизированных участках ультраосновной породы. Размеры междужильных блоков составляют 10—50 см. Из таких руд добывают волокно средней длины (5—8 мм) при содержании асбеста в рудной массе 2,5—3 %.

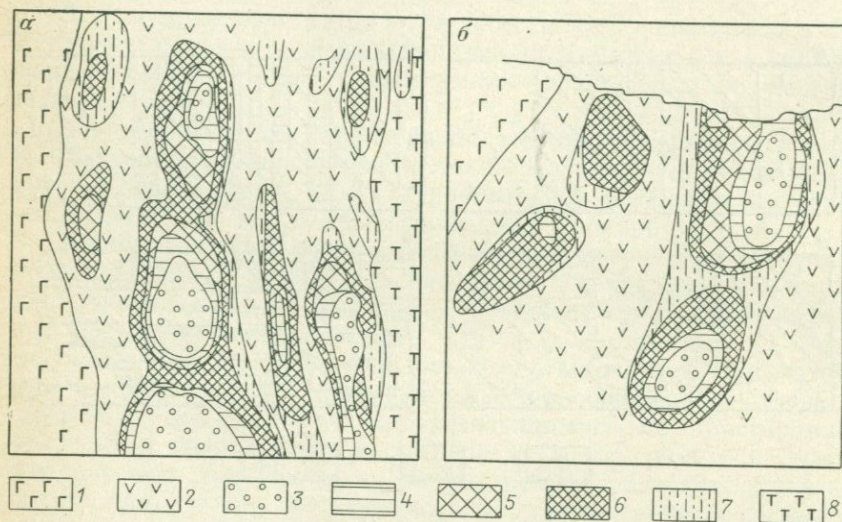


Рис. 20. Схематическая геологическая карта (а) и поперечный разрез (б) одного из участков Баженовского месторождения хризотил-асбеста. По В. Ф. Дыбкову и М. М. Трапезниковой.

1 — габбро; 2 — серпентиниты; 3 — перидотиты; 4 — перидотиты с отороченными жилами хризотил-асбеста; 5 — перидотиты и серпентиниты с асбестоносностью типа крупной сетки; 6 — серпентиниты с асбестоносностью типа мелкой сетки и «мелкопрожила»; 7 — серпентиниты с просечками асбеста; 8 — оталькованные серпентиниты

Среди мощных полос серпентинитов, возникших вдоль зон разломов, встречается асбестоносность типа «мелкопрожил», а также зоны просечек и единичных жил асбеста. «Мелкопрожил» представлен серией параллельных жилок асбеста незначительной и примерно одинаковой мощности — от 1 до 5 мм (см. рис. 19, г). Содержание волокна в руде изменяется от 2 до 30 % (среднее 5—10 %). Просечки и единичные жилы асбеста развиты во внешней зоне асбестовых залежей; это тонкие и тончайшие (0,5—1,0 мм) прожилки и единичные жилки асбеста мощностью до 4 мм. Промышленного значения они не имеют.

Описанная зональность асбестовых залежей баженовского подтипа (рис. 20) представляет собой обобщенную схему: на различных месторождениях этого подтипа и даже в различных

залежах одного и того же месторождения отдельные зоны отсутствуют или имеют то большее, то меньшее развитие.

Геологическими границами асбестовых залежей баженовского подтипа обычно служат зоны разломов, иногда фиксированные дайками аплитов, диоритов и других пород с примыкающими к ним полосами оталькованных гипербазитов. Залежи характеризуются крайне неравномерной насыщенностью асбестом при среднем содержании волокон шести сортов (0—5) в промышленных рудах от 1,5 до 8 %.

Степень асбестоносности того или иного массива гипербазитов зависит от его петрографических особенностей, а также характера дорудной серпентинизации. Установлено, что максимально асбестоносны гарцбургиты с 10—20 % пироксена. Сохраняется на промышленном уровне, хотя и уменьшается, содержание асбеста в породах с 5—10 % пироксена, тогда как аподунитовые серпентиниты, как правило, не несут промышленного оруденения.

Серпентинизация гипербазитов развивается стадийно, при этом хризотил-асбест всегда кристаллизуется одним из последних — после раннего lizardита, но до ортохризотила и антигиприта (разновидность серпентина).

Все месторождения баженовского подтипа приурочены к частично серпентинизированным ультрамафитовым массивам. Они более благоприятны для асбестообразования, чем полностью серпентинизированные породы, вследствие как физико-механических свойств, так и способности легко гидратироваться в гидротермальных условиях с насыщением растворов магнием и кремнием, идущими затем на формирование хризотил-асбеста.

На асбестовых залежах нередко распространена кора выветривания площадного или линейного типа мощностью от долей метра до 50 м (иногда и более). Волокна асбеста в зоне выветривания характеризуются значительно худшими физико-техническими свойствами, что нередко делает их полностью непригодными для промышленного использования.

Запасы асбеста месторождений баженовского подтипа от нескольких сотен тысяч до десятков миллионов тонн. Примерами месторождений являются: в СССР — Баженовское (Средний Урал), Джетыгаринское (Кустанайская область), Актоврак (Тува), Молодежное (Бурятия); в Канаде — Джеффри, Блек-Лейк, Кассиар; в Зимбабве — Шабани и Машаба. На долю месторождений этого подтипа приходится 95,5 % учтенных мировых запасов асбеста, они обеспечивают 95 % добычи товарного асбеста в основных асбестодобывающих странах — СССР, Канаде и Зимбабве [26].

Месторождения лабинского подтипа имеют в большинстве случаев небольшие размеры и представляют собой живообразные полосы серпентинитов, пронизанных параллельными жилами асбеста, напоминающими по сложению участки сложных отороченных жил в залежах баженовского подтипа. Возникно-

вание таких асбестоносных зон связано с развитием в серпентинитовых массивах систем тектонических трещин, прослеживающихся по простиранию на десятки и даже сотни метров при мощности 0,1—2,0 м. Асбест в жилах, как правило, поперечно-волокнистый, длина волокна до 60 мм, хотя обычно значительно меньше. Волокно относится к высококачественным разновидностям со сравнительно высокой долей текстильных сортов. Содержание асбеста в руде 10—50 %, однако ввиду малой мощности асбестоносных тел и расположения их на значительном расстоянии друг от друга содержание волокна в горной массе при эксплуатации не превышает 2,5 %.

На долю месторождений лабинского подтипа приходится лишь около 1 % учтенных мировых запасов асбеста и примерно 2 % его мирового производства. Примерами месторождений этого подтипа являются Лабинское в СССР, Нью-Амиантус в ЮАР, Хавелок в Свазиленде.

Месторождения карачаевского подтипа приурочены к ультрамафитам — пироксенитам, реже перидотитам, образующим интрузивные тела небольших размеров. Слагающие эти тела породы сильно и неравномерно перемяты, рассланцованы и часто брекчированы. Характерны поздние дайки производных кислой магмы. Асбест этих месторождений почти исключительно продольноволокнистый с длиной волокна 30—50 мм и более, но в большинстве случаев длинное волокно состоит из ряда коротких волокон, наложенных друг на друга. Качество асбеста непостоянное, содержание волокна в рудах от 1,5 до 8,0 %, при этом преобладают низкие сорта (начиная с 3-го). Поперечно-волокнистая разновидность имеет подчиненное значение и характеризуется очень коротким волокном.

На многих месторождениях хризотил-асбест тесно сростается с немалитом $Mg(OH)_2$ — волокнистым бруситом, иногда ошибочно принимаемым за асбест, хотя в действительности это вредная примесь в асбестовых рудах. Утрачивают промышленную ценность и те месторождения, в которых асбест ассоциирует с карбонатами — кальцитом, анкеритом и др.

Запасы асбеста в отдельных месторождениях составляют несколько десятков или сотен тысяч тонн, редко достигают первых миллионов тонн. На долю месторождений карачаевского подтипа приходится около 2 % учтенных мировых запасов хризотил-асбеста; на базе этих месторождений производится около 2 % товарного хризотил-асбеста. Примерами месторождений могут служить Карачаевское и Ешкеульмесское в СССР, Ист-Броутон в Канаде и Вермонт в США.

Приведенная классификация месторождений хризотил-асбеста была предложена П. М. Татариновым еще в 1930-е годы и выдержала испытание временем. Позднее В. Р. Артемов выделил еще один, *брединский подтип месторождений* хризотил-асбеста, руды которых сложены мелкосетчатым и мелкопрожилковым асбестом и просечками в нацело серпентинизированных

гипербазитах. Месторождения этого подтипа (Наследническое на Южном Урале, Оспин-Дабанское в Восточном Саяне и др.) изучены очень слабо и в СССР пока не имеют промышленного значения.

По П. М. Татарину [2, 22], апоультрамафитовые месторождения формировались следующим образом. Внедрение и становление гипербазитовых массивов в начальные этапы эволюции геосинклиналей сопровождалось их интенсивной автометаморфической серпентинизацией с одновременным развитием вдоль трещин контракции прожилков асбеста, не представляющих промышленного интереса. Позднее, в эпоху главной складчатости, массивы гипербазитов были интенсивно дислоцированы. Одновременно со складчатостью или после нее нередко происходили крупные интрузии гранитной магмы, сопровождавшиеся постмагматической деятельностью. Гидротермальные растворы, связанные с гранитоидным магматизмом или иного происхождения, проникая по зонам разломов и трещинам в гипербазиты, вызывали их аллометаморфическую серпентинизацию с одновременным образованием простых и сложных отороченных жил асбеста. На участках, непосредственно примыкающих к главным каналам движения гидротерм, сеть отороченных жил была настолько густой, что оторочки массивного серпентинита этих жил смыкались друг с другом, приводя к появлению асбестоносности типа «крупной» и «мелкой сетки», а также «мелкопрожила». П. М. Татарин [22] подчеркивает, что разрыв во времени между этапами становления ультрамафитовых массивов и формирования месторождения в связи с интрузиями гранитоидов мог быть весьма значительным: в пров. Квебек в Канаде — от позднего ордовика до девона; на Урале — от раннего карбона до перми и т. д.

Дискуссионным остается вопрос о происхождении жил хризотил-асбеста. Согласно взглядам В. Н. Лодочникова, Б. Я. Меренкова, П. Риордана и других исследователей, асбестообразование происходило позднее серпентинизации, при этом поперечноволоknистый хризотил-асбест возникал путем раскристаллизации заполняющих трещины гелеобразных масс коллоидного серпентина. Раскрытие трещин в связи с сокращением объема породы приводило к растяжению прилипшей к стенкам массы геля серпентина и образованию тончайших взаимно параллельных волокон.

Сторонники коллоидной природы растворов не могут объяснить наличие определенного соотношения между мощностью асбестовых жил и шириной окаймляющих полос массивного серпентинита (соотношения Дрессера). П. М. Татарин, Н. Д. Соболев, В. Р. Артемов, Дж. Дрессер, Р. Грэхэм и другие ученые считают, что серпентинизация и асбестообразование осуществлялись одновременно из истинных растворов. Волокнистые кристаллы-микролиты хризотил-асбеста зарождались в трещинах на лизардите очень близко друг к другу; быстро пройдя стадию

геометрического отбора, они продолжали расти в виде волокон, параллельных друг другу и перпендикулярных к стенкам трещин. Позиция первоначальной трещины отмечается цепочками зерен магнетита, хромшпинелида, иногда жилками («просечками») магнезита и серпфита. Эти жилки возникли путем отложения в трещинах тех компонентов материнской породы, которые не вошли в состав серпентина.

Месторождения апокарбонатного типа, связанные с толщами метаморфизованных карбонатных пород, имеют, как правило, небольшие размеры. Промышленная асбестоносность проявлена в форме пласто- и жилкообразных тел серпентинитов с жилками хризотил-асбеста. Мощность тел 5—10 см, иногда до 60 см. Отдельные тела прослеживаются по простираанию и падению на десятки, редко первые сотни метров. При групповом расположении они образуют зоны шириной до 3 м.

Асбест в жилах почти исключительно поперечноволоконистый с длиной волокна до 10, редко до 50 мм. В тектонически нарушенных месторождениях асбест в зонах смятия продольноволокнистый, часто сросшийся с карбонатом и кварцем. Содержание волокна в телах асбестоносных апокарбонатных серпентинитов достигает 30 %, но в пересчете на рудную массу оно снижается до 3 %. Прочность волокна в месторождениях данного типа существенно ниже, чем в месторождениях апоультрамафитового типа. Вместе с тем асбест этих месторождений отличается низким содержанием оксидов железа и используется главным образом в электротехнической промышленности.

На долю месторождений рассматриваемого типа приходится около 1,5 % учтенных мировых запасов и около 1 % добычи хризотил-асбеста. Примеры месторождений: Аспагаш в СССР, Сьерра-Анха в США, Каролина в ЮАР.

* * *

Месторождения амфибол-асбеста относятся большинством исследователей к гидротермальным образованиям различных температур и фаций глубинности.

Для месторождений крокидолит-асбеста (Южная Африка, Западная Австралия) и амозит-асбеста (Южная Африка), локализующихся в железисто-кремнистых породах — яшмах, железистых песчаниках и кварцитах, предполагается связь с гидротермально-метаморфическими процессами, при которых магний привносился гидротермами из залегающих глубже горизонтов доломитов. Пластовые жилы крокидолита и амозита группируются в серии близ контакта железисто-кремнистых пород с доломитами. Мощность асбестоносных зон изменяется от первых десятков сантиметров до многих метров. Волокна крокидолит- и амозит-асбеста ориентированы перпендикулярно к заль-

бандам жил или несколько косо и имеют длину 15—30 мм, изредка до 120 мм.

Месторождения антофиллит-асбеста ассоциируют с серпентинитами и тальк-карбонатными породами, формирующимися при метаморфизме ультрамафитов. Рудные залежи имеют неправильную штоко- и линзообразную форму, крайне невыдержанные размеры и постепенные переходы к неасбестоносным метаморфическим вмещающим породам.

Месторождения родусит-асбеста предположительно телетермального генезиса тяготеют к дислоцированным толщам песчано-мергелистых отложений.

В целом месторождения амфибол-асбестов пока изучены недостаточно. Примерами таких месторождений является в СССР Сысертское на Среднем Урале (антофиллит-асбест), а за рубежом — месторождения ЮАР (крокидолит- и амозит-асбест), Западной Австралии (крокидолит-асбест), Боливии (родусит-асбест).

МИНЕРАГЕНИЯ

Наиболее крупные и важные в промышленном отношении апоультрамафитовые месторождения хризотил-асбеста приурочены к так называемым «серпентинитовым поясам», входящим в состав офиолитовых ассоциаций эвгеосинклиналей преимущественно палеозойского возраста.

В СССР подобные месторождения наиболее широко распространены на Урале, где максимальной асбестоносностью отличается крайний восточный серпентинитовый пояс — Алапаевско-Баженовский, прослеживающийся на 180 км, вмещающий, кроме уникального Баженовского, также Алапаевское и Лесное месторождения. В пределах Невьянско-Салдинского пояса расположены Красноуральское и Луковское месторождения. На Южном Урале на площадях Аккаргинско-Джетыгаринского и Карталинского поясов находятся соответственно Джетыгаринское и Кiemбаевское месторождения [13].

В серпентинитовых поясах Саян и Северного Забайкалья известны Актывакское, Саянское, Ильчирское и Молодежное месторождения. Более мелкие проявления асбестоносности, также связанные с серпентинитовыми поясами, развиты в Казахстане, Средней Азии, на Северном Кавказе.

Месторождения хризотил-асбеста апокарбонатного типа распространены в СССР в Красноярском крае (Аспагаш) и в Киргизии (Укок).

Среди серпентинитовых поясов за рубежом наибольшей насыщенностью месторождениями хризотил-асбеста характеризуется пояс канадской пров. Квебек, протягивающийся на 240 км и содержащий ряд промышленных месторождений, в том числе крупнейшие месторождения округа Тетфорд. Промышленные

месторождения выявлены также в провинциях Онтарио, Британская Колумбия, Ньюфаундленд.

К серпентинитовому поясу Зимбабве длиной 110 км приурочены месторождения Шабани и Машаба.

Месторождения антофиллит-асбеста тяготеют к частично или полностью серпентинизированным ультрамафитам, залегающим среди интенсивно гранитизированных и мигматизированных древних толщ. В качестве примера могут быть названы Сысертское месторождение на Среднем Урале и Сангилен в Туве.

Глава 6

ТАЛЬК И ТАЛЬКОВЫЙ КАМЕНЬ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Состав талька соответствует химической формуле $Mg_3[SiO_4O_{10}](OH)_2$ (SiO_2 63,5 %; MgO 31,7 %; H_2O 4,8 %). В тальке часть MgO может быть замещена FeO (до 6 %), в небольших количествах могут присутствовать Al_2O_3 и Cr_2O_3 .

Обычно тальк образует листоватые или чешуйчатые агрегаты белого, серого, зеленого, реже красного, темно-серого или черного цвета. В зоне выветривания он иногда приобретает желтовато-бурый цвет. Химически чистому тальку в порошке свойственна высокая белизна.

Тальк жирен на ощупь, очень мягок, скользок, гидрофобен, легко размалывается до тонкой пудры (0,03—0,04 мм), обладает высокими электроизоляционными свойствами, сорбционным и субстратным действием, т. е. способностью удерживать на поверхности частиц некоторые активные химические вещества, химически стоек и инертен.

Руды с содержанием талька более 75 % называют талькитами, массивные или слабо рассланцованные породы, содержащие 35—75 % талька и пригодные к распиливанию, — тальковыми камнями. Талькиты содержат (в %): талька 75—98, хлорита 2—15, серпентина 1—11, карбонатов 0—20, рудных минералов 0—6. Они характеризуются высокой кислото- и щелочеупорностью, а также огнестойкостью (температура плавления около 1490—1510 °C). По текстуре различают плотные и рыхлые («мучнистые») талькиты. Плотные талькиты, иногда просвечивающие в куске по краям, называют стеатитами, а рассланцованные — тальковыми сланцами. Талькит, содержащий волокнистый тремолит, известен под названием асбестина. По составу выделяют железистые (более 2,75 % Fe_2O_3) и маложелезистые разновидности талькитов; последние отличаются более светлым, до белого, цветом и имеют высокие электроизоляционные свойства.

Из тальковых камней промышленность использует тальк-магнезитовые и тальк-хлоритовые разновидности. Огнеупор-

ность этих разновидностей соответственно 1400—1500 и 1000—1100 °С. Из них получают путем распиливания в карьерах огнеупорные кирпичи, применяя для футеровки цементных, металлургических, стекольных и других печей. Отходы производства огнеупорного кирпича размалываются с получением талькового концентрата или молотого тальк-магнезитового порошка.

Пирофиллит $\text{Al}_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$ имеет сходные физические и технологические свойства и в ряде отраслей является заменителем талька. Плотная мелкозернистая порода, состоящая из пирофиллита с примесью талька, слюд и глинистых минералов, называется агальматолит или пагодит. Помимо общих с тальком областей применения (производство огнеупоров, приборостроение, электротехника) агальматолит используется как подолочный декоративный камень. В настоящее время тальковые продукты применяются более чем в 100 отраслях промышленности, причем добыча и потребление талька постоянно расширяются.

Основная масса талька используется в молотом виде. Благодаря белизне — большей, чем у каолина, и способности удерживаться в бумажной массе, тальк широко употребляется как наполнитель при выделке бумаги. На тальковую бумагу хорошо ложится типографская краска. Для лакокрасочного производства большое значение имеет химическая стойкость талька, что важно для получения устойчивых к коррозии лаков и красок. При производстве резины тальк препятствует комкованию ингредиентов резиновой массы, а также придает резине жесткость. В парфюмерной и фармацевтической промышленности тальк используется как инертный наполнитель при изготовлении различных кремов, мазей, таблеток, пудр, присыпок.

Тальк применяется для получения сухих ядохимикатов, кровельных материалов, в литейном деле, при изготовлении цветных карандашей, в нитяном и джутовом производстве, в керамической промышленности и т. д. В ограниченном количестве тальк-стеатит и пирофиллит используются в блочном («комовом») виде для изготовления цельноточеных газовых горелок, изоляторов, изделий прикладного искусства и др.

Большая часть добываемого в СССР талька используется в кровельной (30—35 %) промышленности и для производства ядохимикатов (25—40 %); примерно по 7,0—7,5 % расходуется в керамическом и лакокрасочном производстве, по 5 % — в резиново-шинной, кабельной и бумажной промышленности, а также в литейном деле.

Обилие и разнообразие потребляющих отраслей промышленности обуславливают и большое разнообразие требований к качеству исходного талькового сырья.

Керамическая промышленность использует тальковые руды с низким содержанием оксидов кальция и железа, кварца, с минимальными потерями при прокаливании. Бумажная, лакокрасочная и некоторые другие отрасли промышленности ограничи-

Таблица 3

Классификация месторождений талька
и талькового камня по запасам, тыс. т

Месторождения	Сырье	
	Тальк	Тальковый камень
Уникальные	> 20 000	—
Крупные	20 000—5000	> 40 000
Средние	5 000—500	40 000—15 000
Мелкие	500—30	< 15 000
Незначительные	< 30	—

вают нижний предел белизны молотого талька (65—90 % в зависимости от сорта), кондитерская и фармацевтическая промышленности лимитируют содержание мышьяка (не более 0,0014 %), кабельная — меди и марганца (соответственно не более 0,005 и 0,012 %).

Для цельноточеных и пиленых тальк-магнезитовых изделий ГОСТы предусматривают такие параметры, как огнеупорность (не менее 1540—1560 °С), термическая стойкость, теплопроводность, усадка, пористость и др. Лакокрасочная и кабельная отрасли промышленности используют микротальк, качество которого определяется по степени измельчения.

Производство талька во всем мире увеличивается быстрыми темпами. Так, в 1950—1954 гг. мировая добыча составляла в среднем 1,6 млн. т в год, в 1959 г. — 2,4 млн. т, а в 80-х годах она достигла 6,0 млн. т.

Крупнейшими производителями талька за рубежом являются Япония (около 2 млн. т, преимущественно пирофиллита) и США, где ежегодно добывается около 1 млн. т талька, главным образом из месторождений Аппалачского (Гавернур, Флауэр, Тальквилл, Хевитт и др.) и Кордильерского (Инио, Силвер-Лейк, Эннисон-Диллон и др.) тальконосных регионов. Разведанные запасы талька в США более 130 млн. т. Годовая добыча некоторых других крупных производителей талька составила (в тыс. т): в Южной Корее 416, во Франции 258, в Бразилии 202, Италии 137. Цена на тальк в зависимости от химической чистоты и степени измельчения варьирует от 3 до 110 дол. за 1 т.

По запасам талька и талькового камня выделяют месторождения от уникальных до незначительных (табл. 3).

Советский Союз располагает крупными месторождениями талька и талькового камня, при этом особенностью тальковых ресурсов СССР является сосредоточение большей части запасов (около 72 %) в четырех крупных месторождениях Сибири — Алгуйском, Киргитейском, Светлый Ключ и Онотском. Из месторождений талькового камня следует отметить Шабровское и Сыростанское на Урале и Правдинское на Украине.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения талька формируются в эндогенных условиях в широком диапазоне температур (200—500 °C) и давлений (от 1 до $1 \cdot 10^3$ МПа) преимущественно в условиях щелочной среды [36]. Такие условия возникают как в связи с постмагматической деятельностью интрузий, так и при региональном метаморфизме.

Одним из важнейших условий для образования эндогенных месторождений талька является наличие магнезиальных пород, так как тальк формируется в ходе гидротермально-метаморфических процессов, при которых магний заимствуется из исходных пород, а кремнезем привносится извне. Это объясняет постоянную пространственную и генетическую связь месторождений талька и талькового камня с ультрамафитами и продуктами их метаморфизма, а также с магнезиальными карбонатными породами.

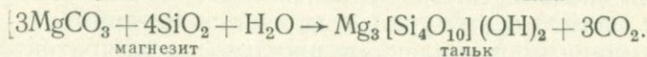
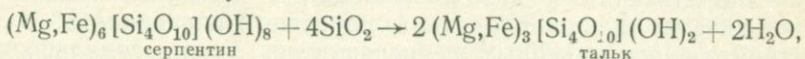
В экзогенных условиях остаточные элювиальные скопления порошковатых тальковых руд появляются при выщелачивании сопутствующих тальку минералов, что приводит к повышению его содержания в коре выветривания.

Таким образом, различают три генетических типа промышленных месторождений талька и талькового камня: 1) гидротермальные метасоматические месторождения; 2) метаморфогенные месторождения; 3) остаточные месторождения.

Гидротермальные метасоматические месторождения талька и талькового камня. Среди многочисленных и важных в промышленном отношении месторождений этого типа целесообразно выделить два подтипа месторождений, связанных: а) с ультрамафитами (апоультрамафитовые); б) с карбонатными магнезиальными породами (апокарбонатные). К первому подтипу относятся месторождения талькового камня, реже талька, ко второму — большинство месторождений талька.

Месторождения первого подтипа расположены в районах широкого распространения ультрамафитов — перидотитов, пироксенитов, обычно серпентинизированных. Апокарбонатные месторождения в подавляющем большинстве приурочены к магнезитам, доломитам и другим магнезиальным карбонатным породам протерозоя и палеозоя.

Тальк может образовываться за счет как серпентина (при привносе постмагматическими растворами кремнезема), так и магнезита по следующим схемам:



Иногда оталькованию предшествует формирование по магнезиту или доломиту энстатитовых, форстеритовых или серпентиновых пород.

Сложен и дискуссионен вопрос об источниках и природе растворов, вызывающих оталькование. Большинство исследователей считают такими источниками кислую магму, при этом предполагается, что кремнезем либо привносился из магматического очага, либо поступал в магнезиальные породы из вмещающей среды в результате биметасоматических обменных реакций на контактах, а также инфильтрационным путем за счет его мобилизации гидротермальными растворами на путях их движения.

О важной роли в образовании тальковых месторождений интрузий гранитоидной магмы свидетельствует наличие во многих тальконосных провинциях либо самих гранитоидных массивов, более поздних, чем рудовмещающие ультрамафиты и карбонатные породы, либо признаков, позволяющих предполагать их присутствие на небольших глубинах. Большинство геологов полагают, что именно внедрение гранитоидов обуславливает интенсивный метаморфизм более древних ультрамафитов.

В ряде районов тальковых месторождений не обнаружены гранитоидные интрузии, и связь этих месторождений с магматической деятельностью ставится некоторыми исследователями под сомнение. Так, по мнению В. Н. Лодочникова и других ученых, источником кремнекислых растворов являлась сама ультраосновная магма.

Существенное значение в локализации тальковых месторождений имеют как крупные разрывные нарушения — главные каналы для восходящих растворов, особенно приуроченные к зонам контактов магнезиальных и силикатных пород, так и более мелкие — типа малоамплитудных сбросов, зон дробления и расщепления. Ведущую роль играет разрывная тектоника в формировании, например, залежей талькитов Киргитейского месторождения в Енисейском крае. Здесь тела талькитов образуют меридиональную цепочку вдоль зоны одного из разломов, проходящего вдоль осевой плоскости синклинали складки (рис. 21, а). Молодые (неогеновые) пологие взбросы, по которым верхние части элювиальных залежей талькита надвинуты на глинистые отложения эрозивно-карстовых депрессий, существенно осложнили строение месторождения (см. рис. 21, б).

Важное значение имеет изучение зональности на тальковых месторождениях. Для месторождений, приуроченных к контактам ультрамафитов с алюмосиликатными породами, в том числе с гранитоидами, типично следующее расположение зон (от вмещающих пород к гипербазитам): альбитизации и биотитизации → хлоритизации и актинолитизации с примесью талька → талькита и тальк-карбонатной породы → оталькованных серпентинитов → неизмененных серпентинитов. Такая зональность обычна, в частности, для уральских месторождений.

К характерным проявлениям зональности на контакте доломитов и гранитоидов относится метасоматическая колонка, изученная на месторождении Светлый Ключ в Красноярском крае, выраженная в следующей смене пород: гранитоиды (гранодио-

риты, кварцевые диориты)→уралитизированное габбро→тальк-хлоритовые и хлоритовые породы→диопсидовые и тремолитовые породы→белые и серые тальковые сланцы→оталькованные доломиты→неизмененные доломиты.

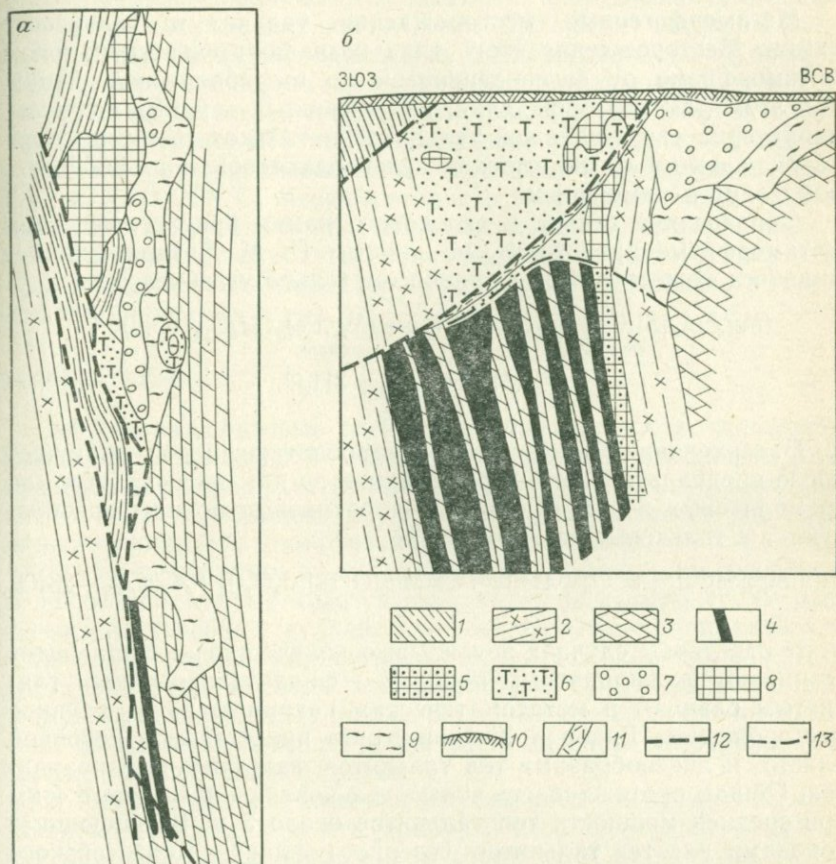


Рис. 21. Схематическая геологическая карта (а) и вертикальный разрез (б) Киргитейского месторождения. По А. В. Кириченко.

1 — глинистые сланцы; 2 — хлоритовые сланцы; 3 — доломиты; 4 — плотные талькиты; 5 — кварциты; 6 — элювиальные порошковатые талькиты; 7 — бокситы; 8 — маршаллиты; 9 — глины; 10 — делювиальные глины; 11 — брекчированные породы; 12 — тектонические нарушения; 13 — нижняя граница коры выветривания

В качестве парагенетических минералов в тальковых залежах, кроме хлорита и магнезита, присутствуют амфиболы, турмалин, биотит, тремолит, хризотил-асбест, пирит, магнетит, халькопирит, самородное золото, из первичных минералов сохраняются реликты серпентина и хромшпинелида.

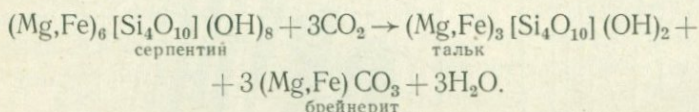
Залежи талька и талькового камня имеют, как правило, форму жил и линз. Размеры их значительны: протяженность

залежей тальцитов до 800 м, а талькового камня до 4 км; мощности залежей достигают соответственно 50 и 250 м.

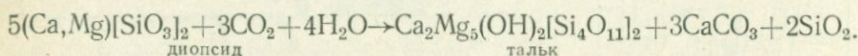
Примером гидротермального месторождения талька апокарбонатного типа может служить Онотское месторождение в Иркутской области.

Метаморфогенные месторождения талька и талькового камня. Месторождения этого типа возникают при региональном метаморфизме от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций, при этом для месторождений, приуроченных к ультрамафитам, характерна связь залежей тальцитов и талькового камня с зонами развития соответственно зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма.

Образование талька и талькового камня при региональном метаморфизме происходит, по данным П. М. Татарина, без привноса вещества или с привносом только углекислоты:



Оталькование магниальных карбонатных пород протекает после предварительного формирования по ним диопсидовых или тремолитовых пород. Например, диопсидовые породы преобразуются в тальковые по такой схеме:



В отдельных случаях залежи высококачественных тальцитов возникают по силикатным породам — филлитизированным глинистым сланцам и метасоматическим кварцитам. Так, крупное месторождение Ривон в Южной Корее представлено цепочкой пласто- и линзообразных тел тальцитов, залегающих в кварцитах. Общая протяженность зоны оталькования превышает 4 км при средней мощности тел тальцитов около 3 м. Вмещающими породами для тел тальцитов северного фланга Киргитейского месторождения также являются кварциты и глинистые сланцы.

Метаморфогенные залежи талька и талькового камня имеют форму пластообразных тел, линз и жил; их размеры могут быть весьма значительными, особенно на месторождениях талькового камня — до 4 км в длину при мощности 40—70 м.

В качестве примера крупного месторождения талькового камня можно привести Шабровское месторождение на Урале.

Остаточные месторождения талька представлены порошковатыми рудами, образующимися в зоне выветривания как апоультрамафитовых (Запываловское на Урале, Каракудук в Северном Казахстане), так и апокарбонатных (Алгуйское и Киргитейское в Западной Сибири) месторождений.

Мощность элювиальных скоплений порошкового талька может достигать 150 м (Киргитейское) при исключительной чи-

стоте руды: содержания Fe_2O_3 , Al_2O_3 и CaO не превышает десятых долей процента.

В пределах Алгуйского месторождения в Кемеровской области развита мощная кора выветривания, сложенная интенсивно разрушенными первичными талькитами, кварцитами, диабазами и в меньшей степени доломитами. Талькиты месторождения в коре выветривания полностью дезинтегрированы и превращены в серовато-белую глиноподобную тонкодисперсную массу, жирную на ощупь. Глубина выветривания по геофизическим данным достигает 250 м. Преобладающая масса тальковых частиц имеет размеры менее 0,075 мм; среднее содержание Fe_2O_3 0,27 %, CaO 0,08 %; белизна талька в большинстве проб составляет 90—95 %. Ценность месторождения повышается вследствие возможности попутного использования дезинтегрированных порошковатых кварцитов — маршаллитов, а также доломитов, тремолитовых пород.

МИНЕРАГЕНИЯ

Апоультрамафитовые месторождения талька и талькового камня тесно связаны с метаморфизованными массивами ультраосновных пород, слагающими «серпентинитовые пояса» (см. гл. 5). Р. В. Колбанцев [20] выделяет два основных формационных типа апоультрамафитовых месторождений.

1. Месторождения тальк-хлоритового камня, приуроченные к докембрийским метаультрамафитам, залегающим среди раннегеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ и испытавшим региональный метаморфизм фации зеленых сланцев. Для руд характерны высокие железистость и глиноземистость, поэтому промышленное значение подобных месторождений невелико. В качестве примера могут быть названы месторождения Сегозерской группы в Карелии.

2. Месторождения железистого талька и талькового камня, развитые в породах дунит-гарцбургитовой формации в пределах байкальских, каледонских и герцинских складчатых областей. Наибольшая интенсивность талькового оруденения свойственна гипербазитовым поясам в зонах проявления зеленосланцевой фации регионального метаморфизма с интенсивным гранитоидным магматизмом. Важное условие образования месторождений в породах дунит-гарцбургитовой формации — интенсивная гидротермальная деятельность, обусловленная гранитоидными интрузиями, реже интрузиями среднего и основного состава и локализованная в пределах зон высокой проницаемости. Рудные тела сложены преимущественно карбонатно-тальковыми породами, подчиненное значение имеют талькиты-стеатиты и тальковые сланцы. Этот формационный тип объединяет многочисленные месторождения и проявления, в том числе уникальные Шабровское и Сыростанское, крупные Сысертское, Медведевское (Урал), Джетыгаринское (Северный

Казахстан), Правдинское (Украина) месторождения. Крупные месторождения этого типа эксплуатируются в США (штаты Вирджиния, Вермонт, Калифорния).

Апокарбонатные тальковые месторождения размещены в пределах складчатых областей преимущественно протерозойского и палеозойского возраста. Очевидно, это связано с тем, что именно в толщах протерозоя и нижнего палеозоя наиболее широко развиты магнезиальные карбонатные породы. В тальконосных провинциях может быть проявлен либо региональный метаморфизм зеленосланцевой и (реже) амфиболитовой фаций. либо контактовый метаморфизм в связи с интрузиями гранитоидов. В первом случае месторождения представлены стеатитами, тальковыми сланцами, карбонат-тальковыми породами (Онотское, Киргитейское, месторождения Прибайкалья), а во втором образованы маложелезистыми карбонат- и тремолит-тальковыми рудами (Алгуйское, Светлый Ключ и др.). Из зарубежных апокарбонатных месторождений следует упомянуть Мэддок (Канада), Гавернур (США), Люзенак (Франция).

Глава 7

МАГНЕЗИТ И БРУСИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Магнезит — карбонат магния — $\text{Mg}[\text{CO}_3]$ (47,8 % MgO); содержит изоморфные примеси Fe, Mn, Ca, SiO_2 , Al_2O_3 ; с карбонатами железа образует изоморфный ряд: магнезит — брейнерит — сидерит; сингония тригональная; характерны ромбо- и скаленоэдрические кристаллы; цвет белый; спайность совершенная; твердость 3,5—4,5; плотность 3 г/см³. Совместно с магнезитом иногда встречается гидромагнезит $\text{Mg}[(\text{OH})_2|(\text{CO}_3)_4] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ (43,1 % MgO), который используется вместе с ним.

Известны две разновидности магнезита — кристаллическая и аморфная. Кристаллический магнезит представлен мраморовидными агрегатами с мелко-, средне- и крупнокристаллическими структурами и полосчатыми, радиальнолучистыми и звездчатыми текстурами. Магнезит обычно содержит различное количество примесей, окрашивающих его в желтый, серый и черный цвета; наиболее вредными из них являются Fe_2O_3 , CaO и SiO_2 .

Аморфный или скрытокристаллический магнезит слагает фарфоровидные однородные агрегаты белого цвета с характерным раковистым изломом и почковидной поверхностью, напоминающей цветную капусту (магнезит — капустник). В аморфном магнезите отмечаются примеси опала, халцедона, кварца, арагонита, серпентина, оксидов железа и силикатов никеля, окрашивающие его в кремовые, бурые и серые тона.

Брусит — гидроксид магния — $\text{Mg}(\text{OH})_2$ (69,1 % MgO); содержит изоморфные примеси Fe и Mn; сингония тригональная; типичны таблитчатые и игольчатые кристаллы; твердость 2,5; плотность 2,39 г/см³. Он образует почти мономинеральные листоватые, волокнистые и зернистые агрегаты, называемые бруситами. Цвет агрегатов белый с зеленым, желтыми и коричневыми оттенками, блеск иногда перламутровый.

Магнезиты более широко распространены в природе, чем бруситы, и в балансе добычи их доля преобладает, но бруситы представляют собой более качественные руды, перерабатываемые с меньшими энергетическими затратами. Магнезиты и бруситы используются в промышленности в основном в виде продуктов термической обработки и в меньшем количестве в сыром, естественном виде. Главные производные термической обработки этих руд — каустический магнезит и искусственный периклаз, называемый также «намертво обожженный магнезит» и зинтер-магнезит.

Каустический магнезит изготавливают из кристаллического и аморфного магнезита путем их нагревания до 700—1000 °С, что приводит к частичной диссоциации и потере ими 92—94 % CO_2 . Каустический магнезит является основной частью магнезиального цемента, который получают путем затворения каустического магнезита концентрированными растворами хлористого или сернокислого магния. Магнезиальный цемент обладает исключительно высокими пластическими, вяжущими и гидравлическими свойствами. Он связывает не только минеральные, но и органические (древесная стружка, опилки, вискоза) заполнители, что позволяет использовать его для производства различных строительных, отделочных, термо- и звукоизоляционных материалов (штукатурка, фибролит, ксилолит), а также в качестве высокопрочного связующего вещества для изготовления абразивных изделий (искусственные жернова, карборундовые круги и бруски). Каустический магнезит используется также для выработки огнестойких красок, вискозы и как флюс в керамике. Производство каустического магнезита потребляет около 10 % добываемых магнезитовых руд.

Искусственный периклаз — кристаллический оксид магния (MgO) — получают путем обжига кристаллического и аморфного магнезита, которые при 1450—1800 °С полностью диссоциируют. Дегидратация брусита происходит при меньших температурах. Температура плавления искусственного периклаза 2800 °С. Он абсолютно инертен к воде и углекислому газу, является ценным огнеупором, известным под названием «магнезитовый порошок», и применяется для наварки пода и стенок металлургических печей, для изготовления магнезитовых, хромит-магнезитовых, периклаз-шпинелевых и форстеритовых огнеупорных кирпичей, магнезитовых стаканов и вкладышей для сталелитейного, сернокислотного и цементного производства. Он также используется в качестве термоизоляционного покры-

тия электрокабелей, электротехнических сталей и резиновых изделий, для получения бора магния (удобрение), хлората магния (ядохимикат) и металлического магния. На изготовление магнезитового порошка идет 90 % добываемого магнезита и весь брусит. Кроме этого, для его производства используют оксид магния, извлекаемый из морской воды и природных рассолов, карналлита, каинита и лангбейнита. Потребителями сырого магнезита являются радиотехническая и целлюлозно-бумажная отрасли промышленности.

Мировые запасы магнезитовых и бруситовых руд не подсчитывались. Месторождения кристаллического магнезита и брусита в СССР эксплуатируются открытым способом, а за рубежом крупные жильные месторождения аморфного магнезита отрабатываются подземным способом. Брусит добывается в СССР, США и Канаде. Мировая добыча магнезита в последние годы превысила 8 млн. т (без СССР). Основными производителями магнезита являются: КНДР, Греция, КНР, Австрия, ЧССР, США, Бразилия, Турция, СФРЮ, Индия, Испания, СССР занимает ведущее место в мире по запасам и добыче этого вида сырья.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные месторождения магнезита и брусита пространственно и генетически тесно связаны с магнезиальными карбонатными и силикатными (ультрамафиты) породами. Основными генетическими типами месторождений магнезита и брусита являются следующие.

1. Гидротермальные среднетемпературные аподоломитовые месторождения кристаллического магнезита умеренных глубин. В данном типе по особенностям минерального состава, тектонической структуры и рудовмещающих толщ можно выделить два подтипа: 1) магнезитовые и 2) тальк-магнезитовые месторождения.

2. Инфильтрационные месторождения аморфного магнезита коры выветривания ультрамафитов.

3. Осадочные континентально-озерные месторождения пелитоморфных магнезитов.

4. Контактво-метаморфические месторождения бруситов и бруситовых мраморов.

Гидротермальные магнезитовые месторождения. Месторождения этого подтипа приурочены к мощным толщам карбонатных пород, содержащих пачки и пласты доломитов, известняков и глинистых сланцев. Породы слабо метаморфизованы, смяты в складки, пронизаны пострудными дайками основных пород.

Месторождения магнезита в карбонатных толщах вытягиваются цепочками на десятки километров, контролируясь с одной стороны доломитами, а с другой — зонами разрывных тектонических нарушений. Месторождения состоят из большого

числа рудных тел, имеющих линзовидную, гнездовую и неправильно-пластообразную форму. Они залегают в целом согласно с вмещающими доломитами, но часто выклиниваются как по простираанию, так и по падению. При этом выклинивание может быть тупым и острым (расщепляющимся). Рудные тела содержат останцы доломитов (рис. 22), а в области их экзоконтактов отмечаются многочисленные включения магнетита. Размеры магнетитовых залежей значительные: длина по простираанию 1—2 км, по падению 500—600 м, мощность 400—500 м.

Рудные тела сложены магнетитами белого, серого или голубовато-серого цвета. Текстуры магнетитов разнообразны —

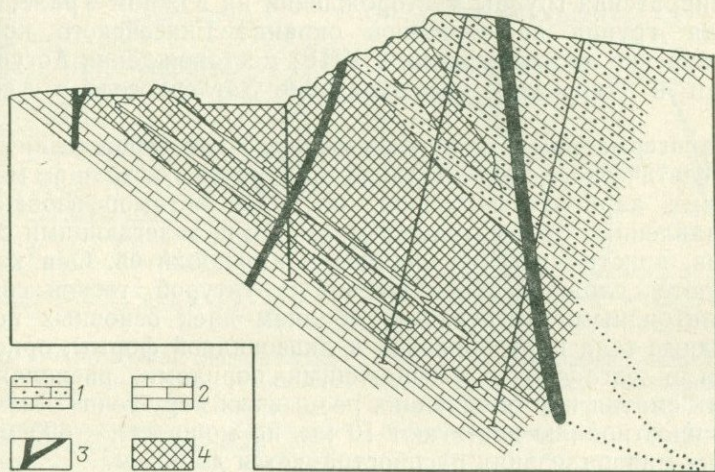


Рис. 22. Схематический геологический разрез залежи магнетита Саткинской группы месторождений. По М. И. Гарань.

1—2 — доломит: 1 — серый, 2 — черный; 3 — дайки диабазы; 4 — магнетит

грубо- и тонкополосчатые, радиальнолучистые, звездчатые; структуры — мелко-, средне- и крупнокристаллические. Очень характерно унаследование магнетитами текстур доломитов, что подтверждает их метасоматическое происхождение. Рудные тела, кроме преобладающего магнетита, содержат в очень небольшом количестве вторичный белый доломит, кальцит, арагонит, кварц, опал, пирит, графито-глинистые образования. В контактах даек как в доломитах, так и в магнетитах встречаются тальк, серпентин, брусит, хлорит, магнетит, гидромагнетит, пирит. Руды высокого качества: содержание оксида магния до 46,6 % при небольшом количестве вредных примесей.

Генезис месторождений этого подтипа спорный. А. Н. Заварицкий рассматривал возможность образования магнетитовых залежей в результате метасоматического замещения доломитов магнией при воздействии гидротермальных растворов постмагматического происхождения, проникавших в толщу доломи-

тов по разрывным нарушениям. Источником оксида магния служили сами доломиты, поэтому месторождения можно отнести к гидротермально-метаморфическим. Существует представление об осадочном генезисе этих месторождений, в которых тонкорассеянный аморфный магнезит в период катагенеза растворялся в пластовых седиментогенных водах; они переносили магний и вызывали метасоматическое замещение доломитов магнезитом. Впоследствии при метаморфизме происходила перекристаллизация магнезита [2].

Месторождения данного подтипа имеют большое промышленное значение. Типичные примеры: Саткинская, Белорецкая и Семибратская группы месторождений на Южном Урале; Удерецкая группа на восточной окраине Енисейского кряжа; Манчжурские месторождения в КНР; месторождения Астуретта и Эуги в Пиренеях; месторождение Затлеркогель в Альпах и др.

Гидротермальные тальк-магнезитовые месторождения второго генетического подтипа также приурочены к толщам магнезиальных карбонатных пород, но более метаморфизованных, представленных доломитовыми мраморами, залегающими среди гнейсов, кристаллических сланцев и амфиболитов. Они характеризуются сложной тектонической структурой, тесной связью с гранитоидными интрузиями, обилием даек основных пород.

Рудные тела плитообразной и линзовидной формы, ориентированные согласно с вмещающими породами, расположены в зонах смятия крутопадающих разрывных нарушений. Размеры их по простиранию достигают 10 км, по мощности — 600 м. На глубину минерализация распространяется до 600 м.

Строение рудных тел чрезвычайно сложное зональное. В них встречаются незамещенные доломиты, линзы кальцитового и анкеритового состава, жилкообразные выделения талька и хлорита, дайки и сопровождающие их зоны пиритизации. Количество талька и хлорита увеличивается к контактам залежи с силикатными породами, где локализуются темноокрашенные некондиционные магнезиты. Центральные части рудных тел сложены высококачественными светлыми магнезитами (рис. 23). Минеральный состав магнезитовых залежей следующий: магнезит (75—99%), реликты мелкозернистых первичных доломитов, тальк, хлорит, кварц, пирит, крупнокристаллический вторичный доломит, серпентин и хризотил-асбест. Количество примесных минералов увеличивается в тех участках залежей, которые содержали пропластки силикатных пород, метасоматически замещавшиеся тальком, хлоритом и другими минералами.

В рудных телах отмечаются магнезиты разнообразных текстурно-структурных типов: мелкозернистые грубоплитчатые, мраморовидные массивные, крупнокристаллические радиальнолучистые, звездчатые, ланцето-, брекчиевидные и гигантокристаллические ромбовидные. Магнезитовые залежи формировались, по крайней мере, в две стадии магнезиевого метасоматоза.

В первую выделялись мелкозернистые, а во вторую — крупнокристаллические магнезиты.

Большинство геологов месторождения тальк-магнезитового подтипа относят к гидротермально-метаморфическим образованиям, возникшим в результате воздействия гидротермальных магнийсодержащих растворов на доломиты. Источником растворов считаются кислые интрузии, а магнезия — доломитовые толщи.

По мнению сторонников осадочного генезиса, месторождения рассматриваемого подтипа отличаются от месторождений первого подтипа лишь большей степенью метаморфизма.

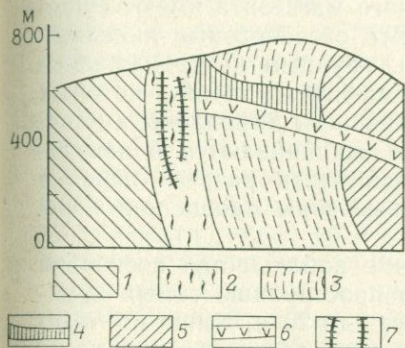


Рис. 23. Схематический геологический разрез Савинского месторождения магнезита. По А. Ф. Щербакову.

1 — амфибол-хлоритовые и биотитовые сланцы, доломиты и известняки; 2 — 4 — магнезиты: 2 — оталькованные и хлоритизированные, 3 — кондичионные, 4 — пиритизированные; 5 — роговообманковые сланцы с прослоями биотит-амфиболовых сланцев; 6 — диабазы амфиболитизированные; 7 — дайки диабазов, габбродиабазов и долеритов

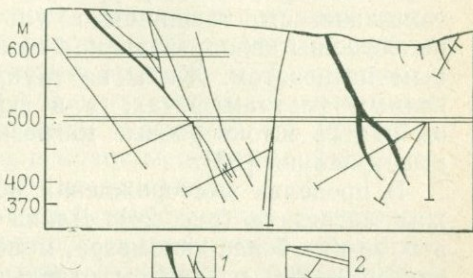


Рис. 24. Схематический разрез жильного магнезитового месторождения Голеш. По С. Янкович, Б. Ваканьяц.

1 — жилы магнезита; 2 — выработки

Запасы месторождений измеряются сотнями миллионов тонн. Примеры месторождений: Савинское на Восточном

Саяне (расположено в зоне Алагинского глубинного разлома, в которой также находится Онотское тальковое месторождение); магнезитовые и тальковые месторождения на п-ове Корея; Алморская группа на юго-западных отрогах Центральных Гималаев в Индии.

Инфильтрационные месторождения. Месторождения этого генетического типа связаны с глинистыми и латеритными корами выветривания, развитыми на массивах ультрамафитов (серпентинитов). Образование месторождений обусловлено процессами химического выветривания серпентинитов под действием углекислотных поверхностных вод. Бикарбонат магнезия, высвобождающийся при разложении силикатов, перемещается в нижние горизонты коры выветривания, где отлагается в различных трещинах и полостях в форме аморфного магнезита в парагенезисе с керолитом (гидросиликат магнезия), опалом, халцедоном (хризопраз) и кварцем.

По форме рудных тел различают два подтипа инфильтрационных месторождений аморфного магнетита: штокверковые и жильные. Первые связаны с площадными корами выветривания и представляют собой горизонтальные зоны, насыщенные скоплениями гнезд, линз и пересекающихся под разными углами жил и прожилков магнетита. Площади штокверковых зон значительные, но мощность небольшая (30—40 м). Подобные месторождения не эксплуатируются. Они известны на восточном склоне Южного и Среднего Урала (Халилово), в Закавказье и Казахстане.

Жильные месторождения аморфного магнетита имеют существенное промышленное значение. Это своеобразные линейные коры выветривания, приуроченные к крупным крутопадающим тектоническим трещинам в ультрамафитах, стенки которых подвержены керолитизации, а сами трещины выполнены аморфным магнетитом. Жилы на глубине выклиниваются в неизменных ультрамафитах, а в верхней части разреза нередко выходят в штокверковые магнетитовые зоны площадной коры выветривания [33].

В пределах месторождений обычно наблюдается несколько жил магнетита (рис. 24). Длина по простирацию самых крупных из них более километра, мощность до 20 м, длина по падению 150—200 м. Запасы отдельных жил достигают 1 млн. т. В СССР месторождения жильного подтипа не обнаружены; они эксплуатируются в Югославии (Голеш) и Греции (Эвбея и Митилени).

Осадочные месторождения имеют небольшой масштаб. встречаются редко; они относятся к континентально-озерным образованиям. Различают два подтипа таких месторождений: а) переотложенных тонкодисперсных продуктов выветривания на серпентиновых массивах; б) хемогенных осадков, связанных с выделением на дне озер восходящих термальных магнезиальных вод.

Рудные тела осадочных озерных месторождений имеют линзовидно-пластовую изометричную форму и достигают значительных размеров. Они сложены микро- и криптокристаллическим или пелитоморфным магнетитом и гидромагнетитом. Залежи часто содержат прослои глин, мергелей, песчаников и конгломератов.

Примеры месторождений первого подтипа: Бела Стена, Илиньяча, Бель-Камень, Бранешко-поле в Югославии; Реденсион на Кубе; Бозукурт и Хирсиздере в Турции; второго подтипа: Атлин в Канаде (пров. Британская Колумбия); Овертон и Нидлс в США (шт. Калифорния).

Контактово-метаморфические месторождения бруситита и бруситовых мраморов. Месторождения этого генетического типа представлены залежами анхимономинеральных бруситов и бруситовыми мраморами. Они располагаются в пределах ореолов термального контактового метаморфизма гипабиссальных и

субвулканических гранитоидных массивов, прорывающих дислоцированные толщи доломитов, содержащих линзы и пласты пелитоморфных магнезитов.

Брусититы слагают крутопадающие линзовидные и пластообразные тела, размеры которых по простиранию достигают тысяч, а по мощности десятков и сотен метров. По падению они прослеживаются обычно на небольшую глубину (до 200 м). Рудные тела размещены в кровле гранитоидных массивов, на контактах их апикальных выступов и относятся к образованиям малых глубин.

Рудные тела имеют характерную зональность: непосредственно на контакте с гранитоидами обычно отмечается зона полосчатых магнезиальных скарноидов, содержащих форстерит, флогопит, диопсид, авгит, паргасит, шпинель и периклаз; далее идет зона силикатных кальцифиров и офикальцитов с серпентином, которая сменяется зонами брусититов, бруситовых и магнезитовых мраморов, переходящих затем в доломитовые мраморы и неизменные доломиты. Считают, что брусититы развиваются только по линзам и пластам пелитоморфных магнезитов, а бруситовые мраморы — по доломитам.

Залежи брусититов имеют сложное строение и включают многочисленные линзы кальцифиров, магнезитов и доломитов. Они пронизаны дайками основного и кислого состава. Объем «пустых» пород может достигать 30 % от объема залежей. Брусититы представляют собой высококачественные руды массивной, полосчатой и пятнистой текстур. Сопутствующими минералами являются карбонаты — магнезит, доломит, кальцит (10—15 %), серпентин (до 5 %), форстерит, реликтовый периклаз. Содержание брусита в рудах 80—95 % (55,02—68,70 % MgO).

Большинство геологов рассматривают месторождения брусититов как контактово-метаморфические, формирование которых протекало в изохимических условиях (без привноса MgO из магматического очага) в две стадии [30, 50]. На стадии прогрессивного контактово-термального метаморфизма магнезит и доломит диссоциировали с выделением периклаза, который на второй стадии — регрессивного метаморфизма — под воздействием термальных вод подвергался гидратации с образованием апопериклазовых брусититов и бруситовых мраморов. Подобная диссоциация магнезиальных карбонатов возможна только на небольшой глубине. В гипабиссальных условиях происходит прямое замещение магнезита и доломита бруситом с формированием апомагнезитовых брусититов и аподолмитовых бруситовых мраморов. Наиболее дискуссионна природа магнезитов: образовались ли они в доинтрузивную стадию или являются постмагматическими, возникшими в результате базификации доломитов.

Брусититовые месторождения встречаются довольно редко. Они известны в СССР в пределах хр. Малый Хинган (Кульдурское, Самарское и Тарагайское), в США, шт. Невада (Габбс).

Мелкие месторождения бруситовых мраморов эксплуатируются в Канаде в провинциях Квебек (Уэйкфилд) и Онтарио (Ратерлен).

МИНЕРАГЕНИЯ

Региональные закономерности размещения месторождений магнетита и брусита определяются их приуроченностью к магнезиальным породам двух формаций: карбонатно-доломитовой осадочной и ультрамафитовой (серпентиновой) магматической. Месторождения в карбонатно-магнезиальных толщах представляют наибольший промышленный интерес и обладают высококачественными мономинеральными рудами магнетита и брусита.

В образовании месторождений аподоломитового типа выделяются три минерагенические эпохи: 1) протерозойско-раннекембрийская, характеризующаяся максимальным накоплением доломитов и самой значительной концентрацией крупных месторождений магнетита и брусита; 2) позднепалеозойско-раннемезозойская со средними по масштабу месторождениями; 3) палеоген-неогеновая с небольшими экзогенными месторождениями магнетита [50]. Продуктивные толщи магнезиальных карбонатных пород накапливались в миогеосинклинальных зонах геосинклинальных областей.

В размещении месторождений первых двух эпох важное значение имеет разрывная тектоника, контролирующая локализацию месторождений в пределах широких площадей развития магнезиальных карбонатных пород, что является основным доказательством участия постмагматических или метаморфических растворов в формировании магнетита и брусита. Минерагенические провинции для магнетита не выделены, но наиболее важными магнетитоносными районами СССР являются Южный Урал с Саткинскими, Семибратскими и Белорецкими месторождениями, Восточная Сибирь с Присянской (Савинское месторождение) и Удережской (Ангари-Питский синклиорий) группами месторождений и Дальний Восток с Хинганской группой месторождений.

Глава 8

ПЬЕЗООПТИЧЕСКИЙ КВАРЦ И КВАРЦ ДЛЯ ПЛАВКИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В качестве пьезокварца применяются горный хрусталь и его окрашенные разновидности — лимонно-желтый цитрин, дымчатый кварц (раухтопаз) и смоляно-черный морион. Фиолетовый кварц — аметист — используется преимущественно как ювелир-

ный камень. Масса большинства кристаллов кварца 250—500 г, однако встречаются кристаллы, масса которых достигает сотен килограммов, а иногда несколько тонн. Известны четыре модификации кварца, каждая из которых устойчива в определенном температурном интервале: β -кварц (до 573 °C); α -кварц (573—870 °C); α -тридимит (870—1470 °C); α -кристобалит (1470—1710 °C). Промышленное значение в качестве пьезооптического сырья имеет β -кварц, кристаллизующийся в тригональной сингонии.

Различают правые и левые формы кристаллов кварца. Эти формы обусловлены отсутствием плоскостей и центра симметрии, вследствие чего у кристаллов проявляются пьезоэлектрические свойства. Правая форма кристаллов кварца представляет собой зеркальное отражение левой (энантиоморфизм). Кварц пропускает ультрафиолетовые и инфракрасные лучи. При прохождении через пластинку или кристалл кварца по направлению оптической оси (L_3) линейно поляризованного луча плоскость поляризации поворачивается на определенный угол. Правый кристалл вращает плоскость поляризации вправо, левый — влево.

Сущность пьезоэлектрического эффекта кристаллов кварца заключается в том, что при сжатии или растяжении пластинки, выпиленной параллельно двойной оси (L_2), на ее концах возникают электрические заряды разного знака. Если же такую пластинку подвергнуть воздействию переменного электрического тока, то она начнет упруго колебаться (сжиматься и растягиваться).

Для производства прозрачного плавленного кварцевого стекла в настоящее время применяют следующие разновидности кварцевого сырья: кристаллы и обломки кристаллов горного хрусталя (отходы при обогащении пьезооптического кварца); прозрачный перекристаллизованный жильный кварц и метаморфизованный гранулированный кварц. Основным качеством, которым должно обладать сырье для получения подобного стекла, является его исключительная химическая чистота: содержание SiO_2 больше 99,9 %, Al и Fe — менее тысячных долей процента, Mg и Ti — не более десятитысячных долей процента.

Гранулированный (зернистый) кварц, слагающий крупные жильные тела, представляет собой агрегат прозрачных кварцевых зерен, окруженных тонкими молочно-белыми кварцевыми каемками. Обогащенная крупка гранулированного кварца (со снятыми каемками) по химической чистоте является уникальным природным сырьем для плавки специальных светотехнических кварцевых стекол [12].

Пьезооптический кварц применяют главным образом в радиотехнике, ультразвуковой технике и оптике. Использование кварцевых пластинок (пьезоэлементы) в радиотехнике и ультразвуковой технике основывается на пьезоэлектрическом эф-

фекте. Так, в радиотехнике пьезокварцевые пластинки служат основной деталью стабилизаторов (резонаторов) и частотных фильтров, при помощи которых разделяют радиоволны и токи разных частот и длин. В ультразвуковой технике пьезоэлементы применяются для изготовления различных приборов: эхолотов (измерение глубин моря, обнаружение айсбергов, подводных лодок, косяков рыб, затонувших кораблей) и пьезодатчиков (измерения давления пороховых газов; обнаружение пороков в металлах).

В оптике из кварца делают линзы, концентрирующие ультрафиолетовые лучи, приспособления, определяющие направление вращения плоскости поляризации, призмы для спектрографов, клинья компенсаторов (измерение разности хода лучей).

Высококачественное природное кварцевое сырье используется для получения прозрачного плавленного кварцевого стекла, обладающего сочетанием таких ценнейших свойств, как высокая светопрозрачность в ультрафиолетовой, видимой и инфракрасной областях спектра, идеальная радиопрозрачность, нечувствительность к термоудару, непроницаемость для газов, химическая инертность по отношению к агрессивным средам, отличные диэлектрические и антирадиационные свойства, большие запасы прочности и теплостойкости [25].

Основными потребителями продукции из кварцевого стекла являются следующие отрасли промышленности: электротехническая, электронная, химическая, металлургическая, машиностроительная, оптико-механическая, радиотехническая, авиационная, приборостроение и др.

В соответствии с требованиями промышленности на пьезооптический кварц можно выделить следующие виды кристаллосырья: пьезокварц и оптический кварц.

Для пьезоизделий пригодны кристаллы, гальки, куски и обломки кварца, имеющие бездефектную область — моноблок, в котором отсутствуют включения других минералов, пород, газа и жидкости, трещины, дофинеи и бразильские двой-

Т а б л и ц а 4

Технические условия на пьезокварц

Сорт	Выход монообласти, %	Масса кристалла, г	Масса монообласти, г
Экстра	≥ 30	—	≥ 1000
I	≥ 15	≥ 300	Требования не установлены
II	≥ 10	≥ 100	То же
III	≥ 5	≥ 100	»
IV	≥ 10	30—100	»

П р и м е ч а н и е. Минимальный размер монообласти должен обеспечивать изготовление пьезокварцевой пластинки размерами $12 \times 12 \times 1,5$ мм.

ники и свили. Качество кристаллов пьезокварца определяется процентным отношением массы или объема моноблока к общей массе или объему кристалла кварца.

В соответствии с техническими условиями пьезокварц разделяется на пять сортов (табл. 4).

Технические условия на оптический кварц содержат следующие положения: 1) к оптическому кварцу относятся кристаллы бесцветного горного хрусталя, прозрачные для лучей ультрафиолетовой области спектра с длиной волны до 200 нм; 2) оптический кварц должен обладать однородностью по показателю преломления, отсутствием дефектов, вызывающих ухудшение качества изображения и разрешающей способности оптических приборов; 3) основные дефекты кристаллов оптического кварца — бразильские двойники, свили, интенсивная окраска, трещины и различного рода включения; 4) выход монообласти в кристаллах оптического кварца должен быть не менее 40 %; 5) бездефектные области кристаллов должны обеспечивать изготовление одной из заготовок размером $80 \times 70 \times 60$, $70 \times 60 \times 50$ или $45 \times 35 \times 30$ мм.

Цены на пьезокварц и оптический кварц на международном рынке варьируют от нескольких сотен долларов до 1000 дол. за 1 кг моноблока.

В связи с тем что потребность в пьезокварце не обеспечивается природным сырьем, во многих индустриально развитых странах, в том числе и в СССР, налажено производство синтетического кварца.

Среди требований промышленности к качеству кварца для плавки наиболее жесткими являются технические условия для производства прозрачного кварцевого стекла. Вредными в данном случае являются все виды примесей: твердые минеральные, заключенные в газовой-жидких включениях, структурные и др. Поэтому оценка и контроль качества природных видов сырья для плавки ведется в трех направлениях: определение количества минеральных примесей, химического состава кварца, относительного содержания газовой-жидких включений. Однако окончательное заключение о пригодности сырья для производства прозрачного кварцевого стекла делается на основе опытных плавов и изучения физико-химических свойств полученного стекла для конкретной области использования [12].

В 1971 г. в капиталистических странах получено 1300 т кварцевого стекла, в том числе в США — 650 т. США является не только производителем кварцевого стекла, использующим его полностью для собственных нужд, но и наиболее крупным его импортером. Импорт в США кварцевого стекла из Англии, Франции, ФРГ и Японии достигает 350 т в год.

Среди промышленных месторождений пьезооптического кварца и кварца для плавки можно выделить следующие генетические типы: 1) пегматитовые месторождения; 2) гидротермально-метаморфические месторождения (хрусталеносных кварцевых жил и хрусталеносных минерализованных трещин); 3) метаморфизованные месторождения гранулированного кварца; 4) россыпные месторождения (элювиальные и делювиальные).

Пегматитовые месторождения. Пегматиты с полостями — занорышами, содержащими кристаллы дымчатого кварца или мориона, встречаются довольно часто, но во многих случаях месторождения этого генетического типа оказываются непромышленными вследствие низкого качества кристаллов кварца или незначительных масштабов хрусталеносности. Известны, однако, и крупные пегматитовые месторождения, которые в большинстве случаев тесно пространственно связаны с гранитными интрузивами, располагаясь в зоне их внутреннего (реже внешнего) контакта.

Пегматитовые тела с пьезооптическими минералами (кристаллы кварца и флюорита) характеризуются изометричной формой и наличием хорошо развитого кварцевого ядра, занимающего иногда значительную часть их объема. В отдельных случаях наблюдаются переходы от полнодифференцированных пегматитов к кварц-полевошпатовым и существенно кварцевым жилам. В дифференцированных пегматитовых телах от кварцевого ядра к периферии выделяются следующие зоны (рис. 25): полевошпатовая (микроклина), полевошпат-кварцевая (пегматоидная), графического пегматита и иногда мелкозернистого гранита (аплита). Степень дифференцированности пегматита и выдержанность отдельных зон, особенно пегматоидной и графической, могут быть различными, однако наиболее дифференцированные тела обычно оказываются самыми продуктивными.

Скопления пьезооптических минералов приурочены к полостям, в которых осуществляется свободный рост кристаллов на заключительных стадиях формирования пегматитового тела. Полости содержат хорошо ограниченные кристаллы кварца, флюорита, топаза и заполнены слюдисто-глинистыми образованиями. Размеры полостей варьируют в широких пределах: наряду с мелкими занорышами объемом в десятые и сотые доли кубического метра встречаются крупные погребя или камеры длиной 10—20 м, которые располагаются, как правило, в нижних частях кварцевых ядер. В крупных пегматитовых телах нередко наблюдается несколько полостей, из которых одна или две, имеющие небольшие размеры, расположены обычно вблизи центральной части пегматита в полевошпатовой или пегматоидной зоне (обычно непосредственно под кварцевым ядром).

Главными минералами хрусталеносных пегматитов явля-

ются микроклин и минералы группы кварца, в значительно меньшей степени распространены альбит, олигоклаз и биотит. Из других минералов, определяющих геохимическую характеристику пегматитов, необходимо отметить топаз, берилл, ортит, литиевые слюды и флюорит. Большинство этих минералов кристаллизуется в полостях вместе с горным хрусталем и морионом, при этом минеральная ассоциация включает морион —

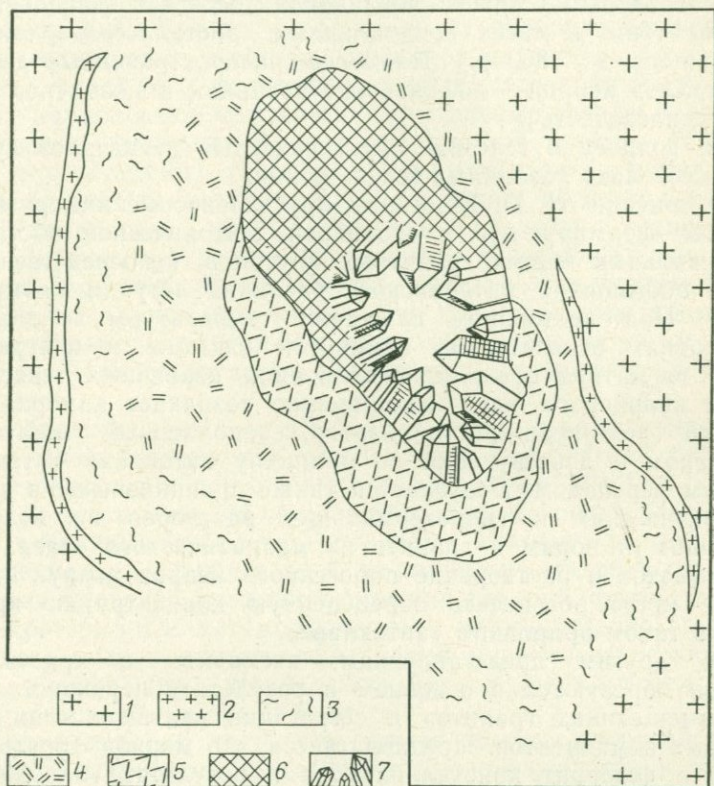


Рис. 25. Схематический разрез камерного пегматита. По Е. Я. Киевленко.

1 — гранит; 2 — аплитовая оторочка; 3—6 — зоны: 3 — графического пегматита, 4 — пегматоидная, 5 — микроклиновидная, 6 — кварцевое ядро; 7 — полость с кристаллами мориона

топаз — берилл — лепидолит, либо морион — топаз. Необходимо упомянуть, что хрусталеносные пегматиты могут служить важным источником добычи драгоценных камней — крупных прозрачных кристаллов топаза и аквамарина.

Хрусталеносные пегматиты бедны мусковитом, не содержат промышленных концентраций редких металлов и с этой точки

зрения могут быть противопоставлены слюдоносным и редко-металльным пегматитам. Их основная геохимическая особенность заключается в наличии фтора, другими характерными элементами являются Si, Al, K, Na, Be, Li, второстепенную роль играют Nb, Ta, Sn, Mo, Ti.

Пьезокварц в пегматитах обычно представлен морионом или зональными кристаллами с ядром, сложенным светлым «сотовым» кварцем, переполненным газово-жидкими включениями. Масса отдельных кристаллов иногда достигает нескольких десятков тонн, а масса кондиционных кристаллов мориона может быть до 1000 кг. Наиболее распространенные дефекты кристаллов кварца — дофинейские двойники и мозаичное строение (свилеватость).

По вопросу о генезисе хрусталеносных пегматитов существует несколько различных точек зрения.

По мнению Н. П. Ермакова, хрусталеносные камерные пегматиты формируются в спокойной тектонической обстановке в апикальных частях гранитных plutонов, непосредственно на месте обогащения материнского расплава летучими компонентами. При постоянном снижении температуры и давления в условиях относительно замкнутой системы в центральной части пегматита после кристаллизации первичных текстурных зон и кварцевого ядра закономерно возникает камера — природный резервуар-кристаллизатор, заполненный остаточным раствором и действующий по принципу автоклава с температурным перепадом. Допускается также проникновение в камеру надкритических и гидротермальных растворов по волосным трещинам и порам в граните из магматического очага. Автометасоматоз и растворение пирогенного кварца вокруг камеры также могут обеспечить определенную концентрацию кремнезема в таком природном «автоклаве».

По другим представлениям, пегматиты с кристаллами кварца образуются в основном в результате перекристаллизации вмещающих гранитов и сегрегации слагающих их минеральных компонентов. Предполагается, что морион, горный хрусталь и флюорит кристаллизуются в результате наложенного извне гидротермального процесса, причем не только в свободных полостях, но и в твердой среде метасоматическим путем.

По мнению Е. Я. Киевленко, процесс минералообразования в пегматитовых телах, приводивший в заключительный гидротермальный этап к возникновению крупных кристаллов пьезокварца, был сложным и многостадийным. Пегматиты с пьезооптическими минералами формировались в области умеренных глубин при условии спокойного тектонического режима и благоприятной геохимической специализации интрузивных тел. Месторождения хрусталеносных пегматитов известны в СССР на Украине, Урале, в Казахстане, а также в Бразилии (шт. Минас-Жерайс) и других странах.

Гидротермально-метаморфические месторождения. Этот генетический тип включает в себя основные месторождения пьезооптического кварца, которые образуются в результате циркуляции гидротермальных растворов в верхних структурных этажах земной коры по системам тектонических трещин, а также по зонам интенсивного дробления и рассланцевания горных пород.

Гидротермальные месторождения пьезооптического кварца очень специфичны и во многом отличаются от рудных жильных месторождений. Важная особенность их становления заключается в тесном взаимодействии гидротермальных растворов с боковыми породами, из которых извлекаются кремнезем и ряд других компонентов, слагающих хрустальные гнезда и минерализованные трещины. В основном по этой причине большинство хрусталеносных гнезд и минерализованных трещин тяготеет к кварцевым жилам и горным породам, богатым кремнеземом, — кварцитам, кварц-слюдистым сланцам, гранитоидам и др. Значительно реже они залегают в мраморах, диабазах, скарнах и других породах, бедных кремнеземом, причем в этих случаях источником кремнезема для формирования кристаллов кварца являются в основном кварцевые жилы, поэтому месторождения горного хрусталя относят к гидротермально-метаморфическим.

Необходимо также отметить, что почти все промышленные месторождения пьезооптического кварца практически безрудны и пространственно разобщены с рудоносными жилами. Исключения из этого правила немногочисленны и представлены мелкими объектами небольшой ценности. Условия формирования гидротермальных рудных жил, по-видимому, малоблагоприятны для возникновения крупных скоплений горного хрусталя.

Гидротермально-метаморфические месторождения пьезооптического кварца представлены двумя морфогенетическими типами рудных тел — хрусталеносными кварцевыми жилами и минерализованными трещинами.

Хрусталеносные кварцевые жилы обычно пространственно связаны с массивами гранитоидов и располагаются в зоне их эндо- и экзоконтакта с вмещающими породами. Как правило, хрусталеносные кварцевые жилы группируются в отдельные жильные поля и жильные зоны, положение которых контролируется разрывными тектоническими нарушениями различного порядка.

Форма хрусталеносных кварцевых жил весьма разнообразна и зависит преимущественно от типа и происхождения вмещающих жилы трещин. Наряду с кварцевыми жилами простой плитчатой или линзовидной формы нередко встречаются сложные ветвящиеся и пересекающиеся кварцевые жилы и прожилки, слагающие в совокупности жильные зоны (рис. 26). Последние особенно характерны для месторождений, локализуемых в кварцитах, песчаниках и других жестких породах.

Первоначальная форма хрусталеносных жил может быть значительно усложнена в результате интенсивного растворения и перекристаллизации как самого кварцевого тела, так и вмещающих пород.

Размеры хрусталеносных жил могут быть весьма значительными. Так, известны жилы, имеющие длину по простиранию до 500 м при мощности от 15 до 30 м. Примерно такого же раз-

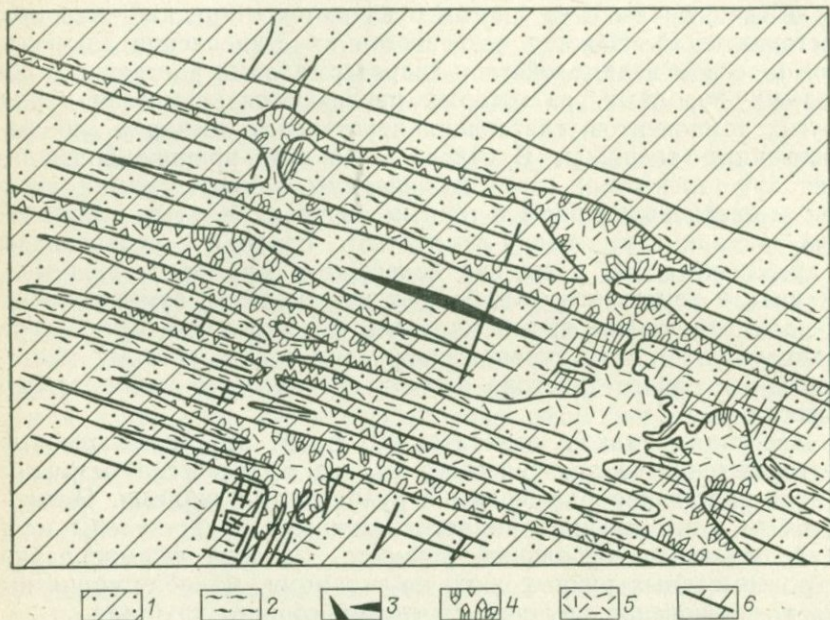


Рис. 26. Схематический разрез хрусталеносной зоны, представленной серией минерализованных трещин и кварцевых прожилков. По В. А. Смирновой.

1 — кварциты; 2 — гидротермально измененные породы; 3 — кварцевые прожилки; 4 — кристаллы кварца; 5 — кварцевый и серицитовый «песок»; 6 — тектонические трещины

мера могут достигать хрусталеносные жильные зоны, представленные системами сближенных кварцевых жил и прожилков. В то же время большинство промышленно хрусталеносных кварцевых жил имеет небольшие размеры.

Характерная особенность кварцевых жил — наличие в них нередко значительного числа полостей, содержащих кристаллы кварца иногда очень больших размеров. Крупные хрусталеносные полости объемом более 1 м³ принято называть хрустальными погребами. Полости чаще всего расположены в зальбандах и на выклинивании кварцевых жил (рис. 27), а также в местах пересечения трещин и ответвления апофиз.

Кварцевые жилы имеют очень простой минеральный состав, который не зависит от химизма боковых пород. В основном они бывают почти мономинеральными кварцевыми, реже полевошпат-кварцевыми или карбонат-кварцевыми. Большинство минералов приурочено к хрустальным гнездам: они заполнены хлоритом, серицитом, минералами каолинитовой группы и помимо кристаллов кварца могут содержать альбит, карбонаты, рутил, брукит, анатаз, турмалин и другие минералы.

Жильный кварц в хрусталеносных телах имеет средне- и крупнозернистую, шестоватую и иногда друзовую структуру. Текстура кварцевых жил обычно массивная или зональная

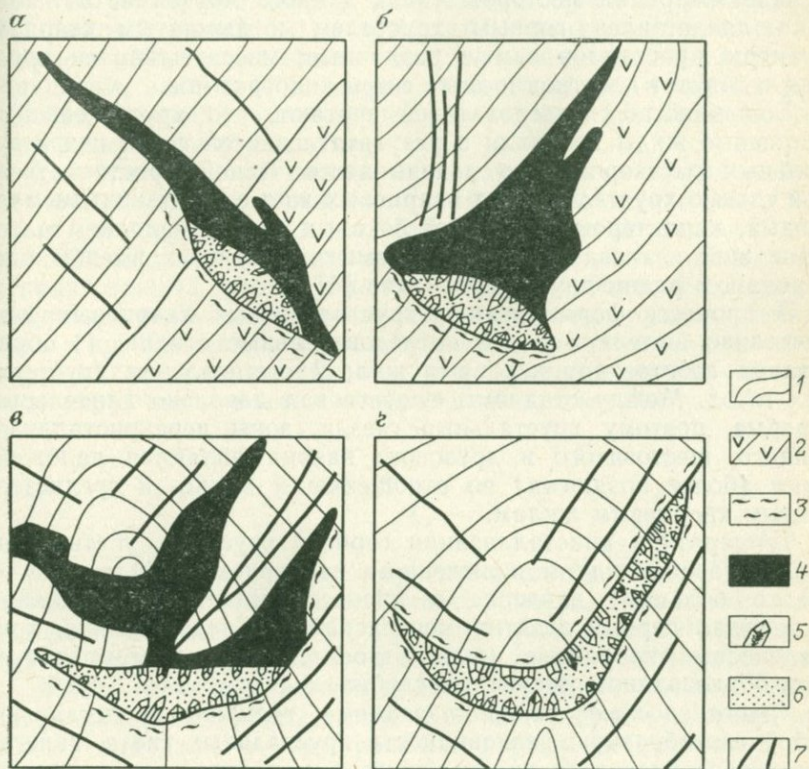


Рис. 27. Схематические разрезы хрусталеносных кварцевых жил (а—в) и минерализованной трещины (г). По Г. П. Петрунину.

1 — кварц-хлоритовые сланцы; 2 — рассланцованные диабазы; 3 — гидротермально измененные породы; 4 — крупнозернистый кварц; 5 — кристаллы кварца; 6 — хлоритовый «песок»; 7 — тектонические трещины

с асимметричным или симметричным (реже) расположением различных структурных зон. В зонально-симметричных жилах наблюдается последовательное расположение зон, сложенных

мелкозернистым кварцем у зальбандов и крупнозернистым шестоватым кварцем в центре жил. Зональное строение кварцевых жил обусловлено развитием более поздних процессов перекристаллизации зернистого жильного кварца в шестоватый или друзовый.

Гидротермальное изменение боковых пород наиболее интенсивно проявляется вблизи хрусталеносных полостей и заключается преимущественно в их серицитизации и хлоритизации, реже в эпидотизации, альбитизации и карбонатизации. В большинстве случаев развиты процессы растворения и выщелачивания вмещающих пород.

Пьезокварц на месторождениях данного морфогенетического типа представлен горным хрусталем и дымчатым кварцем. Размеры кристаллов самые различные; масса наиболее крупных достигает десятков и даже сотен килограммов.

Большинство исследователей считают, что хрусталеносные кварцевые жилы возникли в результате деятельности гидротермальных растворов. Это доказывается тесной пространственной связью хрусталеносных кварцевых жил синтрузивными массивами, характером изменений боковых пород, наличием в составе жил и гнезд некоторых элементов, чуждых вмещающим породам, и рядом других признаков [5].

В процессе формирования хрусталеносных кварцевых жил отчетливо выделяются две последовательные стадии: 1) образования собственно кварцевых жил; 2) становления хрустальных гнезд. Между стадиями существовал довольно длительный перерыв, поэтому хрустальные гнезда, зоны перекристаллизованного шестоватого и друзового кварца являются наложенными (более поздними) по отношению к мелко- и среднезернистым кварцевым жилам.

Температура кристаллизации горного хрусталя, установленная по газовой-жидким включениям, варьирует от 70 до 300 °C (редко больше); давление в процессе минералообразования составляло первые десятки мегапаскалей. Следовательно, хрусталеносные кварцевые жилы относятся к среднетемпературным образованиям умеренных глубин.

Хрусталеносные минерализованные трещины представляют собой своеобразную разновидность хрустальных гнезд, залегающих обособленно от кварцевых жил, непосредственно во вмещающих породах (см. рис. 26), но территориально они обычно тяготеют к хрусталеносным жильным зонам. Они часто приурочены к зальбандам даек кварцевых порфиров, гранит-порфиров, диабазов или залегают на их продолжении по простиранию и падению.

Минерализованные трещины содержат хорошо сформированные кристаллы и друзы горного хрусталя, дымчатого кварца, мориона, цитрина и аметиста. Кристаллы кварца являются главными, но не единственными минералами таких трещин; они обычно сопровождаются парагенетическими мине-

ралами: турмалином, рутилом, брукитом, анатазом, сидеритом, кальцитом, флюоритом, альбитом, адуляром, аксинитом, сфеном, актинолитом, эпидотом, цеолитами, серицитом, хлоритом и др.

Однако в каждой отдельной минерализованной трещине можно встретить не все, а лишь некоторые из перечисленных минералов — спутников кварца. Это объясняется тем, что минеральный состав хрусталеносных трещин прямо зависит от химизма вмещающих пород. Например, в породах, бедных кремнеземом, но богатых цветными минералами (диориты, габбро, диабазы), минерализованные трещины обычно заполнены кристаллами дымчатого кварца, хлоритом, сидеритом, актинолитом, аксинитом и эпидотом; в гранитах, кварцитах, песчаниках и кварц-сланцевых сланцах — кристаллами горного хрусталя, серицитом, альбитом, адуляром и каолинитом; в карбонатных породах — кристаллами кварца, кальцитом, сидеритом, исландским шпатом и актинолитом.

Характерная особенность минерализованных трещин — формирование как отдельных кристаллов, так и друз горного хрусталя непосредственно на стенках открытой полости (см. рис. 27). Еще до зарождения горного хрусталя на стенках минерализованных трещин обычно образуются более высокотемпературные игольчатые кристаллы турмалина, рутила, актинолита и др. Кристаллы кварца в процессе роста захватывают их, в результате чего возникают очень красивые друзы, которые экспонируются во многих минералогических музеях.

* *
*

Месторождения горного хрусталя развиты в СССР на Приполярном и Южном Урале, Алдана, Памире, Тянь-Шане, в Казахстане, а также в МНР, Бразилии (шт. Минас-Жерайс), на о. Мадагаскар (Манакара), в КНР (Янцзио) и других странах.

Жилы гранулированного кварца занимают особое место среди кварцевых образований. Вначале гидротермальные процессы приводили к формированию первичных кварцевых жил с мелко- и среднезернистым массивным кварцем. Затем под влиянием более поздних стадий регионального метаморфизма происходила грануляция первичного жильного кварца и очищение его от минеральных и газовой-жидких примесей.

Тела гранулированного кварца формируют крупные жильные поля или линейные зоны (цепочки тел), согласные с общим простираанием вмещающих горных пород, но нередко секущие их по падению. Размеры отдельных тел изменяются в широких пределах: по простираанию от 5 до 20 м, по мощности от нескольких сантиметров до 3 м. Форма тел обычно простая: линзы и плитообразные жилы [12, 25].

Гранулированный кварц промышленных месторождений отличается повышенной химической чистотой и максимальным светопропусканием благодаря низкому содержанию примесей. В настоящее время он служит основным сырьем отечественной промышленности для получения плавленного кварцевого стекла. Примеры таких месторождений: Кыштымское, Маукское, Ларинское, Кузнечихинское и др. Необходимо отметить, что тела гранулированного кварца являются объектами добычи только кварца для плавки.

Россыпные месторождения кристаллов кварца и их обломков распространены довольно широко. По сравнению с россыпями других полезных ископаемых хрусталеносные россыпи обладают некоторыми особенностями, зависящими прежде всего от таких физических свойств кристаллов кварца, как низкая плотность и значительная хрупкость.

Хрусталеносные россыпи обычно расположены вблизи от коренного источника и представлены элювиальными и делювиальными типами; в большинстве случаев они связаны между собой постепенными переходами.

В процессе формирования хрусталеносных россыпей особое значение приобретает их естественное обогащение высококачественными кристаллами, менее поддающимися разрушению, чем кристаллы с трещинами, свиями, двойниками, газово-жидкими и твердыми включениями. Хрусталеносные россыпи возникают в результате как физического, так и химического выветривания, причем последнее имеет несравненно большее значение для появления крупных и высокопродуктивных месторождений этой группы. Причина, по мнению Е. М. Лазько, заключается главным образом в том, что химическое выветривание в общем случае проникает на большую глубину, а условия концентрации горного хрусталя и сохранность его кристаллов в россыпи более благоприятны, чем при физическом выветривании.

Охарактеризованные основные генетические типы месторождений пьезооптического кварца далеко не равноценны и по промышленному значению. За рубежом основное количество данного сырья добывается из гидротермально-метаморфических месторождений, второстепенную роль играют россыпные месторождения, еще менее значимы пегматитовые.

МИНЕРАГЕНИЯ

Хрусталеносная минерализация проявлена повсеместно довольно широко, но весьма неравномерно. Она формируется в результате постмагматической деятельности конечных этапов эволюции складчатых областей и наложенной (поздней) тектоно-магматической активизации платформ и щитов [5, 20]. Хрусталеносные жилы обычно не встречаются в верхних этажах

платформ, покрытых мощными чехлами вулканогенно-осадочных отложений, а также и в краевых прогибах складчатых областей. Максимально развита хрусталеносная минерализация в нижних структурных этажах платформ (Бразилия) и вдоль стыков складчатых областей с платформами и щитами, осложненных глубинными разломами. Здесь при наличии передовых прогибов хрусталеносные пояса локализируются только в геосинклинальных структурах (Уральские, Верхоянские, Донбасские, Памирские, Аппалачские, Кордильерские и др.). Если же передовые прогибы отсутствуют, то хрусталеносность может быть проявлена как в краевых структурах геосинклинальных систем, так и по периферии платформ и щитов, концентрируясь главным образом в последних. Месторождения, занимающие подобную позицию, известны в СССР на площади Алданского щита, а за рубежом — на западе КНР, в Австралии. Эти и другие закономерности размещения хрусталеносной минерализации подробно рассмотрены в ряде специальных работ [5, 20 и др.].

Наиболее высокие концентрации жил гранулированного кварца связаны, по данным В. И. Якшина, с глубоко метаморфизованными комплексами пород в протерозойских складчатых областях — с так называемыми гнейсово-мigmatитовыми комплексами. Важная особенность геологической позиции этих комплексов — их приуроченность к ядрам крупных брахиформных положительных структур в пределах антиклинальных зон первого порядка: Центрально-Уральского, Восточно-Уральского и Зауральского поднятий. В строении каждого мигматитового комплекса достаточно отчетливо выделяются две основные структурные единицы: 1) гнейсовое ядро, сложенное мигматитами, гнейсами, амфиболитами; 2) сланцевое обрамление, представленное кристаллическими сланцами и кварцитами. Большинство месторождений гранулированного кварца расположено в довольно узкой приконтактной зоне гнейсового ядра и сланцевого обрамления.

Глава 9

ФЛЮОРИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Кларк фтора в земной коре 0,0066 %. Повышенные содержания его свойственны гранитоидам (0,08—0,1 %, иногда до 0,8 % в наиболее кислых литий-фтористых разновидностях), щелочным (до 0,2 %) и некоторым основным породам (до 0,1 %). Высокие содержания фтора отмечаются в отдельных разновидностях кислых вулканических стекол. Общей особенностью флюоритоносных районов является повышенная щелочность магматических пород независимо от их состава.

Среди осадочных пород повышенные содержания фтора присущи в некоторых случаях глинам (до 0,13 %). Такой геохимический «космополитизм» фтора связан, по-видимому, с тем, что в процессе дегазации мантии он может поступать в верхние горизонты земной коры с магматическими продуктами мантийного происхождения и в то же время может активно участвовать в процессе магмообразования в верхних горизонтах земной коры, ассоциируя в этих случаях с кислыми магмами.

Главный минерал фтора — флюорит, или плавиковый шпат; минерал кубической сингонии состава CaF_2 (51,2 % Ca и 48,8 % F). Природный флюорит нередко содержит примеси редких земель, битумов, иногда урана, а также свободного фтора. Флюорит встречается в виде хорошо сформированных кубических, реже додекаэдрических или октаэдрических кристаллов, шестоватых агрегатов, мелкокристаллических или землистых масс (ратовкит), иногда в виде плотных тонкозернистых кварц-каолинит-флюоритовых агрегатов («фарфоровидный флюорит»). Плотность его 3,18 г/см³, твердость 4. Флюорит может быть бесцветным или окрашенным в различные цвета — от желтоватого или голубоватого до зеленого или густо-фиолетового. Характерна совершенная спайность по октаэдру. В катодных лучах или при нагревании люминесцирует. Изотропен; показатель преломления 1,434 при очень низкой степени дисперсии и высокой прозрачности как в ультрафиолетовой, так и в инфракрасной областях спектра.

Кроме флюорита, дополнительными источниками фтора могут служить апатит, криолит NaAlF_6 и бастнезит (Ce, La) $[\text{CO}_3]\text{F}$. Фтор содержится в флогопите, топазе, турмалине и вулканических стеклах.

Флюорит издавна используется в качестве флюса — «плавня» (отсюда второе название минерала — плавиковый шпат). Важнейшими потребителями флюорита и, в меньшей степени, других фторсодержащих минералов являются химическая промышленность (производство фтористых соединений, главным образом фтористоводородной кислоты), цветная и черная металлургия, керамическая, стекольная и цементная промышленность. Прозрачные разности используются в оптических приборах.

Фтористоводородная кислота — исходный продукт для получения других соединений фтора, из которых наиболее важны искусственный криолит, используемый в алюминиевой промышленности, фтористый натрий, пригодный как антисептик для пропитки древесины, фтористый водород и элементный фтор, применяющиеся в органической химии (получение специальных пластмасс — фторопластов — с высокой химической и термической стойкостью) и в ядерной технике (разделение изотопов урана). Важное значение приобрели также фторпроизводные углеводов — фреоны, используемые в холодильной технике.

Цветная металлургия при электролизе алюминия потребляет и другие фтористые соединения. В черной металлургии плавиковый шпат применяется в качестве флюса в мартеновском производстве стали, при выплавке стали и ферросплавов в электропечах, в электродуговой сварке (покрытия электродов).

Флюорит используется для получения непрозрачных стекол, эмалей и в небольших количествах — при производстве обычных сортов стекла, что существенно снижает расход топлива в стекольной промышленности.

Значительное количество флюорита расходуется также при производстве цемента (обжиг клинкера).

Оптический флюорит, обладающий ничтожной дисперсией, отсутствием двупреломления, низким показателем преломления и исключительно высокой прозрачностью в инфракрасной и ультрафиолетовой областях спектра, незаменим для изготовления объективов микроскопов, призм спектрографов и иной оптической аппаратуры. Ограниченность ресурсов природного оптического флюорита обусловила необходимость искусственного его получения; исходным сырьем служат некоторые разновидности природного флюорита.

Разные отрасли применения предъявляют и различные требования к исходному сырью. К тому же в химической промышленности источником соединений фтора могут быть помимо флюорита и другие минералы, и горные породы, содержащие фтор в виде примеси.

При переработке флюорита с целью получения фтористоводородной кислоты наиболее обычным является кислотный способ. Такая технология требует высокого исходного содержания CaF_2 (не менее 92 %) и минимального содержания кремнезема; вредны также, хотя и в меньшей степени, примеси кальция и сульфидов. Для получения криолита или растворов фтористого натрия используются аммиачный или щелочной способы; в этом случае пригодны труднообогатимые бедные руды.

В черной металлургии могут применяться руды или концентраты с содержанием CaF_2 75 % или более (электродный флюорит — не менее 92 % CaF_2). В этих сортах сырья лимитируются также содержания серы и фосфора. Для мартеновского производства существенна также кусковатость флюорита. Стекольная промышленность потребляет флюорит с содержанием CaF_2 не менее 85 % при минимальном содержании железа и кальция.

Бедные флюоритовые руды с содержанием CaF_2 30—55 % могут применяться в цементной промышленности, не предъявляющей жестких требований к сырью, а также для получения концентратов высоких сортов путем обогащения. Минимальные промышленные содержания CaF_2 в разрабатываемых месторождениях, как правило, не менее 30 %. Лишь при очень благоприятных сочетаниях горнотехнологических и экономических

условий возможна переработка более бедных руд, особенно при комплексном характере оруденения и больших масштабах месторождений. Средними по качеству считаются руды с содержанием CaF_2 40—60 %, богатыми 60—85 % и очень богатыми — более 85 %.

Большая часть добываемых флюоритовых руд подвергается обогащению — флотационному, позволяющему удалить из руды сульфиды и кварц, гравитационному или электростатической сепарации; при добыче богатых руд используется и ручная разборка, особенно для получения кускового флюорита. Флюоритовые концентраты разделяются на сорта (марки) в зависимости от способа их получения, содержания CaF_2 , иногда — крупности. Так, кусковой флюорит поставляется в виде марок ФК-92, ФК-85, ФК-75, ФК-65, гравитационный концентрат — ФГ-95, ФГ-92, ФГ-85, ФГ-75, ФГ-65, флотационный — ФФ-97, ФФ-95, ФФ-92, окатыши — ФО-95, ФО-92, ФО-85, где цифры отражают содержание CaF_2 .

Оптический флюорит (марка Ф-О) должен быть представлен бесцветными и бездефектными кристаллами размером не менее $6 \times 6 \times 5$ мм или $10 \times 10 \times 3$ мм с коэффициентом пропускания света в ультрафиолетовой области не менее 80 %. В зависимости от размеров кристаллов и степени проявления в них дефектов выделяются четыре сорта оптического флюорита. Бесцветные кристаллы, их части и сростки с поверхностями спайности не менее 5 мм в поперечнике рассматриваются как сырье для получения искусственного оптического флюорита.

Запасы плавикового шпата на промышленных месторождениях варьируют от сотен тысяч до миллионов тонн, а в очень крупных объектах — до первых десятков миллионов тонн руды. Мировые запасы флюорита в капиталистических и развивающихся странах оцениваются на начало 1981 г. примерно в 270 млн. т. Наиболее крупные запасы сосредоточены в ЮАР, Мексике, США, Таиланде, Италии (около 60 % запасов без учета запасов социалистических стран). 74 % добычи в капиталистических и развивающихся странах приходится на шесть стран: Мексику (около 29 %), Францию, Испанию, Таиланд, Великобританию, Италию. Наиболее крупный потребитель флюорита — США (около 25 % потребления) при крупных запасах плавикового шпата за счет внутренних ресурсов покрывает только около 13 % потребления, импортируя большую часть сырья.

Цены флюорита на мировом рынке существенно колеблются и в зависимости от сорта составляют 50—100 дол. за 1 т. В последние годы в ряде стран, особенно в США, существенно возрастает доля производства фторных соединений, получаемых попутно при переработке фосфатного сырья. Количество фтора, извлекаемого из недр с фосфоритовыми и апатитовыми рудами, во много раз больше, чем количество фтора в плавикоспатовых рудах. При этом извлечение фтора из фосфатного

сырья имеет не только экономическое, но и важное экологическое значение.

В нашей стране добыча плавикового шпата началась в первой половине XVIII в. в Забайкалье. За годы Советской власти были освоены новые флюоритоносные районы — Средняя Азия, Пай-Хой, Западное Забайкалье, Дальний Восток, Казахстан, Украина. Месторождения флюорита известны также в МНР, ГДР, НРБ, КНДР, ЧССР.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Флюорит встречается в магматических породах, некоторых разновидностях пегматитов и карбонатитов, широко распространен в качестве жильного минерала в различных гидротермальных месторождениях, известен в осадочных образованиях (ратовкит). Вместе с тем промышленный интерес представляют лишь относительно крупные его концентрации (при запасах не менее сотен тысяч тонн) при кларке концентрации не менее 1000. Это предопределяет, с одной стороны, разнообразие типов месторождений, а с другой — относительно небольшое число реальных промышленных объектов в каждом типе. Флюоритоносные пегматиты имеют исключительное значение в добыче только оптического флюорита. Месторождения карбонатитового типа только начинают осваиваться, хотя перспективы их весьма велики. Подавляющее большинство промышленных месторождений относится к гидротермальным. Их систематика разрабатывалась многими исследователями с учетом температур формирования, глубинности, вариаций состава, различия геологической обстановки [15, 18, 38]. Обоснованными являются классификационные схемы Г. Н. Комаровой [18] и А. А. Ивановой [15].

Наиболее важны в промышленном отношении следующие генетические типы месторождений (с дополнительным разделением по рудным формациям).

1. Пегматитовый (месторождения оптического флюорита).
2. Карбонатитовый (флюорит-редкоземельные месторождения).
3. Гидротермальный глубинный и умеренных глубин, объединяющий формации, связанные: а) с интрузиями лейкократовых гранитов (высокотемпературные грейзеновые флюорит-редкометалльные и среднетемпературные флюоритовые месторождения во внешних зонах редкометалльных рудных узлов); б) с порфировыми интрузивными и вулканогенно-интрузивными комплексами (среднетемпературные флюорит-полиметаллические месторождения); в) со щелочными интрузиями (среднетемпературные флюорит-берtrandитовые и флюорит-редкоземельные месторождения), а также формации, не имеющие видимой связи с магматизмом, залегающие в осадочных породах — телетермальные (флюорит-сурьмяно-ртутные, флюорит-

свинцово-цинковые, флюорит-баритовые, флюоритовые стратиформные месторождения).

4. Вулканогенно-гидротермальный малых глубин, включающий формации, связанные с проявлениями наземного базальтового или липарит-базальтового вулканизма (низкотемпературные флюоритовые, барит-флюоритовые, иногда берtrandит-флюоритовые месторождения). К этому же типу близки вулканогенно-осадочные образования, единственным промышленным представителем которых пока является месторождение Пьянчано в Италии.

Отдельные крупные объекты известны во всех перечисленных типах и формациях (кроме пегматитов); основное промышленное значение как источники получения плавикового шпата имеют грейzenовые флюорит-редкометалльные, стратиформные флюоритовые, флюорит-полиметаллические и гидротермальные флюоритовые месторождения малых глубин.

Пегматитовые месторождения оптического флюорита размещаются в орогенных структурах различного возраста и связаны с постскладчатыми массивами гранитоидов. Они относятся к выделенному А. И. Гинзбургом и Г. Г. Родионовым типу хрусталеносных гранитных пегматитов, формирующихся на относительно небольших глубинах (2—4 км). Материнские граниты представлены двуслюдяными или мусковитовыми разностями; вмещающими породами служат слабо метаморфизованные или неметаморфизованные осадочные породы. Пегматитовые тела залегают обычно среди гранитов, реже — среди вмещающих осадочных пород; они представляют собой неправильные, часто округлого сечения трубообразные тела зонального строения. Характерной особенностью является наличие миароловых пустот, расположенных в пределах кварцевого ядра или на границах ядра с зоной крупноблокового микроклина. Эти пустоты, выполненные глинистой массой, содержат крупные кристаллы мориона, раухтопаза, флюорита. Размеры кристаллов флюорита — до десятков сантиметров, окраска различная — от фиолетовой до голубой; развиты и бесцветные кристаллы. Следует отметить, что флюоритоносные пегматиты встречаются, как правило, во флюоритоносных районах — аналогичные типы пегматитов в провинциях, для которых флюоритовая минерализация не характерна, содержат только горный хрусталь. Пегматиты с оптическим флюоритом известны в ряде районов Казахстана. В других типах флюоритовых месторождений оптические разности встречаются исключительно редко и не являются предметом промышленной добычи.

Карбонатитовые (флюорит-редкоземельные) месторождения размещаются, как и все карбонатитовые месторождения, на щитах, древних платформах и в областях завершённой складчатости. Проявления карбонатитов на платформах приурочены, как правило, к положительным структурам — антеклизам, а положение щелочно-ультраосновных интрузий и связанных с ними

карбонатитов определяется крупными разломами и узлами их пересечений. Это особенно отчетливо прослеживается на примере карбонатитовых массивов Восточно-Африканского рифта (зоны Великих Африканских разломов). Флюорит не является типоморфным минералом карбонатитовых месторождений, но иногда образует очень крупные скопления. В большей степени это характерно для карбонатитов, ассоциирующих с такими щелочно-ультраосновными комплексами, в которых относительно слабо проявлены ранние гипербазиты и преобладают поздние щелочные породы — мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые сиениты. Чаще всего эти породы слагают центральные ядра многофазных массивов центрального типа, и в этом случае карбонатитовые тела также занимают центральное положение в подобных массивах.

Некоторое количество флюорита возникает на ранних стадиях карбонатитового процесса (при кристаллизации карбонатитового расплава), но основная масса его связана с постмагматическими стадиями формирования карбонатитовых комплексов — с поздними доломит-анкеритовыми карбонатами, несущими редкоземельную минерализацию — фторкарбонаты редких земель (синхизит, бастнезит, паризит), или с еще более поздними — посткарбонатитовыми образованиями. Наиболее поздние проявления флюорита сопровождаются баритом, кальцитом, апатитом, иногда гематитом и кварцем.

В карбонатитовых комплексах изредка встречаются собственно флюоритовые месторождения, в которых жилообразные тела флюоритовых, флюорит-баритовых или флюорит-кальцитовых руд секут доломитовые карбонаты, а иногда размещаются и во вмещающих осадочных породах. Таковы промышленные месторождения Амба-Донгар в Индии, некоторые карбонатитовые массивы Намибии и ЮАР. Длина рудных тел в отдельных случаях достигает 500 м при мощности до 25 м и содержании CaF_2 до 60 %.

Чаще, однако, в этом типе месторождений отмечаются комплексные флюорит-редкоземельные руды, в которых основными компонентами являются фторкарбонаты редких земель, флюорит же рассматривается как побочный продукт.

Месторождения флюорита, приуроченные к карбонатам, пока еще слабо изучены, и их относительное значение в добыче флюорита невелико. В то же время наличие флюорита во многих карбонатитовых массивах и комплексный характер оруденения позволяют предполагать, что в будущем флюорит карбонатитовых месторождений будет играть более существенную роль. Флюоритоносность установлена в ряде карбонатитовых массивов СССР (рис. 28).

Грейзеновые и скарново-грейзеновые редкометалльно-флюоритовые месторождения тесно пространственно и генетически связаны с многофазными интрузиями кислых гранитоидов (аляскитов, лейкократовых гранитов), иногда гранитоидов

повышенной щелочности. Нередко такие интрузивные массивы сопровождаются дайками кислого или основного состава. Такие магматические образования характерны для орогенных структур, возникающих на поздних этапах развития геосинклинально-складчатых сооружений или в процессе тектоно-магматической активизации платформ, щитов или областей завершённой складчатости.

Становление месторождений рассматриваемого типа происходит в обстановке высоких температур на умеренных глубинах, как правило, в непосредственной близости от куполовид-

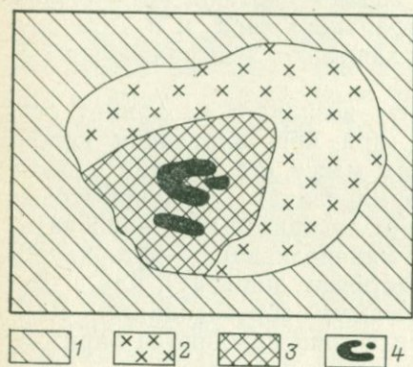


Рис. 28. Схематический план месторождения флюоритовых карбонатов.

1 — метаморфические породы; 2 — нефелиновые сиениты; 3 — карбонаты; 4 — флюоритовые руды

ных выступов гранитных массивов. Рудные поля такого типа характеризуются комплексным редкометальным оруденением (олово, вольфрам, бериллий), формирующимся при высокой активности фтора в рудообразующих растворах. Однако практически интересные скопления флюорита возникают преимущественно при наличии в окружающих породах карбонатных (доломитово-известковых) толщ.

Процесс рудообразования начинается с развития магнезиальных форстерит-шпинелевых скарнов, которые позднее замещаются известковистыми пироксен-гранатовыми скар-

нами с волластонитом и везувианом. Позднее проявляются процессы фельдшпатизации и грейзенизации. В грейзенах, замещающих гранитоиды, локализуется в основном касситеритовая минерализация; содержание плавикового шпата в них обычно не превышает 5 %, изредка достигает 15 %. В подвергающихся грейзенизации скарнах концентрируются флюорит и бериллиевые минералы. Они формируют трубообразные тела, иногда неправильные залежи массивных или ритмичнополосчатых руд, окруженные зонами развития прожилкового оруденения. Во внешних зонах таких оруденелых участков преобладают полевошпатовые метасоматиты, во внутренних — слюдисто-флюоритовые грейзены, в которых и сосредоточена основная масса флюорита. Содержание плавикового шпата в подобных образованиях достигает 80 %. К второстепенным минералам относятся мусковит, циннвальдит, скаполит, аксинит, турмалин, иногда — криолит, присутствуют касситерит, молибденит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит. Характерные бериллиеносные минералы — хризоберилл, фенакит, эвклаз, бертрандит, гельвин,

берилл. Бериллий и флюорит являются основными промышленными компонентами таких руд. Месторождения известны в пределах азиатской части СССР (рис. 29); из числа зарубежных объектов в качестве примера могут быть названы месторождения района Лост Ривер на Аляске.

Среднетемпературные флюоритовые месторождения, связанные с редкометальными гранитоидами, размещаются во внешних зонах рудных узлов, как правило, в осадочных породах. В карбонатных породах при этом могут возникать метасоматические пластовые залежи флюоритовых руд, в более инертной по химическим свойствам среде — жильные тела. Место-

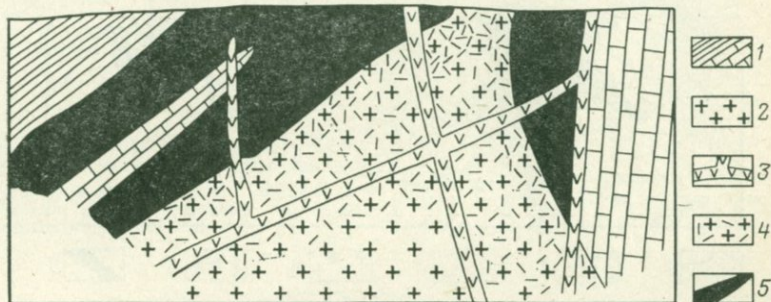


Рис. 29. Схематический разрез редкометально-флюоритового месторождения. 1 — осадочные породы; 2 — граниты; 3 — дайки порфириров; 4 — грейзенизированные граниты; 5 — рудные тела

рождения могут обладать значительными запасами плавикового шпата, но встречаются сравнительно редко. Состав руд относительно простой — флюоритовый, карбонатно-флюоритовый. Месторождения такого типа известны в Центральном Казахстане — Солнечное (рис. 30) и Забайкалье. Следует иметь в виду, что между высоко- и среднетемпературными месторождениями флюорита нет резких границ и возможно существование месторождений переходного типа.

Флюорит-полиметаллические месторождения, парагенетически связанные с малыми интрузиями или вулканогенно-интрузивными комплексами умеренно кислого и среднего состава, формируются, как и предыдущая формационная группа, в условиях орогенного режима, т. е. в складчатых областях или областях тектоно-магматической активизации. Физико-химические параметры рудообразования характеризуются средними температурами и умеренными глубинами.

Рудные тела чаще всего жильные или жиллообразные, иногда столбообразные; в карбонатных породах могут развиваться сложные метасоматические залежи. Околорудные изменения представлены березитизацией, серицитизацией, окремнением.

Основные минералы руд — флюорит, барит, галенит, сфалерит — присутствуют в переменных количествах; в отдельных случаях встречаются комплексные флюорит-полиметаллические руды, в других — в пределах единых рудных полей выделяются тела как с полиметаллическим, так и с флюоритовым или барит-флюоритовым оруденением с примесью галенита и сфалерита.

Месторождения широко распространены, хотя масштабы отдельных объектов обычно не выше средних. В СССР подобные месторождения наиболее характерны для ряда районов Средней Азии (Наугарзан, Такоб, Кандара, Могов, Бадам, Кан-и-

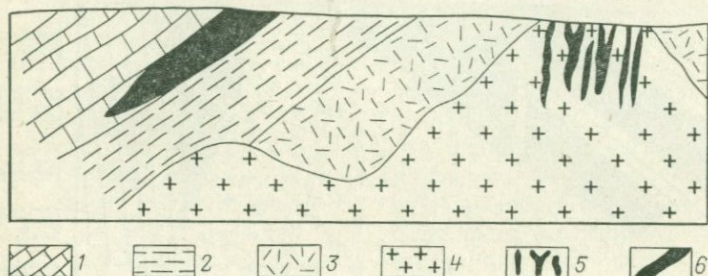


Рис. 30. Схематический разрез Солнечного месторождения.

1 — осадочные карбонатные породы; 2 — терригенно-осадочные породы; 3 — туфы; 4 — граниты; 5 — кварц-вольфрамитовые жилы (штокверк); 6 — плакивошпатовое рудное тело

Мансур, Чукур-Джилга и др.) и Казахстана (Таскайнар — рис. 31). За рубежом они известны в Рудных горах (ГДР, ЧССР), в Скалистых горах (США), на о-ве Ньюфаундленд (Канада), в Дербишире (Великобритания).

Среднетемпературные флюорит-бертрандитовые и флюорит-редкоземельные месторождения, парагенетически связанные с интрузиями сиенитов и монцонитов, формируются в сходной геотектонической обстановке, т. е. в условиях орогенного режима. Комплексные руды этих месторождений образуют сложные метасоматические залежи в карбонатных породах (рис. 32). Флюорит является второстепенным по значению компонентом руд, несмотря на довольно высокое его содержание (иногда более 60 %, в среднем около 20 %). Кроме флюорита, бертрандита, фенакита, в рудах присутствуют в небольших количествах карбонаты, кварц, сульфиды; флюорит-редкоземельные месторождения характеризуются ассоциацией сидерита, барита, флюорита и фторкарбонатов редких земель, вместе с которыми встречается небольшое количество сульфидов. Обе эти разновидности месторождений известны в СССР и США, но значение их в добыче и запасах флюорита невелико.

Значительно большую роль играют **низкотемпературные месторождения**, залегающие в осадочных, чаще всего карбонатных породах, и образованные, по-видимому, в обстановке умеренных глубин при отсутствии или очень слабом проявлении магматизма (телетермальные месторождения). По составу они довольно отчетливо разделяются на две группы; к первой относятся свинцово-цинково-барит-флюоритовые месторождения, ко второй — сурьмяно-ртутно-флюоритовые.

Рис. 31. Схематический разрез месторождения Таскайнар. По Я. П. Самсонову.

1 — карбонатные породы; 2 — кварцевые порфиры; 3 — терригенные осадочные породы; 4 — кварц-флюоритовые руды; 5 — кварц-кальцит-флюоритовые руды

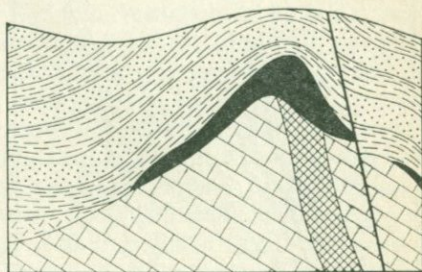
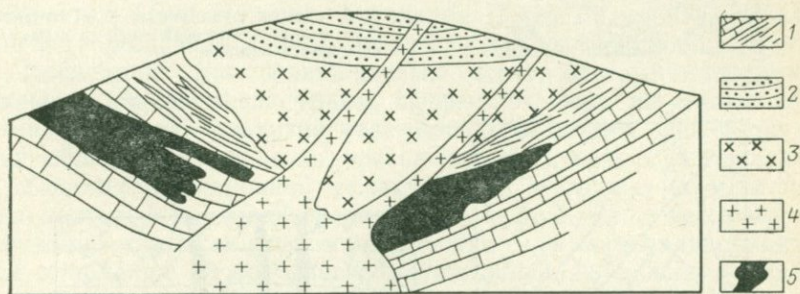


Рис. 32. Схематический разрез флюорит-берtrandитового месторождения.

1 — известняково-сланцевая толща; 2 — песчаники; 3 — гранодиориты; 4 — граносиениты; 5 — рудные тела



Первая группа представлена как галенит-сфалерит-барит-флюоритовыми, так и существенно флюоритовыми месторождениями, в рудах которых содержание сульфидов не превышает 3 %. Месторождения формируются в платформенных условиях, в некоторых случаях при очень слабом развитии процессов активизации. Рудные тела залегают в карбонатных породах, иногда — в песчаниках с карбонатным цементом. Среди них известны как пластовые метасоматические тела, так и жилы, но размещение и тех и других отчетливо подчиняется литологическому контролю: определяется приуроченностью к благоприятным горизонтам осадочных толщ.

Температуры рудообразования, по данным изучения газо-жидких включений, весьма низкие (120—80 °C). Основные минералы руд — флюорит, кальцит, второстепенные — галенит, сфалерит, халькопирит, кварц, стронцианит, барит, иногда

отмечается наличие битумов. Вмещающие породы подвергаются окремнению.

За рубежом месторождения этого типа широко распространены в крупнейшем флюоритоносном районе США — штатах

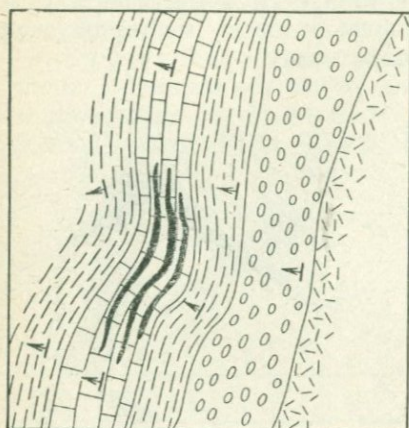


Рис. 33. Геологическая позиция Таборного флюорит-полиметаллического месторождения.

1 — вулканические породы; 2 — конгломераты; 3 — алевриты; 4 — карбонатные породы; 5 — пластовые залежи полосчатых сфалерит-флюоритовых руд

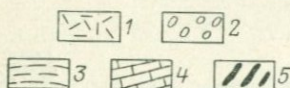
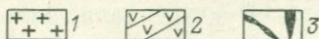
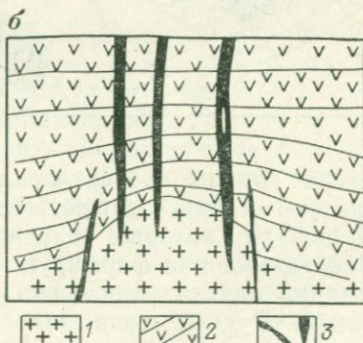
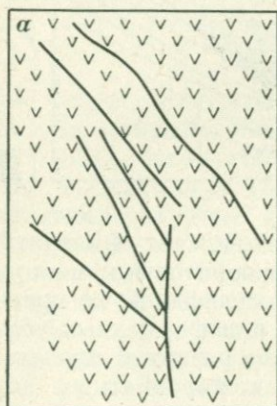


Рис. 34. Схематические план (а) и разрез (б) Абагайтуйского месторождения.

1 — граниты фундамента; 2 — верхнеюрские вулканогенно-осадочные породы; 3 — флюоритовые жилы



Иллинойс и Кентукки. В СССР к этой группе относятся немногие месторождения. Представителем является флюорит-полиметаллическое месторождение Таборное в Северном Прибайкалье (рис. 33).

Среди месторождений, принадлежащих к сурьмяно-ртутно-флюоритовой группе, собственно флюоритовые месторождения редки, преобладают объекты с комплексным оруденением: ки-

новарь-антимонит-флюоритовым, антимонит-флюоритовым, кинварь-флюоритовым. Эти месторождения формируются в орогенных областях на самых поздних стадиях тектонического развития — на этапе превращения их в молодые платформы. Рудные тела залегают, как правило, в карбонатных породах, нередко под экраном трудно проницаемых горизонтов — сланцев, мергелей и т. п. Существенное рудолокализирующее влияние оказывают также и структурные элементы — трещинные и иногда складчатые структуры (замки антиклинальных складок).

Рудные тела представляют собой пластовые залежи или линзы, согласные с вмещающими породами. В районах распространения месторождений данной группы либо магматические образования неизвестны, либо отмечаются редкие дайки щелочных или субщелочных базальтоидов. Околорудные изменения пород выражаются в интенсивном окварцевании, частью предрудном; породы в зонах проявления такого процесса приобретают повышенную хрупкость, что увеличивает контрастность физических свойств среды и благоприятствует формированию «рудных ловушек». Содержание флюорита в комплексных рудах обычно невысокое и лишь иногда достигает промышленных значений. В СССР подобные месторождения известны в Средней Азии (Хайдаркан, Абшир), а за рубежом — в Мексике (Луи Потоси), Аргентине (Бахо Вальчента). Значение месторождений данной группы резко подчиненное.

Последний тип флюоритовых месторождений — **гидротермальные низкотемпературные, сформированные на малых глубинах в районах развития наземного вулканизма**. Они типичны для областей проявления тектоно-магматической активизации в областях завершенной складчатости, а также на платформах, щитах, в пределах срединных массивов. Чаще всего месторождения представлены сериями жил или минерализованных зон дробления, реже — метасоматическими залежами в карбонатных породах. Распределение месторождений и рудных тел в пределах рудных полей обусловлено в основном структурными факторами (рис. 34), состав вмещающей среды в большинстве случаев не имеет значения. Связь с проявлениями магматизма устанавливается лишь в региональном масштабе, отдельные рудные поля и узлы могут быть удалены от полей распространения вулканитов на значительные расстояния. Для поздних этапов эволюции активизированных областей характерно развитие линейно вытянутых грабенообразных прогибов, выполненных вулканогенно-терригенными и терригенными (часто угленосными) отложениями. Флюоритовые месторождения часто локализуются в бортах таких прогибов, причем их формирование продолжается и после затухания активной вулканической деятельности, будучи связанным с длительно существующими глубинными магматическими очагами.

Вертикальный размах оруденения обычно не превышает первых сотен метров, поэтому при оценке перспектив флюори-

тоносности той или иной территории важное значение приобретает определение величины пострудного эрозийного среза. Для флюоритовых руд типичны полосчатые, крустификационные, зональные текстуры с чередованием крупнокристаллических и мелкозернистых, иногда колломорфных агрегатов, указывающие на отложение в открытых полостях на небольших глубинах в резко меняющихся условиях.

Месторождения этого типа парагенетически связаны с проявлениями базальтового или липарит-базальтового вулканизма, доказательством чему служат близость возраста, структурная

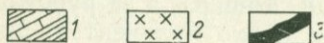
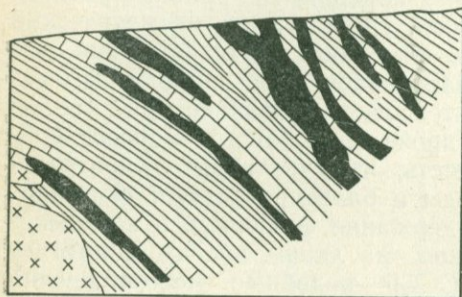


Рис. 35. Разрез Даринского флюоритового месторождения.

1 — протерозойские осадочные породы; 2 — палеозойские интрузии; 3 — кальцит-флюоритовые метасоматические залежи

сопряженность вулканитов и проявлений флюоритовой минерализации, их фациальная близость (приповерхностный характер магматизма и оруденения) и геохимические особенности вулканитов. В случае липарит-базальтовых серий повышенное содержание фтора устанавливается и в кислых, и в основных породах, хотя они, по-видимому, продуцировались разнотипными очагами. Сопоставление геологических и геохимических данных по крупным флюоритосным районам позволяет,

однако, предполагать, что для данного типа месторождений первоисточником фтора являются мантийные очаги основных магм.

Состав руд достаточно прост: флюорит может резко преобладать, слагая почти мономинеральные рудные тела; в ряде случаев он сопровождается существенными количествами кварца и кальцита; иногда в заметных концентрациях присутствуют барит или марказит и пирит. В небольших количествах встречаются также адуляр, гидрослюда, халцедон, каолинит, арсенопирит, галенит, сфалерит. Вмещающие породы подвергаются аргиллизации (каолинит, монтмориллонит, гидрослюда).

Рудные тела представлены чаще всего жилами протяженностью от сотен метров до первых километров и мощностью от 1 м до нескольких метров, часто с чередующимися раздувами и пережимами. Нередко в жилах отмечаются остаточные полости, частично выполненные поздними минеральными агрегатами, отлагавшимися из застойных растворов. Жильные тела выполнения формируются даже в таких химически активных породах, как известняки и доломиты, хотя в по-

следних иногда встречаются и метасоматические неправильные по форме залежи-линзы, трубообразные тела и т. п. (рис. 35).

Масштабы отдельных месторождений достигают сотен тысяч тонн, реже — первых миллионов тонн флюорита. Наряду с высокими сортами металлургического флюорита подобные месторождения дают иногда сырье для получения искусственного оптического флюорита.

В СССР месторождения этого типа распространены в Восточным и Западном Забайкалье, где В. С. Кормилицыным и А. Д. Щегловым выделены два протяженных северо-восточных пояса их развития — северный, прослеживающийся через Бурятию и северо-восточную часть Читинской области (месторождения Наранское, Эгита, Усугли и др.), и южный, трассирующийся из юго-восточной части Читинской области на территорию МНР (месторождения Абагайтуйское, Солнечное, Шахтерское, Волдинское, Гарсонуйское и др.). Эта флюоритоносная провинция сформирована в раннемеловую металлогеническую эпоху.

За рубежом примером флюоритоносных провинций подобного типа может служить провинция, охватывающая северо-западные районы Мексики и юго-западные штаты США (к западу от плато Колорадо). Флюорит здесь типичный жильный минерал разновозрастных и различных по составу месторождений, собственно же флюоритовые месторождения имеют преимущественно миоценовый возраст и парагенетически связаны с проявлениями кислого вулканизма.

В заключение следует отметить, что поскольку одним из важнейших направлений промышленного использования флюорита является получение различных фтористых соединений, потребности народного хозяйства могут быть в значительной степени удовлетворены за счет извлечения фтора в качестве попутного компонента при переработке фосфатного сырья, в первую очередь апатитовых руд. Содержание фтора в апатитах достигает 4 %. Учитывая масштабы добычи апатитовых руд, легко прийти к выводу о том, что с ними из недр извлекается огромное количество фтора.

Добыча естественного криолита также частично заменяет флюорит, идущий для получения этого необходимого в алюминиевой промышленности продукта. Однако единственное промышленное месторождение криолита — Ивигтут в Гренландии, связанное с грейзенированным массивом гранитов и пегматидных гранитов, в настоящее время отработано. В то же время наличие криолита устанавливается в ряде редкометалльных грейзеновых месторождений (в том числе и в СССР) и заслуживает внимания при комплексной их оценке. Дополнительным источником флюорита могут стать и новые, пока мало изученные типы гидротермальных месторождений, в особенности редкометалльных.

Флюоритоносные объекты могут формироваться в разнообразной структурной обстановке — в орогенных, в том числе активизированных структурах, на щитах, платформах, в связи с различными магматическими образованиями и иногда при отсутствии проявлений магматизма. Неизвестны лишь промышленные концентрации флюорита в условиях геосинклинального режима. Разнообразен и возраст флюоритовых месторождений.

В докембрийскую эпоху рудогенеза сформировались очень крупные месторождения ЮАР, а также флюоритоносные районы Побужья на западе Украинского кристаллического щита, юга Балтийского щита, проявления флюорита в Прибайкалье.

Крупнейшие палеозойские флюоритоносные районы — Иллинойс-Кентукки в США, Казахстан и отдельные районы Приморья в СССР. Палеозойский возраст имеют также месторождения южной окраины Донецкого бассейна (Покровско-Киреевское) и некоторые среднеазиатские месторождения, а за рубежом, по-видимому, месторождения Центрального Французского плато.

Важные мезозойские флюоритоносные провинции — Забайкальская в СССР, Таиландская, Аляскинская в США (район Лост-Ривер). Многочисленные проявления флюоритовой минерализации возникли в процессе мезозойской активизации в пределах Алданского щита [20].

С альпийской минерагенией связаны месторождения Мексики, западных штатов США, Италии, в СССР — среднеазиатские флюоритовые и флюорит-сурьмяно-ртутные месторождения (для некоторых из них не исключен и позднепалеозойский возраст).

Помимо названных районов, в СССР проявления флюоритовой минерализации установлены в районах Пай-Хоя, Таймыра, Западной Сибири, Верхоянья.

Глава 10

БАРИТ И ВИТЕРИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Барий относится к числу довольно распространенных элементов. Его содержание в земной коре, по А. П. Виноградову, составляет 0,065 %. Минералами бария, представляющими промышленный интерес, являются барит — BaSO_4 (65,7 % BaO) и витерит — BaCO_3 (77,7 % BaO).

Барит встречается в форме таблитчатых и призматических кристаллов, скрытокристаллических агрегатов и натечных образований. Сингония кристаллов ромбическая, спайность совершенная, достаточно хрупок, твердость 2,5—3,5. Барит имеет высокую плотность (4,2—4,7 г/см³), благодаря чему его назы-

вают еще тяжелым шпатом. Химически чистый барит характеризуется высокой белизной (эталон белизны), инертностью и безвредностью, высокой поглотительной способностью по отношению к жесткому рентгеновскому и γ -излучению. Барит всегда содержит изоморфные примеси стронция и свинца. Из механических примесей часто присутствуют оксиды и гидроксиды железа, глинистые и органические вещества, которые обуславливают появление различных окрасок — красной, бурой, желтой, темно-серой и черной. Барит нерастворим в воде и сильных кислотах, но относительно легко растворяется в водных растворах карбонатов и хлоридов щелочей.

Витерит имеет одинаковые с баритом кристаллографические и физические, но резко отличающиеся химические свойства. Он относительно легко растворяется в углекислых водах и слабых кислотах, ядовит. Самостоятельных месторождений не образует, встречается совместно с баритом, в той или иной степени замещающий его в приповерхностных частях рудных тел.

Барит и витерит широко применяются в следующих отраслях производства.

1. Нефте- и газодобывающая промышленность используют 75—85 % мировой добычи барита в качестве утяжелителя буровых растворов. Потребности этой отрасли удовлетворяются только на 40—50 %.

2. Химическая промышленность потребляет 10—15 % мировой добычи барита и весь витерит для получения различных солей бария, из которых наибольшее значение имеют хлористый и азотнокислый барий. Эти соединения ядовиты и применяются в сельском хозяйстве как инсектициды. Кроме того, хлоридный барий служит сырьем для производства других бариевых соединений — гидроксида бария, углекислого и сернокислого бария, а азотнокислый барий используют в пиротехнике для изготовления смесей, горящих зеленым огнем (бенгальский огонь, сигнальные ракеты, трассирующие пули и снаряды).

3. Лакокрасочная промышленность использует 4—9 % добываемого барита в качестве забеливателя и наполнителя при производстве высокосортных цинковых и свинцовых белил (эти токсичные краски постепенно заменяются титановыми белилами), различных светлых красок, лаков, эмалей и беложгущихся изделий (кафельная плитка).

В качестве белого инертного наполнителя барит применяется при выработке высококачественной белой бумаги, специальных сортов тяжелой и радиационнозащитной резины, хрустальных и других блестящих тяжелых стекол, прессовых стекол, стекол для физических приборов. Он употребляется также при изготовлении противорадиационных бетонов и штукатурок, специальных баритовых цементов, устойчивых в морской воде; соединения бария находят применение в электронике, металлургии, медицине, радиотехнике и других отраслях техники.

В СССР предприятия, перерабатывающие баритовые руды, выпускают товарный барит трех разновидностей: 1) кусковой барит и гравитационный концентрат; 2) молотый барит; 3) флотационный концентрат. Производство последнего составляет около 85 % от всего добываемого барита. Первая разновидность товарного барита используется в химической промышленности, вторая — в качестве наполнителя и забеливателя, а третья — как утяжелитель. Требования промышленности к товарному бариту весьма разнообразны и регламентируются содержанием BaSO_4 и вредных примесей (Pb, Zn, Sr, Fe), белизной и плотностью.

Различают собственно баритовые и комплексные баритовые руды. Первые представлены монобаритовыми, витерит-баритовыми, кварц-баритовыми и кальцит-кварц-баритовыми, а вторые — барит-флюоритовыми, редкометалльно-барит-флюорит-железородными и барит-сульфидными (барит-колчеданными и барит-полиметаллическими) разновидностями. Из собственно баритовых руд получают кусковой барит, гравитационный концентрат и молотый барит, а из комплексных руд — флотационный концентрат.

Потенциальные ресурсы баритовых руд мира составляют около 2 млрд. т. Запасы собственно баритовых руд, содержащих более 50 % BaSO_4 , равны 300 млн. т. Из них на долю капиталистических и развивающихся стран приходится 200 млн. т, в том числе запасы некоторых стран следующие (в млн. т): США 90, Алжир 6, ФРГ 6, Таиланд 5,5, Канада, Италия, Марокко, Ирландия по 5; из социалистических стран наибольшие запасы подобных руд выявлены в СССР и КНР (соответственно 70 и 10 млн. т.). Запасы комплексных руд СССР составляют 600 млн. т (32 месторождения).

В промышленных масштабах добыча барита производится в 40 странах и составляет 5,3 млн. т в год. Основными производителями барита являются СССР (0,9—1,1 млн. т), США (0,75—1,0 млн. т), а также ФРГ, Ирландия, Мексика, Перу, Италия, Франция.

Цены на товарный барит изменяются в широких пределах: в Европе от 25 до 135 дол. за 1 т, в США от 16—27 (гравитационный концентрат и кусковой барит) до 30 дол. (флотационный концентрат) за 1 т.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения барита образуются в широком диапазоне геологических условий — от постмагматических до хемогенных осадочных. Важнейшими условиями кристаллизации барита являются высокое парциальное давление кислорода и относительно низкие температуры, что объясняет его выделение на сравнительно малых глубинах и уменьшение его содержания на всех постмагматических месторождениях с глубиной, а в оса-

дочных месторождениях — по мере удаления от береговой линии палеобассейнов. Чрезвычайно характерна его ассоциация с минералами, содержащими Cu, Zn, Pb, F, Fe, Mn, Sr и S.

Промышленные месторождения барита представлены следующими генетическими типами [37].

I. Эндогенные месторождения.

1. Гидротермальные средне-низкотемпературные месторождения умеренных и малых глубин: 1) собственно баритовые, витерит-баритовые и барит-флюоритовые жильные и пластообразные; 2) барит-золото-полиметаллические жильные в эффузивных породах; 3) барит-полиметаллические стратиформные в карбонатных породах.

2. Вулканогенно-гидротермальные и вулканогенно-осадочные колчеданные месторождения.

II. Экзогенные месторождения.

3. Обломочные и остаточные месторождения кор выветривания.

4. Осадочные хемогенные месторождения.

III. Техногенные образования (концентрации).

Присутствие вкрапленности барита, который может извлекаться попутно, установлено в рудах некоторых карбонатитовых и скарновых месторождений.

Гидротермальные собственно баритовые, витерит-баритовые и барит-флюоритовые месторождения. Этот генетический тип месторождений — весьма важный для барита и единственный для витерита. Он характеризуется высоким качеством руд. По форме рудных тел и способу выделения минералов среди этих месторождений различают жильные выполнения и пластообразные метасоматического замещения.

Для жильных месторождений основными рудными телами являются жилы, линзы и баритовые брекчии, образовавшиеся в результате выполнения различных тектонических полостей (отдельные трещины, системы трещин, зоны брекчирования). Размещение рудных тел контролируются зонами крупных разрывных нарушений, имеющих протяженность от единиц до десятков километров и мощность от десятков до сотен метров. Жилы в таких зонах располагаются цепочками в виде кулис или слагают штокверки и брекчиевидные тела. Вмещающие породы преимущественно осадочные песчано-сланцевые и эффузивно-осадочные, редко интрузивные.

Пластообразные месторождения формируются путем метасоматического замещения известняков, доломитов и эффузивных пород. Рудные тела этих месторождений имеют плитообразную и линзовидную форму и располагаются в зонах надвигов и межпластовых разломов. Они, наряду с массивными метасоматическими рудами, на отдельных участках бывают сложены брекчиевыми и прожилково-вкрапленными рудами выполнения.

Размеры рудных тел месторождений обоих подтипов варьируют в широких пределах: от десятков и сотен метров до 2 км в длину при мощности от долей метров до 15 м. Весьма характерно наличие раздувов и пережимов как по простиранию, так и по падению рудных тел. Баритовая минерализация в крупных жильных и плитообразных телах, имеющих крутое падение, прослеживается на глубину нескольких сотен метров. Запасы баритовых руд в отдельных телах варьируют от 0,1 до 1 млн. т.

По минеральному составу выделяют три разновидности руд месторождений этого типа: 1) баритовые (50—99 % BaSO_4); 2) витерит-баритовые (1—70 % Ba Cl_2); 3) барит-флюоритовые (п.1—70 % барита и 15—80 % флюорита). Из других минералов наиболее распространены кварц и кальцит. В небольшом количестве встречаются флюорит (в первых двух разновидностях руд), галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, тетраэдрит, золото, серебро и киноварь. Руды первых двух разновидностей крупно- и мелкозернистые, высококачественные, обычно белого цвета, хорошо обогащаются и дают кусковой барит и гравитационный концентрат. Из барит-флюоритовых руд барит извлекают за рубежом.

Для месторождений характерна вертикальная зональность. Витерит отмечается в самых верхних частях рудных тел. Он обычно замещают барит, образуя псевдоморфозы по нему. Собственно баритовые руды также расположены в верхних частях рудных тел. С глубиной увеличивается содержание флюорита, кварца, кальцита и сульфидов. Вмещающие породы в наиболее дислоцированных приконтактных участках рудных тел подвергаются гидротермальному изменению: каолинизации, хлоритизации, серицитизации, пиритизации, окварцеванию и цеолитизации.

Примеры месторождений: Арпакленская группа жильных барит-витеритовых месторождений, расположенная на западных отрогах хр. Копет-Даг в Туркменской ССР; баритоносный пояс южного склона Большого Кавказа, включающий Чордское жильное месторождение (Южная Осетия), Кутаисскую группу жильных месторождений — Гведи, Зуби, Окуреша, Тхмори, Ванис-Цивцали — в бассейнах рек Риони и Цхенис-Цхали и Апшринское пластообразное месторождение (Абхазия); Човдарское жильное месторождение в Азербайджане (Малый Кавказ); барит-флюоритовое жильное месторождение Бадам в Южном Казахстане.

Барит-золото-полиметаллические жильные вулканогенно-гидротермальные месторождения связаны с андезит-дацитовым наземным вулканизмом поздней стадии геосинклинального развития складчатых областей. На этих месторождениях барит является распространенным жильным минералом. Он выделяется в верхних частях жил и в околорудных измененных породах (зоны баритизации). Примеры месторождений: Беганьское

и Береговское (Закарпатье), Белореченское (Северный Кавказ), Туюкское (Южный Казахстан).

Барит-полиметаллические стратиформные месторождения в карбонатных породах вместе с колчеданными месторождениями служат основным источником попутной добычи флотационных концентратов барита в СССР (80 %). Руды месторождений комплексные барит-свинцово-цинковые, но иногда на месторождениях встречаются и собственно баритовые руды.

Генезис месторождений спорный: одни геологи относят их к гидротермальным (телетермальным), другие — к хемогенным осадочным.

Примеры месторождений: Миргалимсай, расположенное в Центральном Каратау (СССР, Южный Казахстан); группа месторождений Миссисипи—Миссури на юго-востоке шт. Миссури (США); Барег на о-ве Сардиния (Италия).

Колчеданные (вулканогенно-гидротермальные и вулканогенно-осадочные) месторождения распространены чрезвычайно широко и связаны с субмаринным базальт-липаритовым вулканизмом ранних стадий эвгеосинклинального развития складчатых зон. Барит в них является, наряду с кварцем, жильным минералом и извлекается попутно.

Примеры месторождений: Маднеульское (Грузия); Ахтальское (Армения); Молодежное, Джусинское, Гайское (Южный Урал); Сокольное, Белоусовское, Зыряновское (Рудный Алтай); Салаирская группа—I, II, III Салаирские рудники, Кварцитовая сопка, Новоурское, расположенные на северо-восточном склоне Салаирского кряжа (Кемеровская область), Жайремское (Казахстан).

Обломочные и остаточные месторождения кор выветривания. Барит — достаточно устойчивый минерал в экзогенных условиях: может накапливаться в верхних, вскрытых эрозией, частях месторождений. Наибольшее промышленное значение среди месторождений данного типа имеют элювиальные залежи, сложенные глиноподобной массой, содержащей обломки баритовых руд, мелкие кристаллы барита, пирита, иногда галенита и гидроксиды железа. На глубине элювиальные залежи нередко переходят в зоны окисления первичных руд. В элювиальных залежах отмечают барит инфильтрационного происхождения.

Примеры месторождений: Медведевское (Южный Урал); элювиальные залежи, развитые на стратиформных свинцово-цинковых месторождениях штатов Миссури и Теннесси, обладающие 45 % запасов барита США и дающие 33 % его добычи; они представляют собой мощные (десяtkи метров) плащеобразные тела, сложенные рыхлой массой с зернами барита, пирита, галенита и сфалерита; содержание барита 12—20 %.

Хемогенные осадочные месторождения достаточно широко распространены и представлены крупными пластовыми залежами собственно баритовых и реже сульфидно-баритовых руд,

приуроченными к прибрежно-морским отложениям углисто-глинисто-кремнисто-сланцевой формации. В пределах месторождений выделяется обычно несколько пластов баритовых руд, переслаивающихся с кремнистыми и глинистыми сланцами, алевролитами и известняками. Мощность баритовых пластов варьирует от долей до нескольких метров, а протяженность измеряется километрами. Пласты сложены массивными, конкреционными и вкрапленными рудами. Содержание барита в массивных рудах до 90 %, в конкреционных — до 60 % и во вкрапленных — до 20 %. Массивные руды концентрируются в нижних частях баритоносных горизонтов, а конкреционные и вкрапленные — в верхних. В баритовых пластах отмечается повышенная битуминозность, обуславливающая черную окраску барита, присутствуют примеси ванадия, стронция, фосфатов и сульфидов (преимущественно пирита).

Образование осадочных месторождений барита связывают с привносом растворимых солей бария в мелководные морские бассейны, где за счет окисления биогенного сероводорода возникали повышенные концентрации сульфат-иона, вызывавшие осаждение массивных руд барита. Приуроченность барита к кремнисто-глинистым осадкам объясняется тем, что на стадии седиментогенеза последние представляли собой отрицательные коллоиды, способные сорбировать значительные количества растворенного в воде бария, который затем на стадиях лито- и диагенеза перераспределялся в осадках и раскристаллизовывался преимущественно в виде конкреций и вкрапленников барита. Сульфиды отлагались в более глубоководных участках бассейнов в зоне сероводородного заражения.

Примеры месторождений: позднедевонские Пальникское и Хойленское (западный склон Полярного Урала); позднекембрийское Чиганакское (Центральный Казахстан); из зарубежных следует отметить позднедевонское сульфидно-баритовое месторождение Мегген (Вестфалия, ФРГ).

Техногенные образования барита (концентрации промышленного значения) представляют собой отвалы обогатительных фабрик, накопившиеся в результате многолетнего складирования тонкоизмельченных продуктов переработки комплексных руд — колчеданных, полиметаллических, из которых барит и другие жильные минералы (пирит, кварц, карбонаты) не извлекались. Отвалы с промышленным содержанием барита известны на месторождениях Салаирской группы (СССР), Минерал-Кинг (США) и Джайлент (Канада).

В качестве второго техногенного источника барита рассматриваются продукты регенерации отработанных глинистых буровых растворов.

Одна из важнейших особенностей регионального размещения баритовой минерализации — ее пространственная и генетическая связь с эндогенными колчеданными, полиметаллическими, плагиоквошпатовыми, ртутными, карбонатито-редкометальными и другими месторождениями. Собственно баритовая минерализация проявляется реже.

Наиболее важные металлогенические баритовые эпохи — герцинская, киммерийская и альпийская. Основная часть эндогенного баритового оруденения тяготеет к эвгеосинклинальным складчатым областям, а крупные осадочные месторождения — к краевым прогибам. На платформах известны только рудопроявления барита, относящиеся к карбонатитам.

В СССР крупнейшими баритоносными провинциями, имеющими исключительно важное промышленное значение, являются следующие:

1) Закавказская с собственно баритовыми жильными (Кутаисские, Чордское и Човдарское) и пластовыми (Апшринское), колчеданными (Маднеульское) месторождениями;

2) Туркменская (Копетдагская) с баритовыми и баритовитеритовыми месторождениями (Арпакленская группа);

3) Уральская с Полярноуральской и Южноуральской зонами; в первой расположены баритовые и барит-флюоритовые гидротермальные (Карское и Амдерминское) и осадочные (Пальникское и Хойленское) месторождения; во второй известны крупные остаточные (Медведевское), многочисленные колчеданные (Молодежное, Гайское и др.) и осадочные (Кужинское и др.) месторождения;

4) Центрально-Казахстанская и Южно-Казахстанская провинции; в первой преобладают колчеданные (Жайремское, Бестюбе, Карагайлы) и осадочные (Чиганакское) месторождения; для второй характерны барит-полиметаллические стратиформные месторождения в карбонатных породах (Миргалмсай);

5) Алтае-Саянская с многочисленными колчеданными и барит-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая, Салаирского кража и Западного Саяна.

Глава 11

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Исландский шпат — прозрачная разновидность кальцита, широко используется в науке и технике. В состав исландского шпата в небольшом количестве может входить Мп (до 1 %), а содержание остальных примесей (Pb, Fe, Mg) не превышает 0,1 %. Кристаллы исландского шпата относятся к планакси-

альному виду тригональной сингонии ($R\bar{3}m$). Наиболее важным свойством исландского шпата, предопределяющим его широкое применение, является высокое двупреломление. Для света с длиной волны 590 нм оно составляет 0,17193, увеличиваясь в ультрафиолетовой области спектра до 0,2859 (при длине волны 214 нм). Светопропускание исландского шпата также сильно зависит от длины волны проходящего света, достигая 90 % в области 500—1300 нм, но значительно понижается в ультрафиолетовой области и отсутствует при длине волны 200 нм.

Существенно влияют на качество кристаллов исландского шпата различные дефекты, возникающие как в процессе роста кристаллов, так и после его завершения.

Окраска кристаллов исландского шпата бывает весьма разнообразная: желтая, фиолетовая, зеленая, синяя и др. Зеленая и синяя окраска вызвана преимущественно тонкодисперсными минеральными включениями (обычно селадонита). Наиболее широко распространенная желтая окраска может быть связана с наличием радиационных центров или примесей органических веществ.

Свилы в кристаллах исландского шпата представляют собой первичные неоднородности, обусловленные различием показателей преломления смежных зон или пирамид роста граней, ребер и вершин на величину 1×10^{-4} . Они являются серьезным дефектом исландского шпата, ограничивающим его применение в оптических системах, формирующих изображение.

Включения минералообразующих растворов и парагенетических минералов очень широко распространены в исландском шпате и существенно влияют на выход оптического сырья. Из минеральных включений чаще других отмечаются цеолиты, Фесапонит, халцедон, хлорит, сульфиды. Включения минералообразующих растворов, захваченные в процессе роста кристаллов, приурочены преимущественно к зонам роста, следам перемещения ребер и вершин кристаллов. К вторичным включениям относятся широко развитые в кристаллах залеченные трещины. Встречаются также каналы Розе, возникающие на пересечении плоскостей механического двойникования.

Двойники свойственны многим кристаллам исландского шпата. Основная часть промышленных кристаллов представлена ростовыми двойниками. Механические двойники образуются в исландском шпате при скольжении по тупому ромбоэдру $\{10\bar{1}2\}$ в направлении $\{0\bar{1}1\}$. Единичные механические двойники можно устранять приложением нагрузки в направлении, противоположном усилию, вызвавшему двойникование.

Трещины — наиболее часто наблюдаемые дефекты исландского шпата. Трещиноватость может возникать при пострудных тектонических движениях, резких перепадах температур при извлечении кристаллов из недр и механических воздей-

ствиях в процессе добычи кристаллов. Необратимость этих дефектов и весьма существенное их влияние на выход кондиционного сырья требуют максимально возможного снижения техногенной трещиноватости кристаллов, что можно достичь совершенствованием технологии добычи.

Оптические элементы из исландского шпата используются для получения и анализа линейно поляризованного света, для модуляции света, в быстродействующих безынерционных затворах и других оптических системах. Эти оптические устройства можно разделить на две основные группы: отклоняющие системы и системы получения линейно поляризованного света. В первом случае используется эффект разделения луча неполяризованного света на две составляющие, угол расхождения которых определяется величиной двупреломления исландского шпата. Если один из таких лучей экранировать или вывести за пределы оптической системы, что практически можно сделать с помощью поляризационных призм, то свет на выходе будет линейно поляризован.

Требования промышленности к кристаллам исландского шпата сформулированы в ТУ, согласно которым различают три марки оптического материала: ИШ-У, ИШ-В и ИШ-И, годного для работы соответственно в ультрафиолетовой (>220 нм), видимой (>400 нм), красной и инфракрасной (>700 нм) областях спектра. В пределах каждой марки выделяются сорта: «уникальный», «экстра», первый, второй и третий. Разделение по сортам проводится в зависимости от величины светопропускания, светорассеяния, свилеподобных дефектов, наличия двойников и включений посторонних веществ. Существенное влияние на сортность кристаллов оказывают их размеры.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исландский шпат широко распространен в природе и может формироваться в экзогенных и эндогенных условиях из гидротермальных низкотемпературных растворов. Проявления исландского шпата могут быть разделены на три основные группы; две первые представлены месторождениями и проявлениями собственно исландского шпата, связанными с вулканогенными породами основного состава и их туфами (первая группа) и карбонатными осадочными породами (вторая группа); третью группу составляют проявления исландского шпата в месторождениях различных генетических типов, где он кристаллизуется на заключительных стадиях минералообразования в свободных полостях.

Наиболее важной группой являются месторождения в вулканогенных породах трапповой формации. В этой группе выделяются три основных типа месторождений: 1) в лавовых породах; 2) в секущих интрузиях долеритов; 3) в туфогенных

породах. В СССР эти месторождения связаны с породами трапповой формации Сибирской платформы.

Месторождения в лавовых покровах приурочены к нидымской свите нижнего триаса. Последняя отличается от залегающих выше кочечумской и ямбуканской свит более сложным

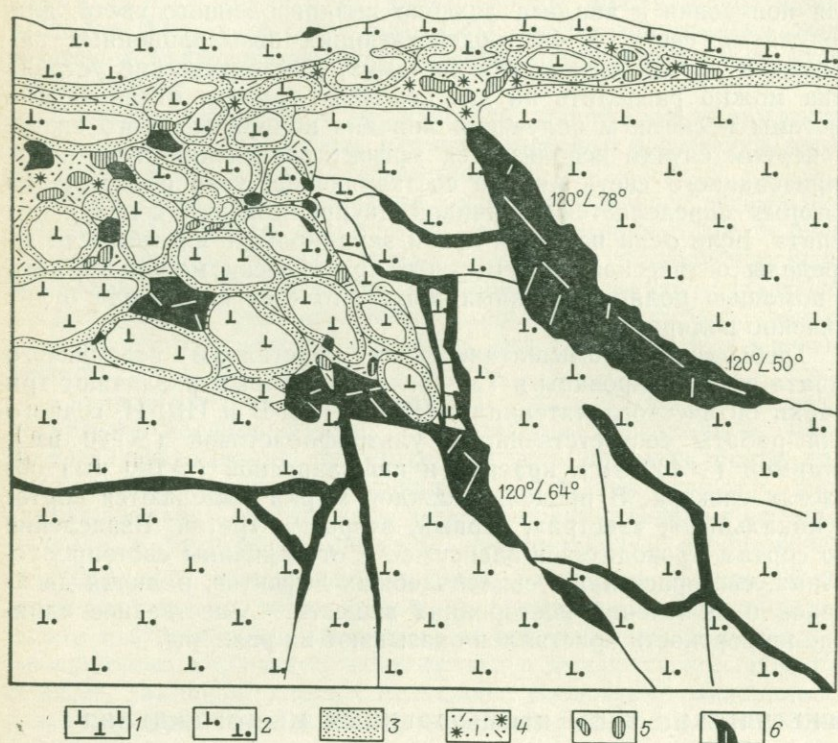


Рис. 36. Скопления исландского шпата в клиновидных трещинах миндалекаменных базальтов и в перекрывающих их шаровых лавах. По М. С. Васильевой.

1—2 — базальт: 1 — плотный, 2 — миндалекаменный; 3 — мандельштейн; 4 — дресва шаровых лав с морденитом, халцедоном, кальцитом; 5 — выделения халцедона; 6 — блокный кальцит и кристаллы исландского шпата

строением: в кровле покровов четко проявлена зона мандельштейнов и миндалекаменных базальтов, а в основании перекрывающих покровов — линзы шаровых лав. Шпатоносная минерализация приурочена к мандельштейнам и шаровым лавам (рис 36). В шаровых лавах преобладает гнездовый тип минерализации, развитой в межшаровых пустотах. Кристаллы исландского шпата в шаровых лавах небольшие. В гнездах обычно содержится много цеолитов, включения которых (особенно морденита) существенно снижают качество сырья.

С участками коробления покровов связан трещинный тип минерализации в подстилающих шаровые лавы мандельштейнах и миндалекаменных базальтах (см. рис 36), в котором исландский шпат обладает очень высоким качеством. Шпатоносные трещины имеют обычно клиновидную или неправильную форму. Масса уникальных кристаллов достигает 300 кг. Полученный из них оптический кальцит обладает высоким светопропусканием в ультрафиолетовой области спектра; 30—35 % сырья относится к марке ИШ-И, до 10 % — к марке ИШ-У. Месторождения в лавовых покровах характеризуются различным сочетанием трещинной и гнездовой минерализации, но наиболее ценным являются те из них, в которых преобладает трещинный тип скоплений исландского шпата.

Месторождения, приуроченные к секущим интрузиям долеритов, по морфологическим особенностям шпатоносных тел разделяются на три подтипа: это месторождения в протяженных дайках долеритов (первый подтип); в линзовидных дифференцированных (второй подтип) и куполовидных дифференцированных (третий) интрузиях долеритов. Наибольшее значение имеют месторождения первого подтипа, в которых развиты кристаллы значительных размеров при средней сортности сырья (преимущественно первый и второй сорта). Отдельные крупные кристаллы с оптическим кальцитом высокого качества были встречены на месторождениях третьего подтипа.

Месторождения первого подтипа связаны с протяженными зонами разломов, которые контролируют положение многочисленных кулисообразно расположенных крутопадающих даек долеритов. Последние залегают в туфогенных породах корвунчанской свиты и представлены средне-крупнозернистыми разностями, часто миндалекаменными. В эндоконтактах отмечаются маломощные зоны тонкозернистых долеритов.

Шпатовая минерализация приурочена к зонам дробления долеритов, тяготеющим к центральным частям даек. В этих зонах установлена разнообразная минерализация — от наиболее высокотемпературной скарново-магнетитовой до низкотемпературной кальцит-цеолитовой. Вмещающие дайки среднеобломочные агломератовые туфы у контакта с дайкой скарнированы, карбонатизированы и хлоритизированы. Скарны состоят на 20—70 % из граната гроссуляр-андрадитового ряда, ассоциирующего с пироксеном, хлоритом, кальцитом. Они сопровождаются жилами и вкрапленностью магномагнетита. После скарнов формировались кремнисто-карбонатные метасоматиты, а завершилась минерализация продуктивной кальцит-цеолитовой стадией, минералы которой цементируют зоны дробления долеритов. В эту стадию выделялось пять генераций кальцита, с последней из которых связан исландский шпат. Его гнездобразные скопления наблюдаются в центральных частях кальцитоносных тел (рис. 37). Из парагенетических минералов

обычно встречаются десмин и шабазит (преобладают), а также анальцит и пирит.

Среди месторождений, развитых в туфогенных породах (следует отметить, что изучены они значительно хуже месторождений других типов), также различают три подтипа: это месторождения в линейных зонах дробления, контролирующиеся полукольцевыми структурами и связанные с жерловыми фациями. Месторождения всех подтипов приурочены к тектоническим зонам дробления в агломератовых туфах и туфо-

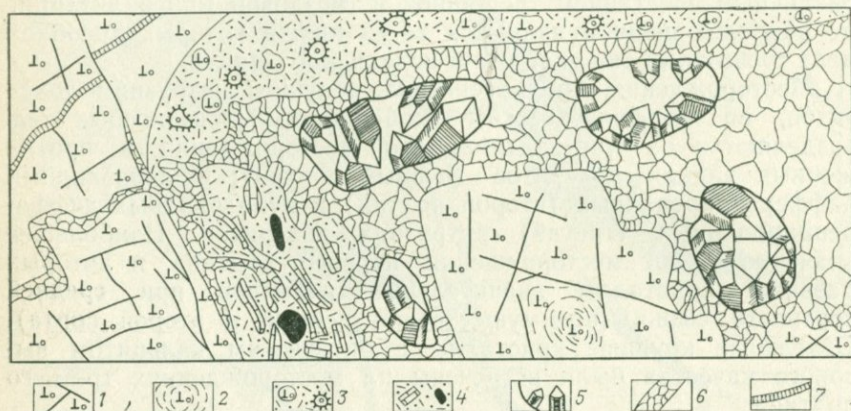


Рис. 37. Многополостная кальцитовая жила в зоне дробления на месторождении дайкового типа. По Н. И. Андрусенко.

1—2 — миндалекаменный долерит: 1 — трещиноватый; 2 — со скорлуповой отдельностью; 3 — брекчия долеритов; 4 — брекчия с обломками магнетита и кремнисто-карбонатной породы; 5 — гнезда с крупными кристаллами исландского шпата; 6 — жильный кальцит; 7 — цеолитовые прожилки

брекчиях корвунчанской свиты. Туфы в пределах месторождений обычно интенсивно изменены: окварцованы, карбонатизированы, хлоритизированы, ожелезнены и иногда скарнированы. Месторождения обычно представлены одной или несколькими зонами дробления и брекчирования пород. Исландский шпат встречается в раздувах кальцитовых жил или гнездах, тяготеющих к участкам дробления и гидротермальной переработки пород. Размер гнезд исландского шпата обычно незначителен. Характерной особенностью сырья является почти полное отсутствие материала сорта «уникальный» и наличие в спектре пропускания полосы поглощения на длине волны 300—310 нм. Для месторождений в туфах характерны простота отработки и хороший выход кондиционного материала.

Месторождения в карбонатных породах известны во многих районах СССР: Туве, Средней Азии, Казахстане, на Кавказе, в Крыму. Они отличаются сложной формой шпатоносных тел,

неравномерным распределением оптического кальцита с относительно высоким качеством. Выделяют три подтипа месторождений: 1) жильные, 2) в зонах дробления, 3) в карстовых пустотах. Минеральный состав шпатоносных тел обычно прост. Исландский шпат приурочен к раздувам кальцитовых тел. Погреба с исландским шпатом обычно содержат обломки пород и глину. Масса кристаллов небольшая, но иногда достигает 50 кг. Этот тип не дает промышленных месторождений.

Глава 12

ЦЕОЛИТЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Природные цеолиты представляют собой новый вид неметаллических полезных ископаемых; их начали использовать в 70-х годах нашего столетия. Синтетические цеолиты применяют в промышленности с 40-х годов.

Группа природных цеолитов объединяет более 40 минералов, большинство из которых относится к числу редких. Из них только 10—12 распространены достаточно широко и лишь 5—6 обладают полезными свойствами и образуют промышленные концентрации (табл. 5).

Цеолиты это водные алюмосиликаты щелочных и щелочноземельных металлов, обладающие открытой каркасно-полостной структурой. Кристаллический трехмерный каркас

Таблица 5

Характеристика наиболее распространенных цеолитов

(составлена по данным Э. Э. Сендерова, Н. И. Хитарова и Н. Ф. Челищева)

Минерал	Химическая формула	Сингония	Диаметр «оконов», нм	Объем пор, %	Si : Al
Клиноптилолит	$\text{Na} [\text{AlSi}_5\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Моноклинная	0,35—0,43	30—40	>3
Хабазит	$\text{Ca}, \text{Na}_2 [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Тригональная	0,35—0,43	>40	3—2
Эрионит	$\text{K}_2, \text{Na}_2, \text{Ca} \times [\text{AlSi}_3\text{O}_{12}] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Гексагональная	0,35—0,43	30—40	>3
Морденит	$\text{Ca}, \text{Na}_2, \text{K}_2 \times [\text{AlSi}_5\text{O}_{12}] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	0,35—0,43	>40	>3
Фожазит	$\text{Na}_2, \text{Ca} [\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{12}] 16\text{H}_2\text{O}$	Кубическая	>0,50	>40	3—2
Феррьерит	$\text{Na}_2, \text{K}_2, \text{Mg} \times [\text{OH}/\text{Al}_3\text{Si}_{15}\text{O}_{36}] \cdot 9\text{H}_2\text{O}$	Ромбическая	0,35—40	>40	>3

цеолитов построен алюмокремнекислородными тетраэдрами $[(Si, Al)O_4]$ и пронизан в нескольких направлениях крупными полостями (поры, каналы), связанными друг с другом и с поверхностью кристалла посредством более узких отверстий так называемых входных окон, диаметр которых в разных цеолитах варьирует от 0,26 до 0,8 нм. Суммарный объем пор и каналов может достигать 50 % от объема кристалла. Алюмосиликатный каркас цеолитов является полимерным анионом, отрицательный электрический заряд которого обычно компенсируется на стенках внутрикристаллических полостей катионами Na, K, Ca и значительно реже Ba, Mg, Sr, Li, NH_4 .

Внутрикристаллические полости и каналы выполнены так называемой цеолитной водой, которая, имея с каркасом слабые водородные связи, легко выделяется из кристаллов при медленном нагревании в интервале температур 150—400 °C и в вакууме (дегидратация цеолитов) без нарушения структуры каркаса. Дегидратированные цеолиты способны снова поглощать воду (регидратация). Цеолиты, катионы которых легко замещаются катионами других тяжелых металлов, являются природными ионитами.

По отношению кремния к алюминию цеолиты подразделяют на высоко- и низкокремнистые (или высокоалюминистые). Первые термо- и кислотостойкие, но имеют несколько меньшую ионообменную емкость. Дегидратированные цеолиты обладают высокой сорбционной способностью и молекулярно-ситовым эффектом, т. е. они могут поглощать и пропускать через себя водные растворы, пары воды, различные газы и жидкости, размеры атомов, молекул или ионов которых меньше диаметра входных окон. По молекулярно-ситовому эффекту цеолиты разделяют на широкополостные (диаметр окон больше 0,5 нм), среднеполостные (0,35—0,43 нм) и узкополостные (0,26 нм). Последние имеют слабую регидратацию и в качестве молекулярных сит не используются. Поглотительная (адсорбционная) способность цеолитов зависит от суммарного объема пор (по этому признаку различают высоко-, средне- и малопористые, или плотные, цеолиты) и эффективного диаметра входных окон (см. табл. 5). Максимальный поглотительный эффект свойствен высококремнистым, высокопористым и широкополостным цеолитам, среди которых, в порядке их распространенности, можно назвать клиноптилолит, хабазит, эрионит, морденит и фожазит. Эти же цеолиты являются молекулярными ситами и используются в качестве природных ионитов.

Природные цеолиты могут применяться в широком масштабе в следующих отраслях народного хозяйства.

1. В области охраны и оздоровления окружающей среды для очистки газовых отходов предприятий от оксидов серы, азота и углерода, аммиака и сероводорода, промышленных сточных вод от ионов аммония, токсичных и радиоактивных металлов (Hg, Pb, Zn, Cd, Ce, Sr, Rb, U), а также для очистки

вод нефтепереработки, питьевого и промышленного водоснабжения.

2. В промышленности: а) для осушки и очистки газов (в том числе природных горючих, транспортируемых по газопроводам), жидкостей и хладагентов (цеолитовые фильтры поглощают и пропускают воду, но задерживают более крупные молекулы углеводородов и других веществ); б) для разделения кислорода и азота воздуха; в) модифицированные платиной, рением и молибденом природные цеолиты являются высокоэффективными, долгодействующими и экономичными катализаторами при крекинге нефти; г) в качестве структурирующего и отбеливающего наполнителя в производстве высококачественной бумаги; д) как катализатор и структурирующая добавка при изготовлении особо эластичной резины; е) в качестве ионита при разделении металлов и получении особо чистых их солей; ж) в качестве гидравлической добавки к портландцементам.

3. В сельском хозяйстве: а) в растениеводстве — внесение в почву цеолитов приводит к стабильному повышению урожайности полей; это объясняется тем, что цеолиты длительное время удерживают в почве влагу и внесенные вместе с ними удобрения, нейтрализуют кислые почвы, улучшают структуру почв, поглощают токсичные металлы; б) в животноводстве и птицеводстве в качестве кормовых добавок, улучшающих процесс пищеварения, повышающих продуктивность скота и птицы, увеличивающих прочность скорлупы яиц, а также в качестве дезодораторов помещений.

Подсчет запасов цеолитов и цеолитсодержащих пород произведен только по отдельным странам и месторождениям. Крупными запасами цеолитов обладают СССР, США, Япония, Италия. В СССР в последнее десятилетие открыто более 30 крупных месторождений цеолитов с запасами клиноптилолита около 1 млрд. т и морденита 10—20 млн. т.

В настоящее время разработаны методы обогащения цеолитовых пород, позволяющие эксплуатировать месторождения с содержанием цеолитов 40—60 %, а породы, содержащие более 75 % цеолитов, называемые цеолититами, могут быть использованы без обогащения. Добыча цеолитового сырья и получение дробленого товарного продукта в сотни и тысячи раз дешевле производства синтетических цеолитов. Крупномасштабное применение цеолитов в народном хозяйстве возможно только на базе эксплуатации месторождений природных цеолитов, потребность в которых измеряется десятками миллионов тонн.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Промышленные месторождения цеолитов были открыты в результате массового внедрения в практику геологических исследований современных методов рентгеноструктурного

анализа и сканирующей электронной микроскопии, позволивших установить, что цеолиты являются основными породообразующими минералами многих осадочных, эффузивно-осадочных и эффузивных пород, которые ранее принимались за опоки, трепелы, вулканические туфы, трассы и пуццоланы. Размеры кристаллов цеолитов в этих породах измеряются тысячами и сотыми долями миллиметра, что не позволяло идентифицировать их методами обычной оптической микроскопии. Цеолиты образуются в щелочных химических средах при низких температурах и давлениях путем метасоматического замещения биогенного кремнезема или вулканического стекла.

В настоящее время установлено, что цеолиты широко распространены в щелочных интрузивных породах, пегматитах, в эффузивных породах, низкотемпературных околорудных метасоматитах, остаточных образованиях латеритных кор выветривания, в современных глубоководных океанических осадках, осадочных месторождениях бокситов, марганца, фосфоритов, диатомитов и трепелов, угленосных отложениях и осадочных терригенных породах.

Из большого числа цеолитовых пород, выявленных в последние годы, промышленное значение приобрели цеолитизированные туфы и цеолитсодержащие отложения содовых озер, которые представляют месторождения двух генетических типов: 1) вулканогенно-гидротермальные низкотемпературные малых глубин и приповерхностные; 2) вулканогенно-осадочные лимнические.

Вулканогенно-гидротермальные месторождения пространственно и генетически связаны с наземным андезитом-дацитовым постскладчатым вулканизмом поздней стадии геосинклинального этапа развития альпийских складчатых областей, субмаринным современным базальт-андезитом-дацитовым вулканизмом прибрежных островных дуг и палеозойско-мезозойским эффузивным трапповым магматизмом платформ. По форме рудных тел, минеральному составу, способам выделения цеолитов и особенностям локализации различают несколько подтипов месторождений.

Месторождения миндалекаменного подтипа представлены неправильно-пластообразными залежами в лавах и туфах, содержащими крупнокристаллические выделения цеолитов в газовых, межшаровых и трещинных полостях. Встречающиеся в них кристаллы десмина, гейландита, сколецита, морденита и анальцита являются прекрасным коллекционным материалом и экспонируются практически во всех геологических музеях мира. Они обычно сопутствуют выделениям других промышленно ценных минералов: исландского шпата, самородной меди в основных эффузивах; агата и халцедона в андезитодацитах.

Месторождения геотермально-гидротермального подтипа. К этому подтипу относятся линзовидно- и пластообразно-не-

правильные залежи в лавово-пепловых толщах долгоживущих плиоцен-четвертичных вулканических центров. Метасоматическая цеолитизация вулканогенных пород связана с сопровождающей активный вулканизм и продолжающейся после его прекращения активной циркуляцией щелочных вадозно-гидротермальных и геотермальных растворов в зонах разломов и трещиноватости.

Наиболее благоприятные условия для возникновения крупных залежей, содержание цеолитов в которых может составлять 50—90 %, создаются при наличии субгоризонтальных залежей кислых пеплово-пемзовых туфов, перекрываемых слабопроницаемыми лавами и сочленяющихся с разломами. Это обеспечивает латеральное растекание гео- и гидротермальных растворов и развитие относительно равномерной цеолитизации, охватывающей породы на площади в десятки квадратных километров при мощности до десятков метров.

Микрокристаллические цеолиты, слагающие залежи, образуются метасоматически по плагиоклазам, цветным минералам, вулканическому стеклу и цементу туфов. Наиболее распространены морденит, клиноптилолит, ломонтит, анальцит и вайрацит. Цеолиты ассоциируют с кварцем, кальцитом, монтмориллонитом, хлоритом, альбитом, эпидотом и сульфидами. Нередко зоны цеолитизации формируют внешние ореолы вокруг залежей самородной серы. С. И. Набоко [34] относит цеолит-содержащие породы к цеолитовой фации пропилитов.

Промышленно перспективными месторождениями этого подтипа являются в СССР Паужетское, Паратунское, Долина Гейзеров на Камчатке, Горячий пляж на Курильских островах (о-в Кунашир), а за рубежом — Вайракей в Новой Зеландии.

Стратиформные месторождения цеолитизированных туфов пространственно и генетически связаны с мощными толщами эффузивно-осадочных пород, накапливавшихся в морских бассейнах нормальной солености и в субаэральных условиях в районах проявления посторогенного эксплозивного андезито-дацитового вулканизма. Эти толщи сложены лавами и туфами андезитов, липаритов, дацитов и реже базальтов, переслаивающихся с туфоконгломератами, туфопесчаниками, песчаниками, алевролитами, известняками, мергелями, диатомитами и бентонитовыми глинами. Эффузивно-осадочные толщи выполняют крупные синклиновые депрессии, внутренние и краевые прогибы складчатых систем. Цеолитовая минерализация тяготеет в них к зонам крупных разломов и оперяющим трещинам.

Месторождения рассматриваемого подтипа имеют простое строение. Рудные тела представлены пластами и линзами пепловых стекловатых туфов липаритов, дацитов и андезитов, вулканическое стекло которых метасоматически замещено клиноптилолитом или морденитом (реже). Содержание этих цеолитов достигает 95 %. Другие цеолиты — эрионит, филлипсит, хабазит, гейландит, анальцит, десмин — в различных сочета-

ниях встречаются в залежах в небольшом количестве, но иногда в отдельных месторождениях относятся к главным минералам. В качестве парагенных минералов в залежах фиксируются монтмориллонит, гидрослюда, хлорит, опал, кварц, кальцит, барит и сульфиды. Кристаллы цеолитов в рудных телах имеют субмикроскопические размеры. По внешнему облику цеолитизированные туфы слабо отличаются от нецеолитизированных разностей.

Стратиформные месторождения цеолитизированных туфов характеризуются крупными размерами. Мощности рудных тел — пластов и линз цеолититов — от нескольких до десятков метров, а протяженность десятки километров. Запасы цеолитов отдельных месторождений достигают десятков и сотен миллионов тонн.

Вопрос о генезисе стратиформных месторождений цеолитов трактуется различно. Многие исследователи, основываясь на площадном распространении цеолитизации, считают их осадочными, а цеолитизацию пирокластических образований — позднедиагенетической, происходившей под воздействием морских или поровых вод [34, 44]. Учитывая, что вулканическое стекло не подвергается диагенетическим преобразованиям при быстром накоплении пирокластики, более обоснованной представляется точка зрения В. Г. Гогишвили [34], который полагает, что цеолитизация туфов была эпигенетической, наложенной. Она связана с восходящими потоками поствулканических гидротермальных растворов, которые двигались по разрывным нарушениям и вблизи поверхности растекались по пластам проницаемых вулканитов, что приводило к метасоматическому развитию цеолитов. Особенностью генезиса стратиформных месторождений цеолитов является то, что они образовались в условиях чрезвычайно слабой циркуляции растворов, которые по этой причине избирательно пропитывали только очень пористые пласты пирокластов на огромных площадях и обеспечивали их полную цеолитизацию.

Стратиформные месторождения заключают основные запасы высококремнистых цеолитов и эксплуатируются во многих странах мира, в том числе и в СССР. На территории СССР наиболее крупные месторождения клиноптилолита и морденита располагаются в следующих районах: в Закарпатье в Солотвинской впадине — Крайниковское, Сокирнецкое, Даниловское и Водинское; в Грузии — Тедзамское, Дзегвское, Ахалцихское; в Армении — Ноемберянское и Ленинанканское; в Азербайджане — Айдагское и Кимерлинское. Цеолитизированные туфы обнаружены на Камчатке, Сахалине, Курильских островах и в Приморье, в Восточной Сибири (Тунгусская синеклиза).

В США на территории штатов Вайоминг, Калифорния, Юта, Аризона, Орегон, Колорадо распространены мощные толщи кайнозойских цеолитизированных туфов, включающие

крупнейшие месторождения клиноптилолита, хабазита, эрионита и феррьерита. Аналогичные крупные месторождения известны в Японии, Новой Зеландии, Мексике, на Кубе, в Югославии, Италии, Франции, Греции, ФРГ, Румынии, Венгрии и Болгарии.

Вулканогенно-осадочные лимнические месторождения. Месторождения цеолитов этого генетического типа выявлены в рифтовой зоне Восточной Африки и на западе США и связаны с содовыми озерами, расположенными в кальдерах и других депрессиях плейстоценового и современного вулканизма.

Цеолиты формировались в донных отложениях, представленных вулканическими илами, сложенными тонкообломочной стекловатой пирокластикой кислого и реже щелочного состава. В условиях аридного климата и при участии вулканических эксгаляций в озерах накапливались карбонатно-натриевые, иногда с бором рассолы с $pH > 9,1$; они вызывали быстрое (тысячи и десятки тысяч лет) диагенетическое преобразование вулканического стекла донных осадков в цеолиты. Одновременно с цеолитами в иловых осадках возникали аутигенные глинистые минералы (монтмориллонит), кальцит, галит, тенардит, карбонаты натрия, борные минералы, целестин, флюорит и калиевый полевой шпат. Весьма разнообразны ассоциации цеолитов, среди которых наибольшим распространением пользуются анальцит, филлипсит, хабазит и эрионит. Реже встречаются клиноптилолит и морденит.

Рудные тела представлены пластовыми и линзовидными залежами неправильно-изометричной формы, мощность которых достигает десятков метров, а площадь — десятков и сотен квадратных километров. Максимальное содержание цеолитов в залежах 70 %, а запасы цеолитов в отдельных месторождениях составляют десятки миллионов тонн. Руды обычно комплексные (цеолиты, бораты, карбонаты натрия), часто нелигифицированные.

Генезис цеолитов трактуется как раннедиагенетический, но в рифтовых зонах возможно участие поствулканических расщелин в цеолитизации донной пирокластики.

Цеолитовые отложения промышленного значения обнаружены в озерах США (Серлс, Вакуоба, Крамер в шт. Калифорния), Танзании (Натрон и Олдувай) и Кении (Магади).

Аналогичные условия для становления месторождений цеолитов могли создаваться в более древних эффузивных толщах, отлагавшихся в щелочных палеоозерах и палеолагунах. Возможно, такой генезис имеют некоторые месторождения цеолитов СССР (Туркмения), Турции, Ирака и Ирана.

МИНЕРАГЕНИЯ

Промышленные и потенциально промышленные месторождения высококремнистых цеолитов пространственно и генетически связаны с позднемезозойско-кайнозойским эффузивным

магматизмом. Принадлежат они в основном к двум генетическим типам: вулканогенно-гидротермальному и вулканогенно-осадочному.

Наиболее крупными цеолитоносными провинциями мира, содержащими промышленные и эксплуатируемые месторождения цеолитов, являются следующие: 1) Западно-Американская, включающая западные штаты США и Мексики; 2) Дальневосточная, охватывающая Камчатку, Курильские острова, Сахалин, Приморье в СССР, а также Японию (эта провинция — часть Тихоокеанской суперпровинции); 3) Закавказская, представленная месторождениями цеолититов Грузии, Армении и Азербайджана; 4) Карпато-Балкано-Динарская, распространяющаяся на территории СССР (Закарпатье), Венгрии, Болгарии, Польши, Румынии и Югославии; 5) Средиземноморская, прослеживающаяся на территории Греции, Албании, Югославии, Италии и Франции.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО И АГРОНОМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Глава 13

МИНЕРАЛЬНЫЕ СОЛИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К минеральным солям относят водорастворимые хлориды, сульфаты и карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. Из многочисленных минералов, представляющих минеральные соли, промышленное значение имеют следующие: хлориды — галит NaCl , сильвин KCl , бишофит $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, карналлит $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; хлорид-сульфаты — кизерит $\text{KCl} \times \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; сульфаты — кизерит $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$, эпсомит $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, тенардит Na_2SO_4 , мирабилит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, глауберит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$, астраханит $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, лангбейнит $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$, полигалит $\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; карбонаты — натрон (природная сода) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, трона $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, давсонит $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$, нахколит NaHCO_3 .

В природе минеральные соли образуют твердые осадки (соляные породы) и рассолы (рапа) как древние (погребенные), так и современные. Наименование соляных пород дается по преобладающему (более 60 %) породообразующему минералу. Все соляные породы содержат в переменных количествах галит, гипс и ангидрит, карбонаты (кальцит, доломит), глинистые минералы, соли Sr и В, алевритовые частицы.

Наиболее важными в промышленном отношении являются следующие соляные породы: 1) каменная соль — состоит из галита, зернисто-кристаллическая бесцветная или молочно-белая (за счет включений газа и остаточной рапы), красная, бурая, серая и др.; 2) сильвинит, или сильвиновая порода зернистой структуры, тонкослоистой полосчатой и массивной текстур; цвет — молочно-белый, серый, желтый, пестрый и красный (за счет тонкорассеянного гематита); различают сильвиниты первичноосадочные и вторичные, образовавшиеся из карналлита путем выщелачивания хлористого магния; 3) карналлит, или карналлитовая порода — крупнозернистая, хрупкая и гигроскопическая, цвет чаще всего бурый и оранжево-красный (за счет тонкорассеянного гематита), текстуры слоистые, массивные, пятнистые и брекчиевидные; содержит в порах метан, водород, угольную кислоту и азот; 4) лангбейнитовая порода —

крупнозернистая, цвет розовый, фиолетовый и серый; гигроскопична; 5) каинитовая порода — мелкозернистая, цвет желтый и медово-желтый, слабогигроскопична.

Каменная соль разделяется на пищевую и техническую. Требования к пищевой соли следующие: минимальные содержания NaCl для сортов «Экстра», «Высший», I и II соответственно: 99,7; 98,4; 97,7; 97,0 %, а максимальные допустимые содержания растворимых и нерастворимых компонентов на сухую соль таковы (в %): Ca 0,65; Mg 0,25; K 0,25; Na_2SO_4 1,5; нерастворимого остатка 1,0; H_2O 0,8.

Требования к технической каменной соли неодинаковы. Так, в солевых растворах, применяемых для производства соды, содержание NaCl должно быть не менее 75 % на сухую массу рассола. Отходы калийного производства рассматриваются как техническая каменная соль при содержаниях (в %) NaCl не менее 90; KCl до 3; MgCl_2 до 0,5; CaSO_4 до 2,6, нерастворимого остатка до 2.

До 65 % добываемой каменной соли используется как пищевая соль и в качестве широко распространенного консерванта. Потребление пищевой соли на душу населения в среднем составляет 6—9 кг в год.

Каменная соль как сырье для химической промышленности служит для получения каустической и кальцинированной соды, хлора, соляной кислоты, нашатыря, хлористого аммония, хлорной извести и др.

Калийные руды представлены сильвинитом, каинитовой, лангбейнит-каинитовой, каинит-лангбейнитовой и лангбейнитовой породами. Полигалитовые и карналлитовые породы используются ограниченно. К переработке пригодны калийные руды с содержанием хлористого калия 20—35 % и более. Флотации могут подвергаться руды с примесью MgCl_2 до 5 % и карбонатно-глинистых включений до 10 %. При химической переработке допускается примесь MgCl_2 до 15 %, нерастворимого остатка до 30 %.

Свыше 95 % добываемых калийных солей применяется для получения удобрений, стимулирующих рост сельскохозяйственных культур. Большое значение имеет производство хлористого, сульфатного и каустического калия, поташа, бертолетовой соли, хромпика и других химических препаратов. Калийные соли употребляются как удобрения в размолотом виде, а также в виде концентрированного химического продукта — хлористого калия.

Соли магния используются для получения металлического магния и его химических солей. Сульфаты натрия (тенардитовая и мирабилитовая породы) применяются в химической, стекольной, целлюлозно-бумажной, текстильной промышленности, фото- и кинопроизводстве.

Общий объем солей, растворенных в водах океана и содержащихся в земной коре, составляет 1,7 млрд. км³ (Ф. Кларк).

Доля собственно соляных месторождений, по данным А. Б. Роннова, составляет 3—4 млн. км³, или $(6,5 \div 8,0) 10^{15}$ т. Мировые ресурсы каменной соли оцениваются в 10 трлн. т, а ее добыча достигает 167,9 млн. т в год (данные за 1976 г.), в том числе доля отдельных стран такова (в %): СССР 16; США 11,8; КНР 19; Великобритания 7,7; ФРГ 6,7; Индия 8,0; ПНР 7,5; ГДР 3,4.

Мировые ресурсы калийных солей составляют, по различным оценкам от 31,2 до 66,2 млрд. т в пересчете на K_2O . Ресурсы основных месторождений калийных солей следующие (в млрд. т): в Канаде 16,0; ГДР 13,9; ФРГ 8,6; Израиле и Иордании (Мертвое море) 1,8; США 0,9. В СССР в 1982 г. добыто в пересчете на K_2O более 9,5 млн. т калийных солей (в натуральном выражении — около 70,0 млн. т). В других странах годовая добыча калийных солей в пересчете на K_2O составляла (в млн. т): ФРГ 2,7; ГДР 3,3; Франции 1,9; США 2,2; Канаде 7,5. Мировая добыча сульфата натрия достигает 2,1 млн. т, в том числе в СССР — 0,4 млн. т, а природной соды (троны) в США — 1,5 млн. т в год.

Добыча каменной и калийных солей ведется подземным способом. Каменная соль разрабатывается также подземным выщелачиванием. Озерная соль (галит) добывается на озерах Эльтон, Баскунчак и некоторых других.

Разработка месторождений каменной и калийных солей, как правило, осуществляется крупными предприятиями с ежегодной добычей в натуральном выражении 0,9—1,0 млн. т (каменная соль) и 3,5—6,0 млн. т (калийные соли). Коэффициент извлечения запасов 40—50 %; обеспеченность предприятий запасами — от нескольких десятков до нескольких сотен лет.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Месторождения твердых солей являются осадочными образованиями, возникшими из истинных растворов в особых солеродных бассейнах с ограниченным доступом минерализованных вод, в аридных климатических условиях, обеспечивающих постоянную высокую концентрацию солей и их выпадение в осадок. Предполагается возможность формирования некоторых месторождений за счет глубинных источников и концентрации рассолов в глубоководных прогибах океанов [14, 19, 43].

По способу и времени отложения, а также форме нахождения солей различают месторождения современные внутриконтинентальные озерные и прибрежно-морские, ископаемые (древние), рассолов и соляных источников. Соляная масса современных месторождений состоит из соляного рассола (рапа) и твердых соляных отложений (самосадка), которые находятся в состоянии подвижного равновесия; по гидрохимическому принципу выделяются содовый (карбонатный), сульфатный и хлоридный типы солеродных бассейнов (рис. 38).

Состав и строение как современных, так и ископаемых соляных залежей определяются совместным действием многих факторов, важнейшими из которых являются такие: химический состав исходных морских или озерных минеральных вод, последовательность отложения солей из солеобразующего раствора — рапы, наложенное метаморфизирующее действие привносимых поверхностных и глубинных вод и их компонентов, палеогеография солеродных бассейнов и их тектонический режим, изменчивость климата и другие.

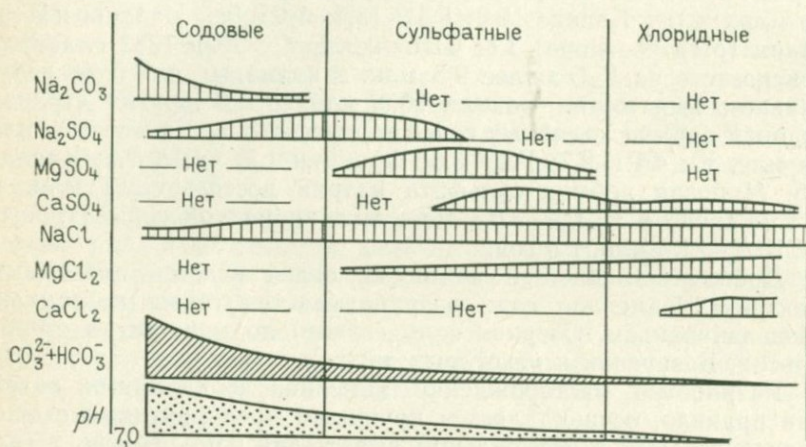


Рис. 38. Распределение солевых компонентов по основным гидрохимическим типам водоемов. По Н. М. Страхову.

Соотношение солей в осадках солеродных бассейнов существенно отличается от состава исходной морской воды и рапы. При испарении морской воды соли выпадают в следующем порядке: 1) карбонаты кальция и магния; 2) гипс; 3) галит с гипсом; 4) галит с ангидритом; 5) галит с полигалитом; 6) галит с астраханитом и эпсомитом; 7) галит с сульфатами калия и магния (гексагидритом $\text{Mg}[\text{SO}_4] \cdot 6\text{H}_2\text{O}$); 8) галит с кизеритом, лангбейнитом и шёнитом ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \times 6\text{H}_2\text{O}$); 9) галит с карналлитом (кизеритом); 10) галит с бишофитом. Эта последовательность отложения солей определяет так называемую нормальную стратиграфическую колонку, состоящую из шести нормальных зон (рис. 39). В природных условиях, а также в ископаемых месторождениях отмеченная последовательность претерпевает значительные изменения, что, по данным А. Л. Яншина, с одной стороны, обусловлено сложной динамикой физико-химических и гидродинамических условий солеобразования, а с другой — возможно иным составом солей в морской воде древних бассейнов и явлениями диагенеза.

Воды поверхностного стока, периодически опресняя солеродный бассейн и привнося в него оксид кальция и обломочный материал, влияют на очередность выделения солей из рапы и их химический состав.

При реакциях катионного обмена между известковистым осадком и сульфатами магния рапы в осадок выпадают карбонаты магния (доломит) и сульфаты кальция (гипс), что приводит к метаморфизации, т. е. обессульфачиванию, рапы и отложению в дальнейшем преимущественно хлоридов натрия, ка-

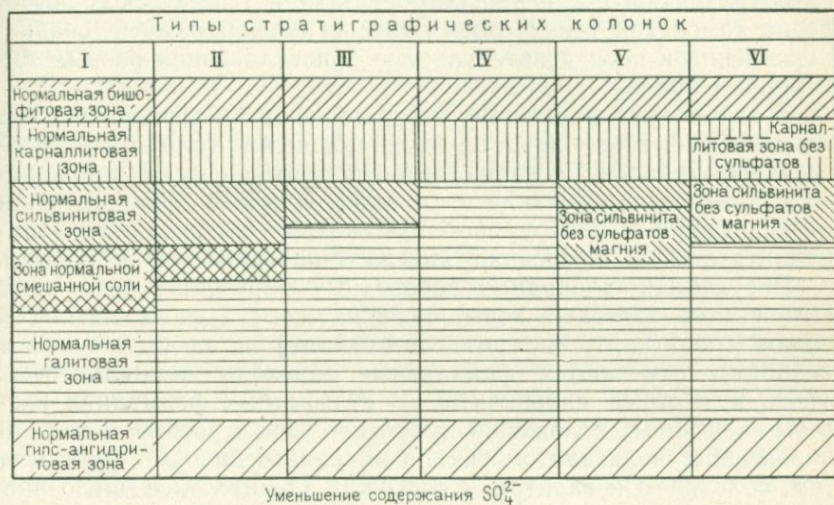


Рис. 39. Схема разреза лагунных соляных отложений при различной степени обессульфачивания исходной морской воды. По М. Г. Валяшко

лия и магния. Так возникают бессульфатные галогенные формации. Обессульфачивание (метаморфизация) рапы в начале солеобразования обуславливает накопление мощных доломит-гипсовых (ангидритовых) толщ в нижней части разреза соленосных отложений.

Привнос большого количества терригенного песчано-глинистого материала в солеродный бассейн делает невозможным обессульфачивание, что ведет к накоплению в соленосных отложениях наряду с хлоридами, преобладающих сульфатов калия и магния. Такого типа соленосные отложения выделяются как сульфатные галогенные формации.

Галит является наиболее распространенным минералом всех галогенных формаций. Им сложены мощные залежи на месторождениях каменной соли и подстилающие залежи на калийных месторождениях. В галогенных формациях зоны

калийно-магниевых солей приурочены к верхним частям разрезов галогенных отложений, а наиболее полные разрезы наблюдаются в самых прогнутых участках солеродных бассейнов или в их отдельных изолированных участках с особым режимом осадконакопления.

Порядок кристаллизации калийно-магниевых солей зависит от температурного режима, сезонных и вековых изменений климата. Он усложняется при постоянном или периодическом притоке в солеродный бассейн морских вод и вод поверхностного стока. В крупных солеродных бассейнах порядок смены слоев различного минерального состава и циклическое повторение комплекса таких слоев вызваны сменой режима осадконакопления и последовательностью кристаллизации разных минералов из рапы.

В галогенных формациях бессульфатного (хлоридного) типа калиеносные зоны представлены мощными толщами — сильвинитовой нижней и карналлитовой верхней; реже наблюдается сложное чередование этих толщ. В плане в направлении от периферии к центру бассейна сильвиниты сменяются карналлититами, а последние иногда бишофитовыми породами.

В сульфатно-хлоридных переходных формациях ниже зоны сильвинитов залегают зоны, содержащие сульфаты магния и калия (полигалит, кизерит, лангбейнит) и хлоридо-сульфат (каинит); отмечаются фациальные переходы карналлитовых слоев в пестрые сильвиниты. В сульфатных формациях разрезы галогенных отложений имеют сложное строение, а залежи образованы полигалитом, каинитом, лангбейнитом, карналлитом, сильвином и галитом и содержат значительное число прослоев соленосных глин (галопелитов) и мергелей.

Современные месторождения солей связаны с внутриконтинентальными бессточными впадинами — соляными озерами — и прибрежно-морскими бассейнами (лагунами и лиманами), выполненными рапой; отложение солей в них началось сравнительно недавно и продолжается до настоящего времени. По существу к этому же типу месторождений следует отнести современные моря и океаны. Из морской воды соли добывают путем выпаривания, замораживания, а также как побочный продукт при опреснении. По химическому составу рапы и минеральному составу осадков среди современных месторождений выделяют хлоридные (преобладает галит, присутствующий во всех других типах осадков, — см. рис. 38), сульфатные (мирабилит, тенардит, астраханит, эпсомит, глауберит и др.) и карбонатные (натрон, трона и др.).

Месторождения внутриконтинентальных соляных озер возникают при превышении испарения над атмосферными осадками и при привносе в озера солей поверхностными и подземными водами. Источниками солей — щелочных и щелочноземельных карбонатов, сульфатов и галоидов — являются продукты выветривания щелочных пород, вулканические эксга-

ляции и соленосные породы галогенных формаций. Соляные отложения в озерах представлены новосадкой, выделившейся из рапы и переходящей частично обратно в раствор в процессе годового цикла, старосадкой, выпавшей из рапы в прежние циклы и сохранившейся в донных отложениях, и корневой солью (крупнокристаллические агрегаты), образовавшейся при перекристаллизации старосадки.

По соотношению рапы и солевых отложений различают самосадочные без донных слоев солей, с донными слоями солей и «сухие» соляные озера. Последние заполняются рапой только зимой и весной, а летом полностью пересыхают, покрываясь слоем новосадки. Соляные озера нередко располагаются на соляных штоках.

Соляные озера хлоридного типа распространены в южных районах европейской части СССР (Эльтон и Баскунчак), хлоридного и сульфатного типов — в Приуралье и Прикаспийской низменности, а хлоридного и содового типов — в Кулундинской степи (Павлодарская область).

Прибрежно-морские месторождения представлены прибрежными солонowodными озерами, лиманами, лагунами и заливами. Они формируются в условиях постоянного (длительного) притока морских вод и испарения при устойчивом жарком и сухом климате. Морская вода может поступать в эти бассейны через узкие проливы или путем фильтрации через песчаные косы, пересыпи и валы (бары), отделяющие их от моря. Соли, отлагающиеся в прибрежных бассейнах, могут быть близки к составу морской воды (Сиваш) либо заметно отличаются от него (Кара-Богаз-Гол). Месторождения прибрежно-морского типа распространены вдоль побережий Черного, Каспийского и Аральского морей. Наиболее характерным примером является Кара-Богаз-Гол.

Кара-Богаз-Гол — это залив-лагуна на восточном берегу Каспийского моря, самый крупный современный соляной бассейн в мире (рис. 40). Площадь залива 11—12 тыс. км², глубина его до 3,5 м, дно залива расположено на 4,5 м ниже уровня Каспийского моря. В результате перепада высот в залив ежегодно поступало до 11 км³ каспийских вод. Лагунный режим залива существует около 5 тыс. лет. При испарении в заливе образовывалась хлоридно-сульфатная натриево-магниевая-кальциевая рапа.

В зимний период или при более высоком уровне морских вод в заливе отлагался мирабилит, в летний период — смешанные соли преимущественно галитового состава. В последние годы в связи с сооружением плотины, преградившей доступ в залив каспийской воды, и с изменением режима залива садка мирабилита резко уменьшилась, и в основном осаждаются соли сложного состава. В пределах залива выделяются три зоны соленакопления. Зона смешения в западной части залива глубиной до 3 м с концентрацией рапы до 26 % харак-

теризуется садкой галита. В центральной, наиболее глубоководной, зоне, занимающей 43,4 % площади залива, с концентрацией рапы 26,0—29,0 % в зимний сезон кристаллизуется мирабилит, в другие сезоны — галит и астраханит. В восточной прибрежной зоне с концентрацией рапы 29,0—29,5 % кристал-

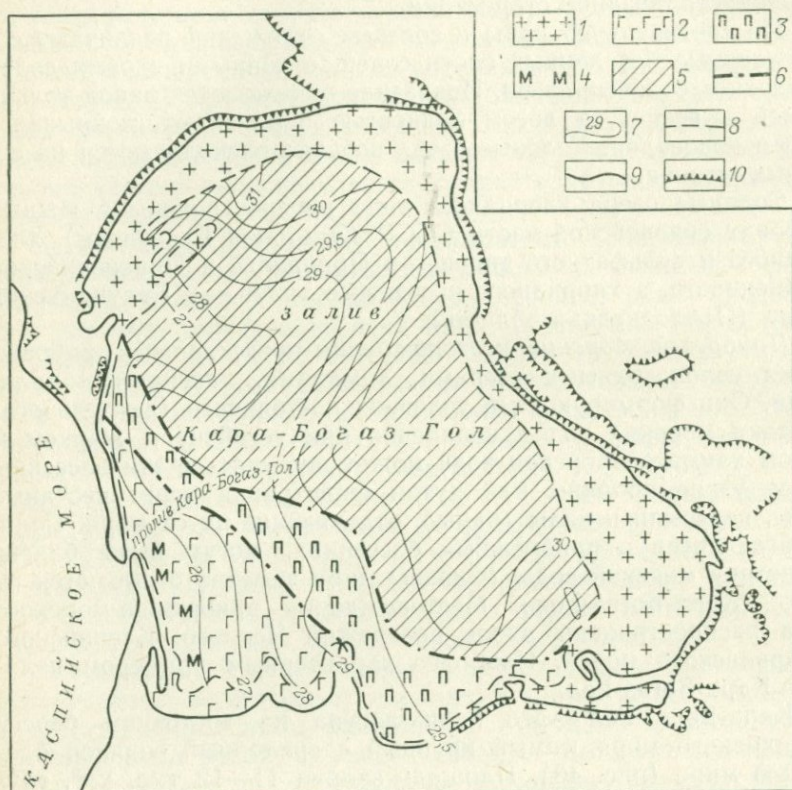


Рис. 40. Фации Кара-Богаз-Гола на 1956 г. По М. П. Фивегу.

Обошшая часть залива: 1 — отложения галита, 2 — отложения гипса; обводненная часть залива — площади садки: 3 — глауберита, 4 — мирабилита, 5 — галита и эпсомита; 6 — граница садки на 1956 г.; 7 — изолинии концентраций солей в поверхностном слое рапы, %; 8 — контур залива; 9 — контур максимального распространения гипс-соленосных отложений; 10 — резко выраженные формы берегового вреза залива

лизуются галит и астраханит. На дне залива залегает соленосная толща мощностью 40 м, сложенная четырьмя пластами смешанных солей: галита, эпсомита, астраханита и мирабилита, перемежающимися со слоями гипс-карбонатных осадков. Соляные пласты формировались в условиях наибольшего осаждения и усыхания, гипс-карбонатные осадки — в условиях относительного обводнения и опреснения.

Мирабилит на месторождении добывался в прежние годы из поверхностного осадка, образующегося в особых кристаллизационных бассейнах, периодически заполняемых рапой. В настоящее время мирабилит извлекается из рассолов погребенных пластов.

Народнохозяйственная проблема промышленного освоения Кара-Богаз-Гола может быть решена при комплексном использовании всей минеральной массы месторождения и регулировании гидрохимического режима залива и Каспийского моря в целом.

Ископаемые (древние) месторождения солей. Древние солеродные бассейны были преимущественно мелководными. Их глубина не превышала нескольких десятков метров, редко была более 100 м [14, 19, 43]. Время формирования соляной толщи измеряется тысячами и десятками тысяч лет. Например, время накопления соляной толщи Верхнекамского соленосного бассейна (800—1000 м) составило 12—17 тыс. лет.

Соли накапливались в обширных впадинах с большой скоростью погружения, увеличивающейся к заключительным этапам отложения осадков. Прогибание дна солеродного бассейна проходило ритмично, ускорение погружения сопровождалось кристаллизацией солей, а замедление — образованием гипса, ангидрита и карбонатно-терригенных илов; максимальное прогибание солеродных структур компенсировалось накоплением галогенных осадков. При глубинах погружения более 2000 м формировались мощные толщи каменной и калийных солей, при меньших погружениях и по окраинам бассейнов отлагались гипс-ангидритовые и ангидрит-доломитовые слои.

Следовательно, на начальных стадиях галогенеза образовывались доломит-гипс-ангидритовые породы, затем преимущественно каменная соль и завершается процесс формирования калийно-магнезиальных солей. Калийные соли имеют ограниченное распространение в галогенных формациях, так как они выпадают в твердый осадок при концентрации рапы от 32 до 40 %.

Такие высокие концентрации возникают на заключительных стадиях выпаривания морских рассолов (эвтоника), и поэтому калийные соли завершают разрезы отдельных циклов галогенеза или всей галогенной формации в целом. Порядок выделения пластов соли и особенности их минерального состава определяются общей схемой химической дифференциации осадков (см. рис. 38, 39). Среди месторождений калийных солей по химическому составу различают хлоридные (бессульфатные), образование которых связано с явлениями метаморфизации морских вод, и сульфатные.

По особенностям тектонической структуры и условиям залегания соляных пород выделяют три основных типа месторождений солей: 1) пластовые недислоцированные со спокойным моноклинальным или мульдобразным залеганием пластов;

2) пластовые дислоцированные, складчатые, иногда чешуйчато-блоковые; 3) солянокупольные.

Для месторождений первых двух типов характерны слоистое внутреннее строение, пластовая и линзовидная форма залежей. В связи с высокой пластичностью солей внутренняя структура пластов и куполов чрезвычайно сложна. Внутрипластовые структуры представлены дисгармоничными асимметричными или коробчатыми складками течения со сжатыми крутыми, часто изоклинальными крыльями. Жесткие гипс-ангидритовые прослои в соляных залежах часто раздроблены, разделяют и

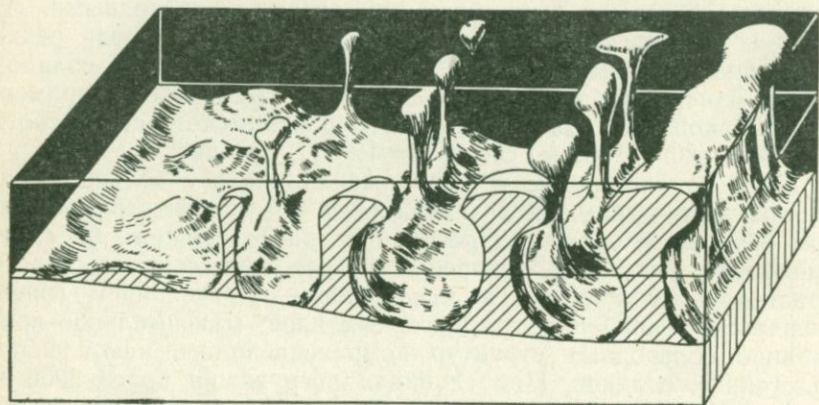


Рис. 41. Схема развития соляных куполов в Северо-Германской впадине. По К. Трусгейму

ограничивают горизонты (слои) развития микроскладок. Раздувы соляных пластов приурочены чаще всего к наклоненным и опрокинутым складкам.

Соляные купола слагают ядра округлых или вытянутых на десятки километров брахиантиклиналей. Мощность соли в ядре соляного купола достигает нескольких километров. Соляные массивы (штоки или соляные купола) имеют форму цилиндрических, эллиптических или округлых грибообразных тел (рис. 41). Строение соляного купола часто асимметрично: один из склонов обычно пологий, а другой крутой. Площадь соляных куполов достигает нескольких десятков квадратных километров. Они составляют группы соединяющихся на глубине солянокупольных массивов площадью в несколько тысяч квадратных километров. Часто соляные купола вытянуты вдоль региональных разломов. Вокруг соляных куполов распространены кольцеобразные компенсационные впадины. Перекрывающие гипс-ангидритовые и карбонатные породы при выщелачивании верхних слоев соляного ядра обрушаются, образуя шляпу соляного купола — кепрок (рис. 42).

Одной из важнейших особенностей месторождений твердых минеральных солей является широкое распространение так называемого соляного карста, обусловленное растворимостью солей и возникновением в соляных породах разнообразных полостей, усложняющих эксплуатацию месторождений. Развитие карста происходит под воздействием как поверхностных, так и подземных вод.

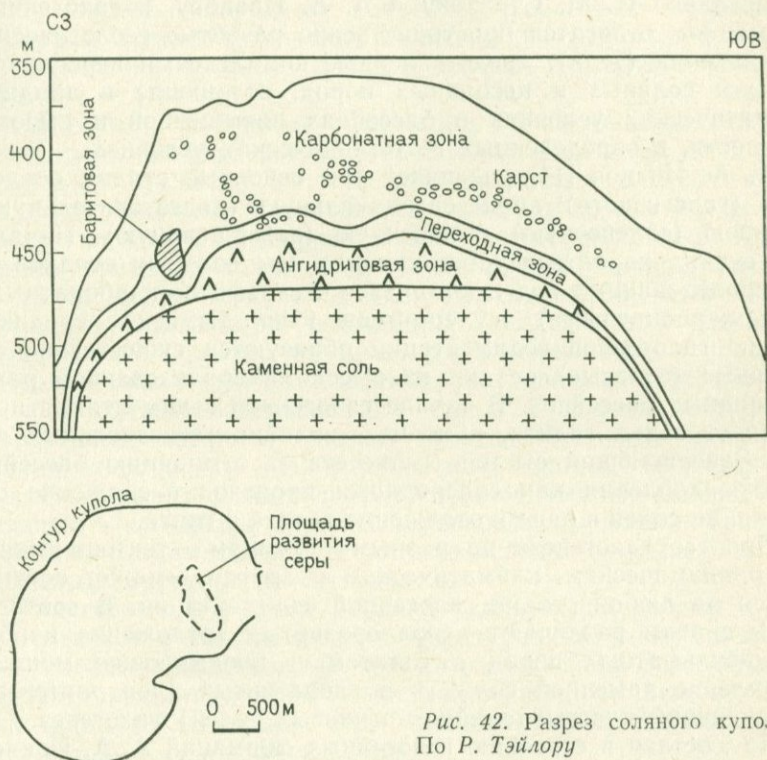


Рис. 42. Разрез соляного купола.
По Р. Тэйлору

Месторождения рассолов и соляных источников представлены концентрированными рассолами, циркулирующими в пластах осадочных и в трещинных зонах магматических и метаморфических пород. Незначительное количество рассолов — первично захороненные, преобладающая же часть образуется при растворении соляных отложений и залежей фильтрующимися водами. При выходе таких рассолов на поверхность возникают соляные источники.

Подземные воды хлоридно-сульфатно-содового состава известны на большинстве нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа, Азербайджана, Западной Сибири и др. Из этих минерализованных вод при пяти-десятикратном повыше-

нии концентрации растворимых солей можно извлекать соду, буру, иод, бром, поваренную соль. Перспективно использование буровых вод Бакинских промыслов при их выпаривании в поверхностных бассейнах; возможно получение солей при деминерализации вод геотермальных установок.

МИНЕРАГЕНИЯ ГАЛОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Согласно Н. М. Страхову и А. А. Иванову, к галогенным формациям относятся пространственно развитые геологические образования (тела), представленные комплексами переслаивающихся соляных и несоляных пород, возникшие в аридных климатических условиях в бассейнах повышенной и высокой солености, в определенных геотектонических условиях.

А. А. Иванов [14] различает три основные стадии осадочного (галогенного) процесса: начальную (подготовительную), среднюю (соленосную) и конечную (завершающую). Начальная стадия характеризуется накоплением соляных осадков из минерализованных вод в комплексе с сульфатно-карбонатными (гипс-карбонатными) и терригенно-глинистыми. В среднюю стадию галогенной седиментации образуются существенно галогенные (солевые) осадки из высокоминерализованной рапы солеродных бассейнов. В начале галогенной седиментации преобладает садка галита, в конце — калийно-магнезиальных солей. Завершающая стадия соответствует отмиранию бассейна осадконакопления как солеродного: происходит снижение содержания солей в рапе и отложение галита и гипса.

Процесс галогенеза по разным причинам — тектоническим, гидродинамическим, климатическим и другим — может остановиться на любой стадии галогенной седиментации. В соответствии с этим различают неполноразвитый (отложение карбонатно-сульфатных пород с галитом и последующее мощное накопление каменной соли) и полноразвитый (дополнительно включающий пласты калийно-магниевого солей) галогенез.

По составу и строению галогенных формаций А. А. Иванов [14] выделяет три их типа: соляной, соленосный и терригенно-соленосный.

К соляному типу галогенных формаций относятся мощные толщи каменной соли, иногда со слоями калийных солей (хлоридный тип); соляные породы этих формаций содержат небольшое количество карбонатно-глинистых ангидритовых прослоев, слоев и пачек.

Соленосным формациям свойственно циклическое чередование в разрезе слоев соляных и несоляных пород. Соляные породы представлены преимущественно каменной солью и реже солями хлоридно-сульфатного типа; несоляные породы — карбонатно-глинистые, глинистые, гипс-ангидритовые, карбонатные, алевритовые и песчаные. Для обоих типов галогенных формаций характерно присутствие в основании разреза доло-

мит-гипс-ангидритовых отложений начальной стадии галогенеза.

Терригенно-соленосные формации состоят из чередующихся слоев терригенных и галогенных пород (сульфатный тип), содержащих значительную примесь глинистого и алевролитового материала. Для этих формаций присутствие доломит-гипс-ангидритовых пород (особенно в основании разреза) не типично.

По типам солеродных бассейнов различают галогенные формации лагунные, морских заливов, краевых частей открытых эпиконтинентальных морей и морские внутриконтинентальные.

Лагунные галогенные формации представлены слоями гипса, реже ангидрита и каменной соли мощностью от 1 м до нескольких десятков метров, отложившимися в осолоненных лагунных водоемах, развитых на платформах, в краевых прогибах и иногда в межгорных впадинах геосинклиналей. Характерным примером таких формаций является распространенная на сотни квадратных километров Верхнеленская кембрийская терригенно-гипсоносная формация. В состав этой формации входят разнообразные породы, сформировавшиеся в условиях многочисленных мелких водоемов, питавшихся морскими водами и водами поверхностного стока. Сульфаты кальция и терригенный материал слагают нижние горизонты формации, сравнительно редко включающие маломощные, не выдержанные по площади залежи соли. Основные мощные залежи соли развиты в средних и верхних горизонтах формации. Гипсо- и соленакопление в разрезе формации нередко прерывалось приносимым терригенным материалом.

Галогенные формации морских заливов приурочены к расположенным в синклинальных структурах крупным впадинам, по условиям образования аналогичным Кара-Богаз-Голу и распространенным в синеклизах, авлакогенах, грабенах и краевых прогибах платформ. При соленакоплении отлагались галит, калийные и магниевые соли.

Характерными примерами служат следующие формации: девонская и пермская Днепровско-Донецкого прогиба (СССР), верхнесилурийская Мичиганской синеклизы (Северная Америка), четвертичная Данакильской депрессии (Восточная Африка, Эфиопия).

Девонская галогенная формация Днепровско-Донецкого прогиба развита в пределах авлакогена Восточно-Европейской платформы. Здесь выделяются два соленосных бассейна: Белорусский (Припятский) и Днепровско-Донецкий. Мощность галогенной толщи в них достигает 4000 м при общей мощности осадков прогиба 5000—6000 м. Эти периодически связанные друг с другом бассейны отделялись от древнего Московского моря вытянутыми вдоль Днепровско-Донецкой впадины отложениями, барами и косами. При свободной связи с морем накап-

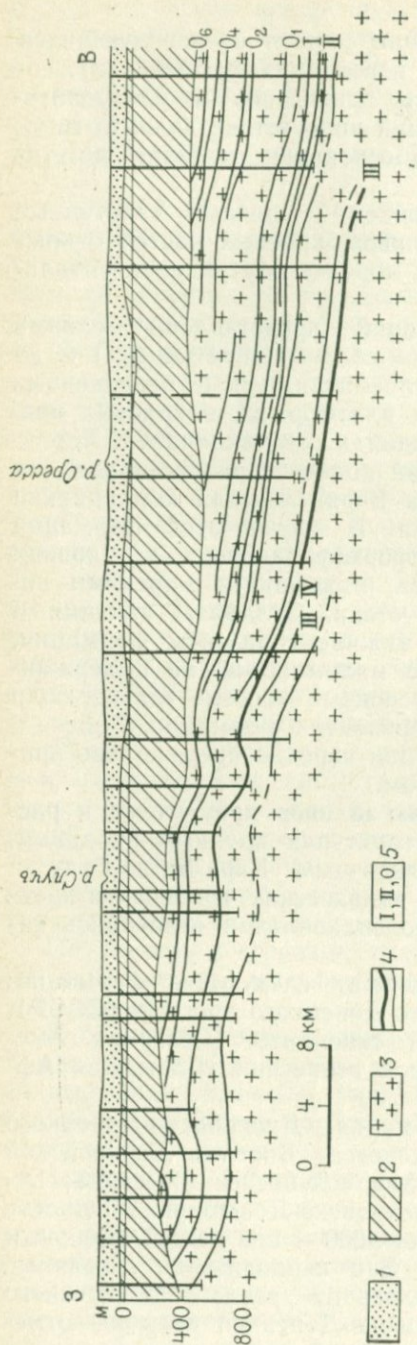


Рис. 43. Схематический разрез соленосной формации в северо-западной части Припятского прогиба. По И. И. Зеленцову. 1 — мезозойские и кайнозойские отложения; 2—4 — верхнедевонские отложения: 2 — глинисто-мергельный горизонт, 3 — соленосный горизонт, 4 — пласты калийных солей; 5 — индексы пластов

ливались карбонатные и карбонатно-глинистые отложения, при ограниченной — галогенные осадки.

Белорусский (Припятский) соляной бассейн находится в пределах Белоруссии (Припятская впадина), расположен в западной части Днепровско-Донецкого прогиба, выполнен мощной толщей среднего и верхнего девона. Соленосные отложения встречаются в эйфельском, верхах франского и в фаменском ярусах (рис. 43).

В эйфельском ярусе прослой каменной соли мощностью в несколько метров локализуются в основании сульфатно-доломит - мергельной толщи.

Нижняя соленосная толща (франский ярус) общей мощностью 430—740 м развита на площади не менее 20 тыс. км², сформирована чередующимися соляными и несоляными породами, составляющими 75 элементарных циклов осадконакопления мощностью от 2 до 75 м. В основании каждого элементарного цикла залегают несолевые породы, в верхней части — соли. Межсолевая толща мощностью от 30 до 500 м (редко более) образована чередующимися пачками

глинистых пород, мергелей, известняков, доломитов, реже ангидритов.

Разрез верхней соленосной толщи (фаменский ярус) мощностью от нескольких сотен метров до 3000 м подразделяется на две части: подстилающую галитовую и развитую на западе бассейна перекрывающую глинисто-галитовую калиеносную. Нижняя галитовая часть разреза сложена пачками каменной соли общей мощностью от 30 до 300 м с прослоями ангидрита, доломит-ангидрита, известняков, мергелей, алевролитов и глин мощностью от нескольких метров до 30 м. Соленасыщенность разреза 80—90 %. Верхняя калиеносная часть представлена пачками каменной соли мощностью от нескольких метров до 45 м с отчетливой сезонной слоистостью, несколькими прослоями сильвина и карналлита мощностью от первых метров до 20 м и прослоями карбонатных глин, мергелей и доломитов. Соленасыщенность толщи 50—70 %. Средний состав соленосной толщи в районе Старобинского месторождения (в %): каменная соль 50—60; калийная соль 5—7; карбонатно-глинистые породы — 35—50.

В пределах бассейна выделяются крупные Старобинское и Петриковское месторождения калийных солей. На Старобинском месторождении каменная соль в основном плотносцементированная, неравномернослоистая с тонкими карбонатно-глинистыми прослоями толщиной в несколько миллиметров и сравнительно редкими слоями соленосных глин мощностью до десятков сантиметров. Качество каменной соли ухудшается за счет неравномерной и часто значительной (до 25 %, редко более) примеси нерастворимого остатка.

Калийные соли сложены в основном красным сильвином при незначительном участии карналлита, отсутствии сульфатов и преобладании галита. Как правило, сильвин образует прослой толщиной в несколько сантиметров в каменной соли, содержащей вкрапления его единичных зерен и их скопления. Промышленные руды содержат KCl не менее 16 %, $MgCl_2$ — не более 3,5 % и нерастворимого остатка — не более 10%; непромышленные руды — сильвиниты I и IV горизонтов — содержат более 10 % нерастворимого остатка.

В настоящее время Старобинское месторождение является сырьевой базой трех действующих калийных комбинатов; подготовлено к освоению находящееся в юго-восточной части бассейна Петриковское месторождение.

Днепровско-Донецкий бассейн сложен в центральной и западной частях девонской соленосной толщей, состоящей из слоев доломитов, доломит-ангидритов, ангидритов, карбонатно-глинистых пород и мощных соляных тел, приуроченных к соляно-купольным структурам (Роменской и др.) и межкупольным впадинам. Разрез Днепровско-Донецкого бассейна сходен с разрезом Белорусского, отличаясь меньшим количеством сильвинита.

Нижнепермские ассельско-сакмарские галогенные отложения распространены на всей площади Днепровско-Донецкого прогиба; наибольшая мощность этих отложений (1500 м) отмечается в восточной его части (Бахмутская котловина).

На восточной окраине Днепровско-Донецкого бассейна расположено Славяно-Артемовское месторождение каменной соли [14]. В основании соленосной толщи на этом месторождении наблюдаются красно- и сероцветные медистые песчаники и алевролиты со слоями известняков и ангидрита картмышской свиты, соленосность которой незначительна. Перекрывающая никитовская свита мощностью 180—250 м представлена песчано-глинистыми породами с горизонтами карбонатных пород и двумя мощными пластами каменной соли, выклинивающимися к юго-западному и юго-восточному бортам Бахмутской котловины.

Следующая по разрезу славянская свита сложена мощными пластами соли (подбрянцевский 40—60 м, брянцевский 32—43 м, надбрянцевский 22—44 м), пластами ангидритов, прослоями карбонатных и терригенных пород. Мощность соляных пластов уменьшается к бортам котловин и к сводам внутренних поднятий.

Разрез галогенной формации завершается краматорской каменносолевой свитой нижнепермских отложений, в которых преобладают соляные породы. Полный разрез свиты вскрыт в центре Бахмутской котловины. В ее составе выделяется шесть комплексов галогенных отложений; к основанию каждого приурочены пестроцветные породы, к средней части — каменная соль и к верхней — силвиниты и силвинит-галитовые породы, разделяемые ангидритовыми и реже галит-алевролитовыми маркирующими горизонтами. Мощность залежей загрязненной карбонатно-терригенно-ангидритовым материалом каменной соли в каждом комплексе варьирует от 20 до 75 м.

Галогенная толща перекрыта отложениями красноцветной дроновской свиты верхней перми и песчано-глинистыми породами с прослоями известняков и включениями углей триаса.

Бахмутская котловина разделена двумя поднятиями на отдельные синклинали, осложненные куполами девонских солей и внутрипластовыми складками.

Характерным примером галогенных формаций морских заливов может служить также формация Предкарпатского соляного бассейна, приуроченного к внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба [14, 19]. В пределах бассейна эксплуатируются Стебникское и Калуш-Голыньское месторождения и разведаны Бориславское и Марково-Росильнянское.

Миоценовая галогенно-терригенная формация Предкарпатского соляного бассейна мощностью до 4000 м подразделяется на существенно различные по масштабам соленакпления подформации (свиты): мощную соленосную воротыщенскую, состоящую из двух подсвит (нижне- и верхневоротыщенской), и

относительно маломощные соленосную стебникскую (голынскую) и слабосоленосную тирасскую.

Нижемиоценовая подформация (воротыщенская свита) сложена пласто- и линзообразными телами терригенных пород, каменной и калийной соли, с прослоями и линзами соленосных брекчий, соленосных аргиллитов и песчаников, сцементированных галитом (рис. 44).

Более 20 линзовидных залежей калийных солей верхневоротыщенской подсвиты размещено в шести стратиграфических горизонтах. Калийные соли относятся по составу к сульфатному типу и сложены преимущественно каинитом и лангбейнитом, галитом, карналлитом, отчасти полигалитом. Для всех соляных пород характерно низкое содержание K_2O (до 12 %) и высокое содержание нерастворимого остатка. Наиболее выдержанные и распространенные хлористые и сульфатные калийные соли, слагающие линзы и пласты, в значительном количестве встречаются в верхних частях разреза свиты; мощность их достигает на Стебникском месторождении 240 м и протяженность до 4000 м. Здесь встречаются гнезда и прослои полигалита.

Характерная высокая насыщенность воротыщенской галогенной подформации терригенным материалом, невыдержанность строения и условий залегания указывают на неровный рельеф бассейна соленакопления, изрезанный контур береговой линии и постоянный привнос в период формирования солей значительных масс терригенного материала.

Стебникское месторождение приурочено к полосе распространения глубинных складок и находится на крыле крупной синклинали, в пределах которой развиты надвиги.

Калуш-Голынское месторождение отличается от Стебникского значительным распространением сильвинитов. Сложные залежи калийных солей мощностью несколько десятков метров приурочены здесь к нижемиоценовой стебникской свите общей мощностью до 800 м. Для месторождений характерны три типа калийных руд: сульфатный (каинитовый), хлоридно-сульфатный — полиминеральный (сильвин-лангбейнит-каинитовый) и хлоридный (сильвинитовый, отчасти карналлитовый).

Галогенные формации краевых частей открытых эпиконтинентальных морей. Эти формации имеют сложное строение разреза и сложный фациальный состав. Примером может служить кембрийская галогенная формация Сибирской платформы, где начало соленакопления на обширной площади связано с различными стратиграфическими горизонтами. Выделяются три периода соленакопления: основной в раннем кембрии и второстепенные в среднем и позднем кембрии [43]. Галогенная формация мощностью до 2500 м сложена чередующимися пачками и пластами каменной соли и несолевых пород (доломиты, доломитовые мергели, ангидрит-доломиты и ангидриты). В верхних горизонтах соленосных свит появляются пачки сильвинита и прослой карналлита.

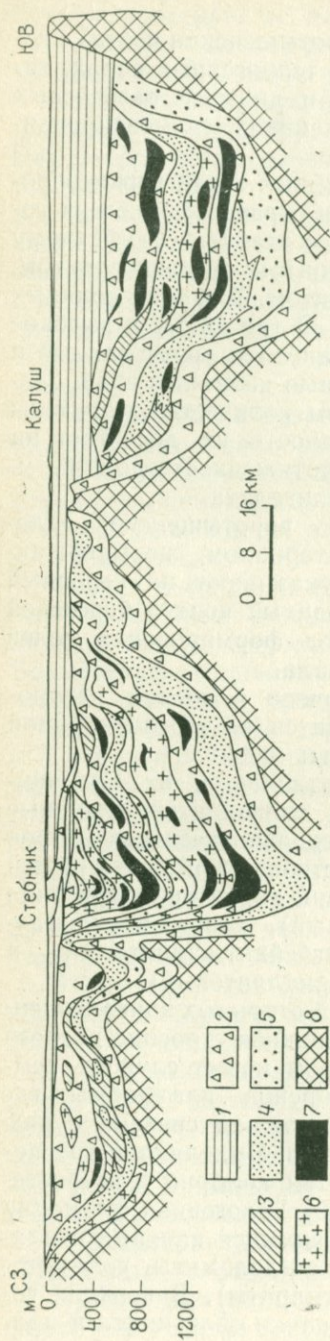


Рис. 44. Продольный фациально-литологический разрез отложений верхнего олигоцена — нижнего миоцена (воротыщенская свита) внутренней зоны Предкарпатского прогиба. По К. Б. Донченко (с упрощением).
1 — перекрывающие песчано-глинистые породы; 2–7 — породы соленосной формации: 2 — соленосные брекчи, 3 — глины, 4 — песчанники; 5 — гравелиты; 6 — каменная соль, 7 — калийная соль, 8 — подстилающие аргиллиты и песчанники

Кембрийская галогенная формация Сибирской платформы накапливалась в условиях частой и резкой смены солености вод бассейна — от нормально соленых до насыщенных. Соленородный бассейн был отделен от открытого моря системой островов, отмелей и подводных возвышенностей; на юге к нему примыкали лагунные бассейны (Верхне-Ленская формация).

Галогенные формации внутриконтинентальных соленородных бассейнов морского типа представлены, по Н. М. Страхову, только отложениями пермского периода. Типичными для них являются кунгурская и цехштейновская формации.

Кунгурская формация распространена по восточной окраине Восточно-Европейской платформы и в Предуральском прогибе. На этой площади выделяются три группы месторождений: северная, центральная (Верхнекамская) и южная. Морской бассейн соленакпления с востока был ограничен четкой береговой линией поднятий и гор Урала, с запада — неровным берегом пологих поднятий платформы. Галогенные осадки отлагались во внутриконтинентальном бассейне морского типа, ограниченно связанном с морем.

В северной группе соленородных бассейнов Печорско-Камского Предуралья наблюдается смена в направлении с юга на север

галогенного осадконакопления угленакоплением, вызванная климатической зональностью. Для галогенной формации характерно повышенное содержание карбонатно-терригенных прослоев. В верхней части разреза соленосной толщи встречаются слои калийных солей мощностью от 10 до 50 м карналлит-сильвинитового состава.

В пределах Соликамской и Юрезано-Сылвинской впадин с Верхнекамским и Косьвенско-Сылвинским бассейнами (цент-

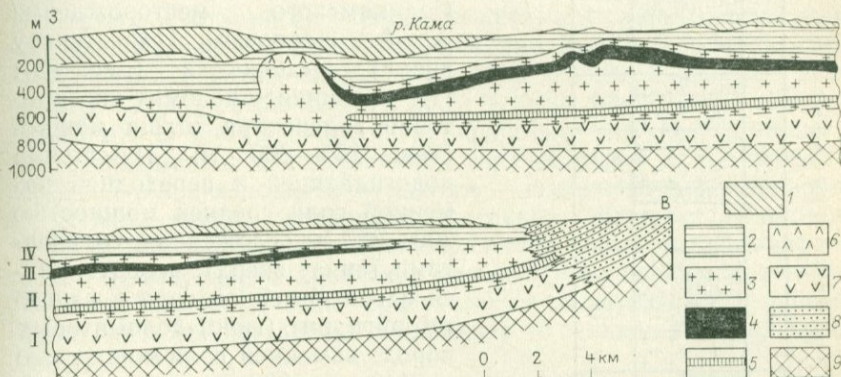


Рис. 45. Схематический геологический разрез пермских отложений южной части Соликамской впадины. По П. П. Матвееву (с упрощением).

1—2 — верхняя пермь, уфимский ярус: 1 — шешминский горизонт (песчаники, алевриты, аргиллиты); 2 — соликамский горизонт (известняково-песчаные, мергелистые, глинистые породы); 3—7 — нижняя пермь, кунгурский ярус, иренский горизонт: 3 — переходная толща, покровная и подстилающая каменная соль, 4 — калийная соль, 5 — маркирующая нижняя ангидрит-соляно-мергельная пачка, 6 — гипсовая шляпа, 7 — глинисто-доломит-ангидритовая соленосная толща, переходящая внизу в доломит-ангидритовую толщу Филипповского горизонта; 8 — кошелевская и лекская свиты кунгурского яруса (конгломераты, песчаники); 9 — артинский ярус (карбонатные, ангидритовые и песчано-конгломератные породы). I—IV — соленосные толщи (см. текст)

ральная группа месторождений) формирование соленосной толщи началось при интенсивном привносе терригенного материала. Площадь соленакпления постепенно увеличивалась, и к моменту накопления в средней части разреза формации мощной подстилающей толщи каменной соли привнос терригенных минералов прекратился. Калийные соли, завершающие разрез формации, слагают нижний сильвинитовый и верхний сильвинит-карналлитовый горизонты. Морская вода поступала в бассейн соленакпления равномерно, а изменение условий осадконакопления произошло только при образовании верхнего сильвинит-карналлитового горизонта.

Верхнекамский соленосный бассейн, расположенный в пределах Предуралья, имеет площадь более 4500 км². Соленосные отложения бассейна, незначительные в артинском ярусе, в основном относятся к кунгурскому ярусу

Стратиграфический горизонт	Покровная каменная соль	Индекс пласта	Лито-логия	Средняя мощность, м
Сильвинит — карналлитовый горизонт			+	16,5
		Верхняя пачка	+	6,5
		К	+	6,5
		И	+	5,0
		З	+	5,0
		Ж	+	5,3
		Е	+	10,5
		Д	+	11,2
		Г	+	9,7
		В	+	10,5
Сильвинитовый горизонт		Б	+	4,4
		А	+	4,4
		Кр. I	+	3,1
		Кр. II	+	7,3
Подстилающая каменная соль		Кр. III	+	6,0
			+	29,0
			+	2,2
			+	320,0



нижней перми. Они вытянуты по простиранию прогиба и слагают разделенные двумя поперечными перегибами брахискладки. К одной из складок с пологими (от 5 до 15°) крыльями приурочено промышленное Соликамское месторождение.

В разрезе соленосной серии Соликамского месторождения А. А. Ивановым [14] (снизу вверх) выделяются (рис. 45): I — глинисто-доломит-ангидритовая соленосная толща мощностью 150—300 м; II — толща подстилающей и переходной каменной соли средней мощностью 300—350 м, сложенная горизонтами (снизу вверх): чередующихся слоев каменной соли и глинисто-ангидрит-(гипс)-доломитовых пород; каменной соли мощностью от 440 до 800 м и каменной соли с включениями сильвинита мощностью до 60 м; III — толща калийных солей, образованная пластами калийных солей и каменной соли; IV — толща покровной каменной соли мощностью 18—20 м, сформированная относительно однородным галитом с незначительными вкраплениями калийных минералов и тонкими глинисто-ангидритовыми прослоями. Соленосная толща Соликамского месторождения завершается отложениями гипсоносных глин, мергелей и других карбонатных пород кунгурского яруса.

В пределах толщи калийных солей различают (рис. 46) ниж-

Рис. 46. Литолого-стратиграфический разрез верхней части соляной толщи (иреньский горизонт) Верхнекамского месторождения. По А. А. Иванову.

1 — каменная соль; 2 — карналлитовая порода; 3—5 — сильвинит; 3 — пестрый, 4 — полосчатый; 5 — красный; 6 — глинисто-карбонатные породы

ний сильвинитовый горизонт мощностью до 40 м, в составе которого выделяют четыре сложных пласта сильвинита (Красные I—III и А), разделенных каменной солью, и сильвинит-карналлитовый горизонт мощностью в среднем 60 м, где выявлено девять чередующихся с пластами каменной соли пластов калийных солей (от Б до К), сложенных карналлитами или пестрыми сильвинитами, а также многослойным их чередованием.

Сильвиниты Верхнекамского бассейна представлены красными, полосчатыми, пестрыми разностями и сильвинитами шляп зоны гипергенеза. Среднее содержание K_2O и мощность сильвинитов по пластам следующие: А, Б — 37,89 % (4,4 м); красный I 34,84 % (1,26 м); II 30,15 % (5,0 м) и III_{а+б} 19,63 % (3,23 м). В промышленную переработку (по М. П. Фивегу) идут сильвиниты с содержанием K_2O не ниже 22 %. Наиболее богатые руды находятся в нижнем — сильвинитовом горизонте.

Южная группа солеродных бассейнов в Южном Предуралье и Северном Прикаспии характеризуется началом соленакопления в сакмарское и артинское время с максимумом в кунгуре. В толще каменной соли присутствуют вкрапления и прослои полигалита, редко линзы сильвинита и сильвин-карналлитовой породы.

В пределах Прикаспийской синеклизы галогенная формация представлена нижним соляным и верхним терригенно-сульфатными горизонтами. В нижнем соляном горизонте, сложенном пачками и пластами каменной соли, встречаются прослои и вкрапления сильвинита и карналлита, реже бишофита, полигалита, кизерита, каинита.

К внутриконтинентальным морским относится также галит-глауберитовая формация межгорных впадин Тянь-Шаня, в разрезе которой выделяются два комплекса: нижний галогенно-терригенный (гипс, ангидрит, алевролиты, песчаники и конгломераты) и верхний галогенно-карбонатный (гипс, ангидрит, пестроцветные мергели, песчано-глинистые породы и конгломераты). Солевая часть обоих комплексов включает пласты и пропластки глауберит-галитового, реже — галит-тенардитового составов. Солеродные бассейны Тянь-Шаня были мелководными. В них в обстановке аридного климата и прогибания впадин образовались галогенно-сульфатные формации.

Основными периодами образования галогенных формаций являются следующие [14]. К раннему палеозою (ранний кембрий — ранний девон) относятся галогенные формации Сибирской (Ангаро-Ленский, Березовский, Приенисейский, Предтаймырский прогибы, Хатангская, Верхне-Ленская и Тасеевская впадины) и Северо-Американской платформ, а также Месопотамского и Западно-Пакистанского прогибов.

В среднем и позднем девоне соленакопление происходило на Восточно-Европейской платформе (мощное в Днепровско-Донецкой впадине и Припятском прогибе, слабее проявленное

в Московской, Балтийских синеклизах и Двинско-Мезенской впадине), в незначительных масштабах в Чу-Сарысуйской впадине, Вилуйской синеклизе и др. Интенсивным было соленакопление на севере Северо-Американской и на Канадской платформ.

В карбоне мощное соленакопление осуществлялось на Северо-Американской платформе. В СССР незначительное соленакопление отмечено в синклиналих структурах складчатой области Средней Азии.

В пермский период галогенное осадконакопление достигло максимального развития. В краевых прогибах Восточно-Европейской платформы на всем протяжении Предуралья прогиба, в Прикаспийской синеклизе, в Днепровско-Донецкой впадине и на северо-западных окраинах Донбасса образовались мощные соленосные формации, а в пределах северо-восточной и восточной частей Восточно-Европейской платформы — доломит-ангидрит-гипсовые формации с включениями мощных соленосных толщ. Менее значительным галогенное осадконакопление было в Джезказганском и Предобруджинском прогибах, Северо-Германской впадине, пермской синеклизе Северо-Американской платформы.

В позднепермское время (цехштейн) галогенез проявился в Западной и на севере Центральной Европы (Северо-Германская впадина, Польско-Датский прогиб, Балтийская синеклиза и др.), а также в предальпийских синеклизах. В триасе незначительное соленакопление было развито за пределами СССР на тех же площадях, что и в перми, а также в Юго-Западной Европе и Северной Африке.

В юрское и в меньшем масштабе в меловое время соленакопление происходило на юго-востоке СССР (Гиссар, Таджикский прогиб, Бухарская впадина и др.); отмечалось оно и в Западной Европе, на западе Северной Америки, в районе Мексиканского залива, в периферических впадинах Анд, в Северной и Восточной Африке.

В палеогене основное гипс-ангидритовое, а в неогене соляное осадконакопление было свойственно межгорным впадинам и краевым прогибам областей альпийской складчатости (в СССР — Бухаро-Хивинская и Ферганская впадины, Таджикский прогиб, Зеравшано-Илийская складчатая система; в Западной Европе — Рейнский грабен, Парижский бассейн, и др.; в Северной Америке — межгорные впадины Скалистых гор). Для неогена характерно увеличение соленакопления и иногда образование калийных солей в Предкарпатском прогибе, Валахской впадине, внутренних Верхне-Тиссенском и Трансильванском прогибах, во впадинах Карпатско-Балтийской складчатой системы и др.

ФОСФАТНОЕ СЫРЬЕ (АПАТИТЫ И ФОСФОРИТЫ)

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Фосфор и его соединения широко используются в различных отраслях народного хозяйства. В природе наиболее распространены фосфаты — соли фосфорных кислот. Промышленное значение имеют два главных вида фосфатов — апатиты и фосфориты.

Апатит — минерал переменного состава с общей формулой $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3 (\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$. В зависимости от содержания F, Cl и OH выделяются фтор-, хлор- и гидроксилапатиты, среди которых преимущественным развитием пользуется фторапатит. В качестве примесей в апатитах могут присутствовать Sr, Ba, Mg, Mn, Na, TR, Fe, SO_4 , CO_3 и др.

Апатит как акцессорный минерал отмечается во всех интрузивных, во многих метаморфических, осадочных, реже в эффузивных породах. В промышленных рудах апатит обычно ассоциирует с нефелином, эгирином, ильменитом, сфеном, в некоторых типах руд — с кварцем, диопсидом, карбонатами (доломитом). Качество апатитовых руд определяется содержанием в них фосфора в пересчете на фосфорный ангидрид P_2O_5 .

Фосфориты — это горные осадочные породы (глинистые, песчаные, карбонатные и переходные), существенную часть которых составляют фосфаты, близкие по составу к группе апатита. В фосфоритах установлено пять основных разновидностей апатита, слагающих промышленные руды: фторапатит — $\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}\text{F}_2$; франколит — $\text{Ca}_{10}\text{P}_{5,2}\text{C}_{0,8}\text{O}_{23,2}\text{F}_{1,8}(\text{OH})$; курскит — $\text{Ca}_{10}\text{P}_{1,8}\text{C}_{1,2}\text{O}_{22,8}\text{F}_2(\text{OH})_2$; гидроксилапатит — $\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$; карбонатапатит — $\text{Ca}_{10}\text{P}_5\text{CO}_{23}(\text{OH})_3$.

Для фосфатных минералов характерен широкий диапазон замещений всех компонентов. Это видно из приведенных формул, где фосфор частично замещен углеродом, а фтор — гидроксидом. Реже наблюдается замещение фосфора серой и кремнием, а кальция — натрием, стронцием и алюминием. Возможны и другие замещения, а также обогащение элементами-примесями: U, TR, Sr, реже V, Ti, Zr, Au, B, Li, Pb, As, Ag, Mo, Ni, Co, Se. Уран в фосфоритах входит в кристаллическую решетку апатитовых минералов. Содержание его в современных фосфоритовых конкрециях и в древних фосфоритах примерно одинаковое — от 0,0001 до 0,052 %.

Редкие земли (иттрий и церий) и стронций постоянно присутствуют в морских фосфоритах в количестве соответственно 0,06—0,10 и 0,02—0,36 %. Наблюдается корреляционная связь между содержаниями P_2O_5 и SrO, что доказывает изоморфное вхождение стронция в кристаллическую решетку минералов группы апатита.

Качество фосфоритов оценивается по содержанию P_2O_5 и вредных примесей — MgO , Fe_2O_3 , CO_2 , Al_2O_3 и др. По минеральному составу и текстурно-структурным признакам фосфориты разделяются на природные литологические типы: микрозернистые, зернистые, желваковые (конкреционные), галечниковые и конгломератовые, ракушечные, рыхлые и каменистые.

Микрозернистые фосфориты — это массивные и плитчатые породы черного, темно-серого, бурого и белого цвета, по внешнему виду напоминающие окремненные известняки и доломиты (поэтому такие фосфориты называют также массивными). Их минеральный состав таков: скрытокристаллические и аморфные фосфаты (в основном франколит), кварц, халцедон, доломит, кальцит, реже гидрослюда, пирит, гидрогетит, полевые шпаты и др. Руды часто богатые. Главные компоненты руд (в %): P_2O_5 21—28; CaO 35—45; MgO 0,5—4,5; CO_2 4—12; Fe_2O_3 0,8—2,5; Al_2O_3 0,5—3,5. Основная масса фосфата содержится в мелких фосфатных зернах (пеллетах) и оолитах (0,1—0,2 мм), подчиненное количество — в цементе, в состав которого входят также кварц и халцедон, кальцит и доломит; эти же минералы образуют микровключения в фосфатных зернах. Кварц, полевые шпаты и гидрослюда наблюдаются в виде обломочных зерен. По соотношению указанных минералов и их взаимопрорастанию с фосфатами выделяются мономинеральные, кремнисто-карбонатные и глинисто-кремнистые разновидности фосфоритов. Микрозернистые фосфориты слагают мощные и выдержанные по простиранию пласты геосинклинальных фосфоритоносных бассейнов Скалистых гор в США, Каратау в СССР, Хубсугул в МНР, Кайян и Куньян в КНР и др.

Зернистые фосфориты по внешнему виду сходны со светлыми разномзернистыми песками и песчаниками. Они состоят из округлых фосфатных зерен (пеллетов) размером 0,1—10 мм и обломков фосфатных раковин, костей и зубов рыб. Зернистый фосфатный материал составляет 50—80 % породы, содержание органических обломков варьирует от 1 до 30 %. В основном фосфаты представлены франколитом. Внутреннее строение фосфатных зерен однородное, реже концентрическое (оолиты). Цементом фосфатных зерен и органических обломков служат аморфное фосфатное вещество, кальцит, доломит, кварц, халцедон и глинистый материал.

Зернистые фосфориты, слагающие пласты мощностью до 20 м, часто образуют богатые руды с содержанием P_2O_5 23—32 %. Нередко в зернистых фосфоритах отмечается повышенное содержание U (до 0,3 %) и V, которые могут извлекаться попутно. Наиболее широко зернистые фосфориты распространены в крупнейших верхнемеловых-палеогеновых бассейнах и месторождениях Северной Африки (Марокко, Алжир, Тунис, Египет), и в Восточном Средиземноморье (Сирия, Ирак, Иран, Израиль, Турция).

Желваковые фосфориты состоят из конкреций, залегающих в песках, песчаниках, глинах и песчано-мергелистых породах. Степень насыщения вмещающих пород различна. Иногда конкреции срастаются, формируя фосфоритную плиту. Нередко конкреции представлены фосфатизированными ядрами различной фауны.

Конкреции округлые, уплощенные, неправильной формы, шероховатые или в различной степени окатанные; по составу нефосфатных примесей выделяют три их разновидности: кварцевые, кварц-глауконитовые и глауконит-кварц-глинистые. В природе преобладают две первые разновидности.

В желваковых фосфоритах фосфатным минералом является легко растворимый курсит, что позволяет использовать их для производства фосфоритной муки. Рыхлые желваковые фосфориты легко обогащаются путем грохочения. Дальнейшее обогащение желваков путем дробления и флотации довольно сложное ввиду срастания фосфатов с минеральными примесями. Содержание P_2O_5 в исходной руде 8—14 %, после обогащения в первичном концентрате 16—22 %.

Желваковые фосфориты слагают пласты и пластообразные залежи мощностью до нескольких метров, часто выдержанные на площади в сотни—тысячи квадратных километров.

В СССР месторождения желваковых руд многочисленны, имеют существенное промышленное значение и широко развиты в европейской части страны (Вятско-Камское, Егорьевское, Подольское и многие другие) и Казахстане (Покровское, Богдановское, Верхнеуильское и др.).

При комплексном использовании желваковых фосфоритов в ряде случаев предусматривается попутное получение формовочных песков, глауконитов, глин и мергелей.

Галечниковые и конгломератовые фосфориты представляют собой продукты перемыва различных первичных типов фосфоритов. По форме включений они близки к желваковым фосфоритам, но отличаются от них окатанностью галек, обусловленной морской абразией. Естественно, состав галечниковых и конгломератовых фосфоритов зависит от типов исходных размываемых фосфоритов.

Характерными примерами галечниковых и конгломератовых фосфоритовых месторождений являются Подольское (СССР) и шт. Флорида (США).

Подольские фосфориты сеноманского возраста сложены окатанными черными шарообразными конкрециями (P_2O_5 до 30—35 %) радиальнолучистого строения размером до 15 см, залегающими в пласте глауконитового песка (0,4—0,8 м) совместно с гальками песчаников, кремней, сланцев. Они сформировались в результате размыва и переотложения кембрийских фосфоритов.

Позднеплиоценовые галечниковые фосфориты месторождений шт. Флорида возникли за счет продуктов выветривания

миоценовых фосфатных известняков и зернистых фосфоритов. Пласт рыхлых фосфоритов мощностью до 15 м (в среднем 7,5—9,0 м) состоит из серых, белых, красных галек, заключенных в песчано-глинистых осадках. Содержание P_2O_5 в исходной руде 10—18 %, в фосфоритовых гальках 30 %. Попутно из галечниковых фосфоритов Флориды извлекают уран.

Ракушечные фосфориты представлены разнозернистыми кварцевыми песками и слабосцементированными песчаниками, которые содержат раковины брахиопод — оболид и лингулид. Содержание P_2O_5 в породе низкое (3—12 %), но створки и обломки раковин путем флотации легко отделяются, и получаемый концентрат содержит до 32 % P_2O_5 . Допустимое содержание MgO 1 %, Fe_2O_3 1,5—2 %.

Ракушечные фосфориты образуют единичные пласты мощностью 1—5 м, редко до 12 м, прослеживающиеся на десятки—сотни километров.

Месторождения палеозойских фосфоритов развиты в Прибалтийском бассейне (Кингисеппское, Маарду, Тоолсе, Раквере и др.) и Сибири (Гурьевское). Они имеют существенное промышленное значение для Советского Союза.

При комплексном использовании ракушечных руд возможно получение кварцевых песков и пород вскрыши — известняков, глауконитовых песчаников, диктионемовых сланцев.

Рыхлые и каменистые фосфориты кор выветривания представляют собой песчаные или щебенистые пестроокрашенные фосфатные породы.

Каменистые фосфориты — твердые и крепкие, по внешнему виду напоминающие кварцит, яшму, кремь, известняк, алевриты и другие породы. Они обычно залегают среди рыхлых фосфоритов в виде обломков разнообразных форм и размеров (до сотен кубических метров). Различают мономинеральные, глинистые, кремнистые и переходные между ними разновидности с содержанием P_2O_5 10—20 %. Рыхлые фосфориты в основном кремнисто-глинистые, содержание P_2O_5 в них 15—20 %, реже 20—30 %. Руды состоят из минералов группы апатита.

Рыхлые фосфориты образуют площадные, линейные и карстовые залежи сложной формы и различной мощности (иногда десятки—сотни метров) на фосфатсодержащих карбонатных породах. Мелкие и крупные месторождения известны в СССР (Ашинское, Белкинское и др.), США (месторождения штатов Флорида и Теннесси), Сенегале (Тисс). Фосфатные продукты выветривания характеризуются повышенными концентрациями Mn , Cd , Zn , As , Cu и др.

Помимо литологических типов фосфоритов на каждом месторождении выделяют технологические типы руд. Основные закономерности распределения типов фосфоритов на площади и в разрезе месторождений и бассейнов объясняются в основном фациальным фактором, обуславливающим начальное распределение фосфатов в осадке, и вторичными причинами — ката-

генезом, метаморфизмом и выветриванием, вызывающими перераспределение фосфатов в рудном теле.

Подавляющая масса извлекаемого из недр фосфатного сырья используется для производства фосфорных и комбинированных удобрений. Рациональное внесение в почву 1 т P_2O_5 может дать прирост урожая хлопка-сырца на 5—6 т, сахарной свеклы на 50—55 т, картофеля на 40—50 т, озимой пшеницы на 7—8 т.

В настоящее время используются кислотный (химический), термический и механический способы разложения и переработки фосфатов. При кислотном, наиболее распространенном способе переработки, применяются серная, реже фосфорная, азотная и соляная кислоты. Цель переработки — перевести трудно растворимые и плохо усваиваемые растениями фосфаты в более растворимые в почве и легче усваиваемые фосфорнокислые соли — монофосфат кальция $CaH_4(PO_4)_2$ и др. В результате химической переработки получают простой и двойной суперфосфат, преципитат, аммофос, нитрофос и нитрофоску. Самым распространенным фосфорным удобрением является суперфосфат, в котором содержание усваиваемого растениями P_2O_5 составляет 14—15 %. Суперфосфат получают путем обработки серной кислотой измельченных руд или концентратов.

Более эффективны концентрированные и сложные удобрения: двойной суперфосфат, преципитат, аммофос, нитрофос, нитрофоска. Двойной суперфосфат получают при разложении природных фосфатов фосфорной кислотой. Двойной суперфосфат отличается от простого отсутствием примеси сульфата кальция и более высоким содержанием усваиваемого P_2O_5 (42—49 %). Преципитат, имеющий состав $CaHPO_4 \cdot 2H_2O$, является продуктом взаимодействия фосфорной кислоты и гидроксида кальция. Он содержит 27—35 % усваиваемого P_2O_5 . Путем нейтрализации фосфорной кислоты аммиаком вырабатывают высококонцентрированное сложное удобрение аммофос (47—58 % усваиваемого P_2O_5 и около 11 % азота). К сложным азотно-фосфорным удобрениям относится нитрофос, а к азотно-фосфорно-калиевым — нитрофоска. Их изготавливают путем экстракции фосфорной кислоты из природных фосфатов азотной кислотой.

Удобрения указанных видов получают переработкой сырья, содержащего около 28 % P_2O_5 и ограниченное количество вредных примесей (MgO , Fe_2O_3 , CO_2 , Al_2O_3).

Принципиально иной является технология производства так называемых термофосфатов, которые вырабатываются спеканием или сплавлением природных фосфатов с щелочными соединениями, оксидом кремния и др. Термофосфаты содержат 20—34 % усваиваемого P_2O_5 , для их производства могут быть использованы руды и концентраты с содержанием P_2O_5 24—27 %.

Механическая переработка заключается в измельчении фосфоритов до получения тонкой фосфоритной муки. Она в основ-

ном употребляется как удобрения на подзолистых почвах, обладающих повышенной кислотностью.

Соединения фосфора, используемые в других отраслях химической промышленности, называются техническими. Для смягчения воды и в качестве моющих средств широко применяют фосфаты натрия, для пропитки деревянных изделий с целью придания им огнестойкости употребляют диаммоний-фосфат, трикальцийфосфат используется как минеральная подкормка для скота и птицы.

Исходным продуктом для получения многих видов химических соединений является желтый фосфор, извлекаемый из природных фосфатов путем возгонки в электропечах при 1400—1600 °С. Желтый фосфор применяется для производства красного фосфора, фосфорной кислоты, фосфорного ангидрида, хлористых, сернистых и других соединений фосфора. Эти продукты используются при изготовлении спичек, в пиротехнике, металлургии, органическом синтезе, при производстве активированного угля, флотореагентов, инсектицидов, различных лекарственных препаратов и т. д.

Минимальное содержание P_2O_5 в апатитовых рудах составляет в настоящее время 4—5 %. Апатит-нефелиновые руды хорошо обогащаются флотацией с получением высокосортного апатитового концентрата, содержащего 39,4 % P_2O_5 . Фосфоритовые руды относятся к промышленным, если содержание в них P_2O_5 составляет не менее 3 % при условии их легкой обогатимости.

Фосфатные руды добываются как открытым, так и подземным способами. Открытая добыча ведется на месторождениях фосфоритов со вскрышей не более 25 м, с минимальной мощностью пластов фосфоритов: микрозернистых 1 м, ракушечных 0,3 м, желваковых 0,5—1,0 м. Рабочие пласты должны иметь продуктивность (выход кондиционного фосфорита с 1 м² вскрыши) не менее 200 кг/м².

Спрос на фосфатное сырье возрастает быстрыми темпами, среднегодовой прирост его потребления в 80-х годах составляет около 6 % в капиталистическом мире и 12 % в развивающихся странах. Разведанные запасы фосфатного сырья капиталистических и развивающихся стран за последние 20 лет более чем удвоились и составляют около 100 млрд. т. Из них на долю фосфоритов (20—40 % P_2O_5) приходится 99 % запасов и лишь 1 % составляют запасы апатитовых руд (до 10 % P_2O_5). Наиболее крупные месторождения сосредоточены в Марокко, США, Алжире, Тунисе, Сирии, Уганде. Добыча фосфатов в зарубежных странах за последние 30 лет увеличилась в 4 раза и в 1978 г. достигла 120 млн. т.

Советский Союз по ресурсам фосфатного сырья занимает одно из первых мест в мире; они составляют 12,8 млрд. т (1,8 млрд. т P_2O_5), из которых около 9 млрд. т (1,3 млрд. т P_2O_5) разведано. Кроме того, более 2 млрд. т (100 млн. т

P_2O_5) заключено в комплексных рудах железорудных и редко-металльных месторождений. Из общего количества более 40 % промышленных запасов фосфатного сырья приходится на апатитовые руды. Доля фосфоритов в общесоюзных запасах составляет 52 %, а в общих прогнозных ресурсах 80—85 %. Запасы фосфатов в комплексных рудах не превышают 10 %.

Основные месторождения апатитов в СССР размещаются на Кольском полуострове и в Бурятской АССР. Крупнейшие месторождения фосфоритов находятся в хр. Каратау (Южный Казахстан), а также в европейской части страны — Прибалтийско-Ладожский, Волжский, Днепровско-Донецкий бассейны.

Цены на фосфатное сырье и удобрения на мировом рынке значительно колеблются в зависимости от качества руд и конъюнктуры спроса. Средняя стоимость 1 т фосфоритов с содержанием 30 % P_2O_5 около 30 дол. Запасы месторождений таковы (в млн. т): крупных — более 200, средних от 200 до 50, мелких — менее 50.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Среди промышленных месторождений апатита выделяется ряд генетических типов: магматические, карбонатитовые, контактово-метасоматические, гидротермальные высоко- и средне-температурные, метаморфогенные, месторождения выветривания. В настоящее время в СССР промышленную ценность представляют апатитовые месторождения магматического и карбонатитового типов, а также месторождения выветривания, которые целесообразно рассматривать совместно с месторождениями, являющимися для них материнскими.

Магматические месторождения. По минеральному составу среди магматических месторождений различают месторождения апатитовой, апатит-нефелиновой и апатит-магнетитовой (apatит-титаномagnetитовой) формаций.

Месторождения апатитовой формации связаны с габбро-сиенитовыми интрузивными массивами, которые распространены в пределах выступов древнего фундамента, на участках пересечения и сочленения глубинных разломов. Эти массивы представляют собой сложные, многофазные интрузивные тела, образованные диоритами, габбро, габбро-сиенитами. Приуроченные к ним месторождения представлены бедными рудами с содержанием P_2O_5 2—4 %. В сущности апатит является пороодообразующим минералом, распределенным относительно равномерно в материнских интрузивах.

Примером месторождений этой формации может служить Ошурковское месторождение в Бурятской АССР, приуроченное к одноименному сиенит-диоритовому массиву позднепротерозойского возраста, прорывающему гнейсированные биотитовые граниты. Среди диоритов — биотит-роговообманковых, пироксен-

биотитовых и др.—встречаются дайкообразные или неправильной формы тела сиенитов и сиенит-диоритов мощностью до 40 м, а также дайки лампрофиров, гранитов, пегматитов. Широко развиты постмагматические пневматолит-гидротермальные проявления, выраженные зонами биотитизации, амфиболизации, окварцевания, апатитизации и др.

Практически весь диоритовый массив является апатитоносным. Среднее содержание P_2O_5 в балансовых рудах 3,9 %, но в отдельных зонах брекчирования и гидротермальной проработки оно может достигать 20 %.

Месторождение имеет крупные размеры: протяженность рудного тела (массива) по простиранию 3,6 км, ширина выхода от 200 до 1700 м. На глубину оно прослежено на 640 м от поверхности. Руды легко обогащаются — флотационный апатитовый концентрат содержит 35 % P_2O_5 при извлечении фосфорного ангидрида 80—94 %.

Месторождения апатит-нефелиновой формации пространственно и генетически связаны с интрузиями агпайтовых нефелиновых сиенитов. Типичные представители таких интрузий — Хибинский (месторождения Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый цирк, плато Расвумчорр, Коашва и др.) и Ловозерский массивы с апатитовыми проявлениями в нижнем дифференцированном комплексе пород. За рубежом массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов известны в Гренландии, Африке, Бразилии, Канаде.

Массивы агпайтовых нефелиновых сиенитов представляют собой дифференцированные интрузивы центрального типа, развитые на щитах и в краевых зонах платформ. Их площади варьируют от первых десятков до первых тысяч квадратных километров. В сложении массивов участвуют нефелиновые агпайтовые сиениты (хибиниты, ричесорриты, льяувриты) и бесполовошпатовые нефелин-пироксеновые породы, преимущественно ийолит-уртиты. Характерны повышенные содержания P, F, Cl, Ti, Zr, Nb, Sr, TR.

К промышленным в настоящее время относятся только месторождения Хибинского массива, запасы P_2O_5 (по апатиту) этих месторождений составляют $\frac{3}{4}$ запасов СССР при среднем содержании 14—18 %.

Хибинский массив, расположенный в центральной части Кольского полуострова, — крупнейшая многофазная интрузия центрального типа позднедевонского возраста (рис. 47), приуроченная к тектоническому контакту метаморфизованных образований архея и протерозоя. Вмещающие породы вблизи контакта ороговикованы и фенитизированы.

Внутреннее строение массива определяется зонально-концентрическим расположением разновозрастных интрузивных комплексов, представленных (в порядке внедрения) массивными и трахитоидными хибинитами, ричесорритами, ийолит-уртитам, льявочорритами и фойяитами. Эти комплексы слагают

кольцевые конические тела с видимой мощностью до 7 км. Разнообразные по составу породы дайкового комплекса (пикрит-порфиры, мончикиты, щелочные габброиды и др.), относившиеся ранее к конечным дифференциатам щелочной магмы,

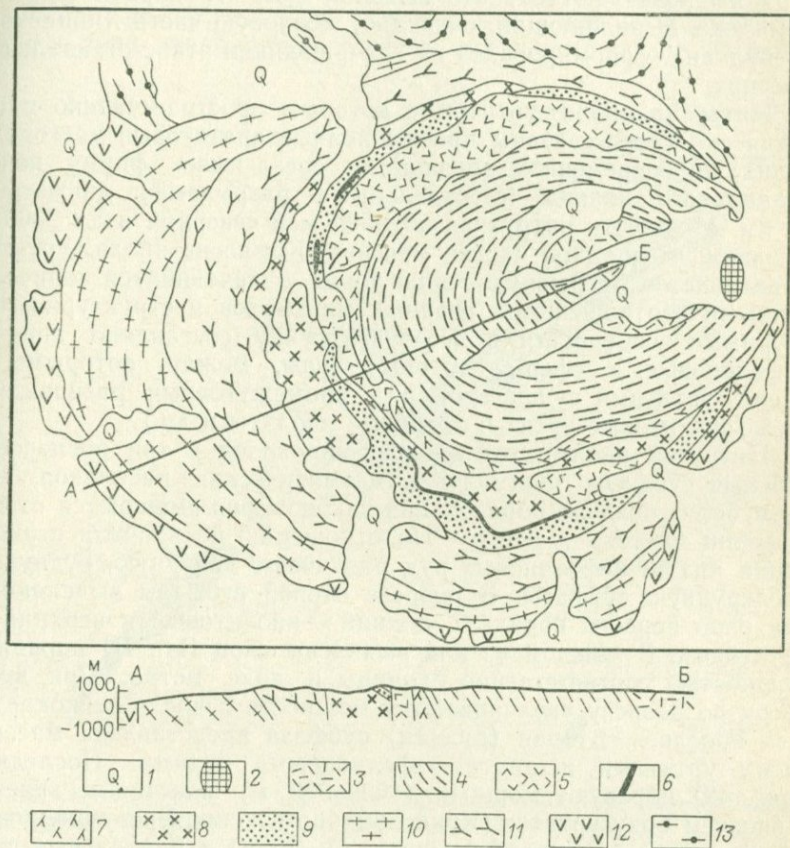


Рис. 47. Геологическая схема Хибинского массива. По С. И. Заку, Е. А. Каменеву, Ф. В. Минакову.

1 — четвертичные отложения; 2 — карбонатиты; 3 — фойиты массивные; 4 — фойиты трахитоидные; 5 — лавчорриты; 6 — апатит-нефелиновые и сфен-апатитовые руды; 7 — рисчорриты биотитовые; 8 — рисчорриты эгириновые; 9 — ийолит-уртиты; 10 — хибиниты массивные; 11 — хибиниты трахитоидные; 12 — осадочно-вулканогенные породы девона; 13 — гнейсовидные диориты и биотитовые гнейсы архея

в настоящее время рассматриваются как продукты глубинного магматизма, проявившегося на обширной территории Кольского региона [20].

Значительное научное и практическое значение имеет выявление в восточной части массива карбонатитового штока, существование которого ранее предполагалось по данным магнито-

и гравиразведки. Бурением вскрыт ряд разновидностей карбонатов: кальцитовые, манганокальцитовые, марганосидеритовые и другие, а также ксенолиты измененных пироксенитов, щелочные эффузивы, альбититы и другие породы. Полученные материалы позволяют сделать вывод о том, что карбонатитовый комплекс, выполняющий, очевидно, жерловую часть Хибинского субвулкана, сформировался на завершающем этапе становления массива.

Интрузив ийолит-уртитов, с которым пространственно и генетически тесно связаны промышленные апатитовые месторождения, на современном эрозийном срезе имеет форму почти правильного кольца (с отдельными разрывами) диаметром 27 км. Мощность интрузива 50—500 м в северной и до 2000 м в южной и западной частях массива. Комплекс ийолит-уртитов объединяет непрерывную серию пород, отличающихся количественными соотношениями главных минералов и структурно-текстурными особенностями. Особую группу составляют апатит-нефелиновые и сфен-apatитовые руды, между которыми и ийолит-уртитам существует ряд промежуточных разновидностей (apatитовые уртиты, сфеновые ийолиты и др.).

Интрузив ийолит-уртитов сформировался в три последовательные субфазы поступления магматических расплавов, при этом более поздние образования закономерно смещаются от периферии плутона к центру. По отношению ко времени становления апатит-нефелиновых руд различают дорудную, рудную и послерудную субфазы. В разрезе первой субфазы выделяются два слоя первого порядка: нижний — ийолитовый и верхний — уртитовый. В каждом из них выявлены слои II и III порядков мощностью соответственно единицы и доли метра. При этом вверх по разрезу увеличиваются мощность и число лейкократовых прослоев. Вторая (рудная) субфаза представлена массивными урритами и апатит-нефелиновыми рудами. Последние (рис. 48) образуют мощные (100—200 м) пластовые залежи висячем боку уртитов (Кукисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррское рудное поле), серию маломощных (5—15 м) параллельных прослоев также в кровле уртитов (Партомчорр-Лявойокская рудная зона), ряд субпараллельных рудных горизонтов среди уртитов (Коашвинское месторождение) или слагают ксенолиты в ийолит-урритах пострудной субфазы (Ньюорпахк-Суолуайвское месторождение).

Руды сложены преимущественно апатитом, нефелином, эгирином, менее распространены сфен и титаномagnetит. По текстурным признакам выделяются сетчатая, линзовидно-полосчатая, полосчатая, пятнистая, пятнисто-полосчатая, крупно- и мелкоблочковая разновидности руд. Сетчатая руда (20—30 % апатита) содержит множество линз ийолита, между которыми отмечаются тонкие (1—5 мм) прослои мелкозернистого апатита. В линзовидно-полосчатой руде (30—50 % апатита) линзы ийолита менее многочисленны и разделяющие их прослои апа-

тита более мощные (0,5—5,0 см). Полосчатая руда (40—60 % апатита) состоит из чередующихся тонких (до 1 см) слоев, в разной степени обогащенных апатитом и нефелином. Пятнистая руда (50—90 % апатита) представляет собой мелкозернистый апатитовый агрегат с зернами и гнездами нефелина, эгирин-авгита или сфена. При слиянии этих гнезд в прерывистые полосы руда приобретает пятнисто-полосчатый облик. В круп-

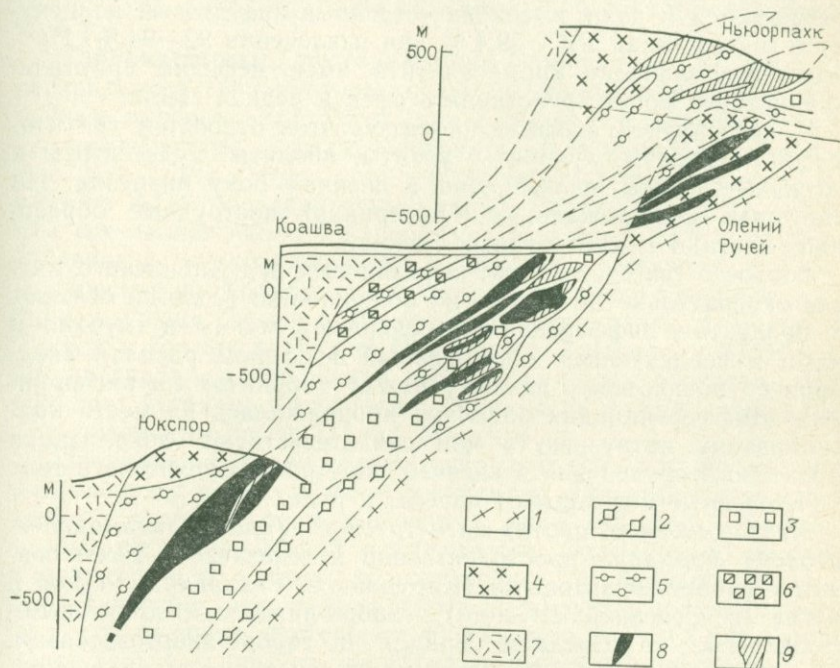


Рис. 48. Геологические разрезы апатитовых месторождений юго-восточного поля Хибинского массива. По Е. А. Каменеву, Ф. В. Минакову.

1 — рихсорииты лежачего бока; 2—3 — уртиит; 2 — трахитоидный; 3 — массивный; 4 — рихсорииты висячего бока; 5 — ийолит трахитоидный; 6 — ювит массивный; 7 — льявочоррит; 8 — апатитовые руды; 9 — рудные брекчи месторождения Ньюорпахк

ноблоковой руде (30—40 % апатита) присутствуют скопления (блоки) нефелина размером 5—10 см, включенные в линзовидно-полосчатую апатитовую руду, слои которой обтекают эти блоки. Мелкоблоковая руда (30—50 % апатита) сложена мелкозернистым агрегатом апатита с частыми включениями кристаллов нефелина. Встречаются также сплошные апатитовые руды — мономинеральные агрегаты зеленого или дымчатого апатита, образующего прослои мощностью до нескольких метров и гнезда размером до 0,5 м.

В пределах наиболее крупного и детально изученного Ку-кисвумчорр-Юкспор-Расвумчоррского рудного поля установлена

вертикальная зональность рудных залежей. В висячем боку расположена зона богатых пятнистых и пятнисто-полосчатых руд, среди которых прослеживается жилообразное ветвящееся тело апатитовой брекчии. Мощность зоны богатых руд 50—70 м. К ее лежащему боку приурочена зона бедных руд — линзовидно-полосчатых, полосчатых и сетчатых, которые ниже постепенно переходят в массивные уртиты.

Среднее содержание P_2O_5 в рудах около 18 %. Руды хорошо обогащаются и дают высококачественный апатитовый концентрат с содержанием P_2O_5 39,4 % при извлечении 92—94 %. Промышленное значение, кроме апатита, имеет нефелин; практический интерес могут представлять сфен и редкие земли.

К послерудной субфазе ийолит-уртитов относятся трахитовидные малиниты, луявриты, уртиты, ийолиты, мельтейгиты и массивные ювиты, залегающие в висячем боку интрузии. На некоторых месторождениях (Ньюорпахк) пострудные образования слагают цемент рудных брекчий.

Вопрос о генезисе апатит-нефелиновых руд Хибинского массива окончательно не решен, но большинство геологов считают их продуктом дифференциации щелочной магмы в глубинном очаге; в последующем обогащенный фосфором расплав внедрялся по коническому разрыву между хибинитами и рисчорритами. Дифференциация расплава продолжалась на месте кристаллизации интрузива, о чем свидетельствуют локализация апатитового оруденения в висячем боку ийолит-уртитового тела и постепенные переходы от породы к руде.

Месторождения апатит-магнетитовой (apatит-титаномagnetитовой) формации пространственно и генетически тесно связаны с габбро-сиенитовыми (Кирунавара, Гелливара, Ректор и другие в Северной Швеции), габбро-пироксенит-дунитовыми (Волковское на Среднем Урале) и габбро-анортозитовыми (Стремигородское на Украине) магматическими комплексами. Апатит ассоциирует с магнетитом (титаномagnetитом), что придает рудам комплексный характер.

Месторождение Кирунавара представлено мощным дайкообразным телом, имеющим довольно крутое падение (50—60°), протяженность 4,4 км и среднюю мощность 90 м. Промышленное оруденение по вертикали прослежено более чем на 1 км. Рудное тело, локализующееся на контакте сиенитовых и кварцевых порфиров, сложено массивными магнетитовыми рудами, содержащими полосчатые обособления апатита, вытянутые согласно с простиранием рудного тела. Промышленные руды содержат 58—70 % Fe и 0,01—3,60 % P_2O_5 .

В месторождениях, тяготеющих к габбро-пироксенит-дунитовым и габбро-анортозитовым массивам, развиты комплексные апатит-титаномagnetитовые и апатит-гематит-ильменитовые руды. К типичным относится Волковское месторождение на Среднем Урале. Оно расположено в восточной части одноименного массива ультраосновных пород, сложенного пироксени-

тами, габбро и диоритами. Апатитовое оруденение так же, как титаномagnetитовое и медно-сульфидное, представлено зонами вкрапленности среди пироксенитовых габбро. Апатит распределен крайне неравномерно, местами его содержание достигает 14 % при среднем содержании P_2O_5 в балансовых рудах около 4 %. Рентабельное извлечение апатита возможно при флотации хвостов обогащения титаномagnetитовых и сульфидных медных руд; при этом может быть получен кондиционный апатитовый концентрат (содержание P_2O_5 33,4 %; извлечение 63 %).

Карбонатитовые месторождения приурочены к плутонам центрального типа ультраосновных щелочных пород, штокам и дайкам карбонатитов. Руды, как правило, комплексные — апатит-магнетитовые, апатит-флогопитовые, апатит-редкометалльные. В СССР на долю этих месторождений приходится 11,8 % запасов P_2O_5 (по апатитовым рудам). Содержание P_2O_5 в среднем составляет около 7 %, иногда достигает 20 %. Наиболее изученными месторождениями этого типа являются в СССР Ковдорское на Кольском полуострове, Большое Саянское в Сибири, а также Сокли в Финляндии, Якупиранга в Бразилии, Сукулу и Бутиру в Уганде, Палабора и Гленовер в ЮАР и др. По предварительной оценке весьма крупными ресурсами P_2O_5 обладает Маймеча-Котуйская провинция на севере Сибири с месторождениями Ессей, Ыраас, Маган и др.

Провинции ультраосновных щелочных пород и карбонатитов расположены в тектонически стабильных областях, преимущественно в краевых зонах платформ, реже срединных массивов в областях завершенной складчатости. Размещение массивов контролируется зонами долгоживущих глубинных разломов. Геологический возраст комплексов варьирует в широких пределах — от среднего протерозоя до голоцена, но в СССР возраст почти всех массивов ультраосновных щелочных пород палеозойский и раннемезозойский.

Массивы ультраосновных щелочных пород представляют собой многофазные образования, в их строении участвует до девяти серий последовательно формирующихся горных пород — от наиболее ранних ультрамафитов (оливиниты и пироксениты) до поздних щелочных пород и карбонатитов. Размещение в плане разновозрастных серий может быть либо бессистемным, либо закономерным — по схеме прямой (более древние ультраосновные породы в центре, более молодые щелочные на периферии) или обратной (щелочные в центре, ультраосновные на периферии) зональности. Для ряда массивов характерна вертикальная зональность — поздние серии тяготеют к апикальным частям; встречаются, однако, и обратные соотношения (Маймеча-Котуйская провинция).

В петрохимическом отношении породы ультраосновных щелочных массивов характеризуются резкой недосыщенностью SiO_2 , высоким содержанием Mg, Ca, Na и K с преобладанием

На над К, обогащенностью Fe, Ti, P, F, CO₂, повышенным содержанием Nb, Ta, Zr, Sr, Ba и TR.

Апатитоносные тела на месторождениях этой формации весьма разнообразны по форме и условиям залегания. Это могут быть кольцевые и конические дайки, линзо-, серповидные и линейновытянутые крутопадающие тела, трубки взрыва, штоки центрального типа, тела эруптивных брекчий сложной формы и др. В некоторых случаях интерес представляют экзоконтактовые пояса фенитизированных вмещающих пород. Запасы P₂O₅ в наиболее крупных месторождениях — первые сотни миллионов тонн. К числу полезных компонентов, сопутствующих апатиту, относятся флогопит, нефелин, редкометальные минералы (бадделейт, пирохлор и др.), магнетит, фосфаты и фторкарбонаты редких земель, флюорит, сульфиды меди, свинца и цинка.

Наряду с эндогенными апатитовыми и апатитсодержащими рудами самостоятельное промышленное значение нередко имеют вторичные скопления апатита в корях выветривания. Содержание P₂O₅ в продуктах выветривания достигает 15 %, запасы P₂O₅ измеряются десятками миллионов тонн (Бразилия, Сибирь).

Месторождения Маймеч-Котуйской провинции (рис. 49) расположены в северной части Сибирской платформы на участке пересечения крупнейшего Байкало-Таймырского глубинного разлома с более молодыми разрывными нарушениями близширотного и северо-западного направлений. Все крупные массивы ультраосновных щелочных пород приурочены к узлам пересечения зон разломов; их внедрение часто сопровождается куполовидными возмущениями вмещающих пород.

Размеры массивов в плане варьируют от 1 до 60 км², включением является гигантский массив Гули, общая площадь которого не менее 1500 км², а площадь выхода на современную поверхность около 470 км².

В составе плутонов в разных соотношениях участвуют оливиниты, мельтейгиты, ийолиты, нефелиновые сиениты, породы фоскоритовой серии и карбонатиты. С ними ассоциирует разнообразное, в том числе апатитовое, оруденение. Наиболее важными типами руд являются апатит-магнетитовый и апатит-эгириновый (фенитовый). Представляют интерес также апатит-франколитовые руды коры выветривания. Апатит-магнетитовые руды (нельсониты) пространственно и генетически тесно связаны с карбонатитами, располагающимися как в периферических, так и в центральных частях массивов. Апатит-эгириновые руды установлены в экзоконтактовых зонах массивов Маган и Ыраас.

Месторождение Маган (рис. 50) приурочено к одноименному плутону площадью 42 км², около 80 % которого слагают ийолиты и нефелин-пироксеновые породы. Наибольшей апатитоматностью отличается экзоконтактовая область массива, представленная в основном эгиринитами, возникшими в результате

щелочного метасоматоза (фенитизации) протерозойских кварцевых песчаников и кварцитов, сопровождавшего становление интрузии щелочной магмы.

Эгиринит-фениты образуют кольцевую зону диаметром 19 км и шириной 0,1—0,5 км; на глубину она прослежена до 300 м при крутом (предположительно от центра массива) падении.

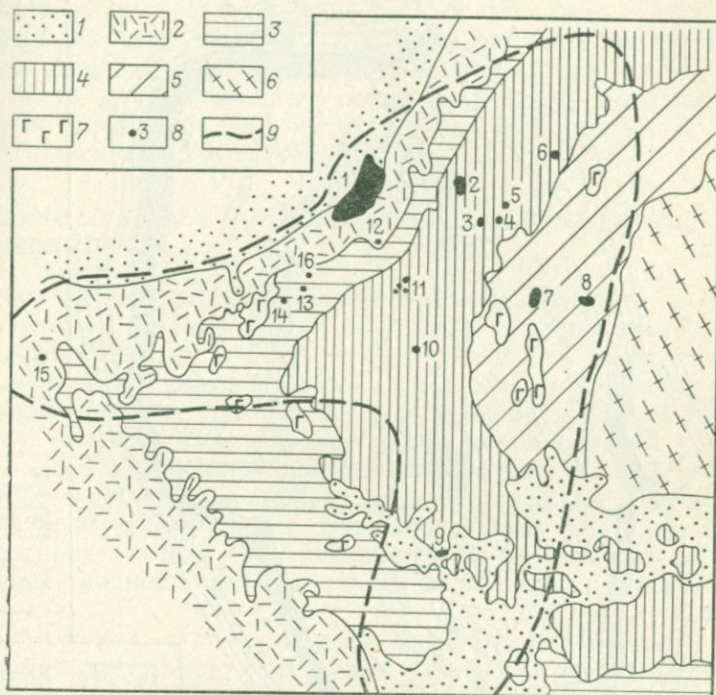


Рис. 49. Обзорная геологическая карта Маймеча-Котуйской апатитоносной провинции. По А. К. Мкртычяну, В. П. Богадице, Е. Л. Данилину и др.

1 — четвертичные отложения; 2 — базальты, туфы, туффиты триаса; 3 — известняково-сланцевая толща среднего-верхнего палеозоя; 4 — доломиты и известняки кембрия; 5 — конгломераты, песчаники, доломиты верхнего протерозоя; 6 — метаморфическая толща архея; 7 — интрузивные долериты; 8 — массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов: 1 — Гули, 2 — Одихинча, 3 — Кугда, 4 — Сола, 5 — Чурбука, 6 — Немакит, 7 — Маган, 8 — Ыраас, 9 — Ессей, 10 — Бор-Урях, 11 — Далыхская группа массивов; 12 — Седетте; 13 — Романиха; 14 — Чангит; 15 — Каменская зона даек ультраосновных щелочных пород; 16 — Атырдык; 9 — граница провинции

Руда состоит в основном из эгирин-диопсида, калиевого полевого шпата и апатита, при этом апатитом обогащены (до 80 %) меланократовые разности фенитов, тяготеющие к внешним частям контактово-метасоматического ореола. Прогнозные ресурсы P_2O_5 только по Северному и Западному участкам месторождения составляют более 100 млн. т при среднем содержании P_2O_5 6,8 %.

Апатитоносные ийолиты слагают полукольцевую зону в северной части массива (см. рис. 50) протяженностью около 9 км

и шириной 250—300 м. Апатит в ийолите формирует гнезда и редкие прожилки. Среднее содержание P_2O_5 низкое (2,78 %), в связи с чем этот тип руд пока не рассматривается как промышленный.

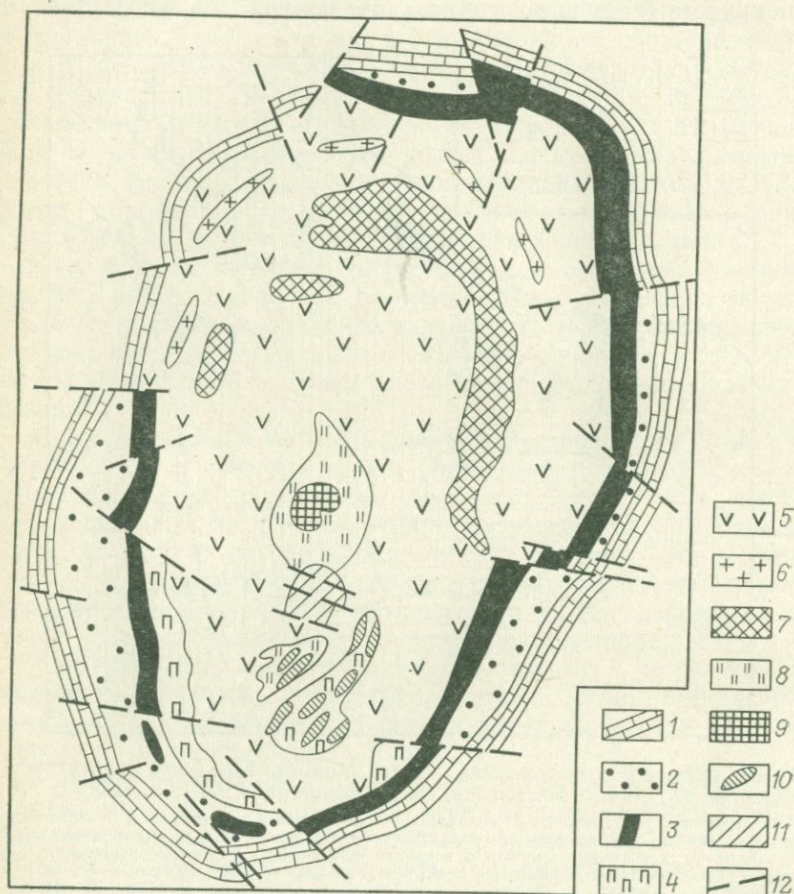


Рис. 50. Схематическая геологическая карта месторождения Маган. По А. К. Мкртычяну, В. П. Богадице, Е. Л. Данилину и др.

1 — алевролиты и доломиты; 2 — кварциты; 3 — апатитовые эгиринит-фениты; 4 — пироксеновые породы; 5 — ийолиты и нефелин-пироксеновые породы; 6 — нефелиновые сyenиты; 7 — апатитовые ийолиты; 8 — флогопитовые магнетитсодержащие породы; 9 — карбонат-флогопит-магнетитовые руды; 10 — форстерит-титаномagnetитовые руды; 11 — карбонаты; 12 — тектонические нарушения.

На многих месторождениях Маймеча-Котуйской провинции развита площадная кора выветривания. В частности, на массиве Ессей она сложена следующими зонами (сверху вниз): 1) лимонит-гидрослюдистых образований с линзами и гнездами

франколитовых руд и скоплениями гидрооксидов марганца (мощность 0—25 м); 2) лимонит-франколитовых и апатит-франколитовых кавернозно-пористых образований, часто со скоплениями гидроксидов марганца (0—80 м); 3) лимонитизации — глинистых буровато-серых пород с обломками карбонатитов (0—10 м); 4) дезинтеграции (2—40 м).

Плащевидные залежи гипергенных апатитовых руд представлены магнетит-apatит-франколитовыми, лимонит-франколитовыми и франколитовыми образованиями, залегающими в нижней части инфильтрационно-остаточной коры выветривания. Среднее содержание P_2O_5 в рудах около 16 %, запасы по предварительным данным составляют 45 млн. т.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ФОСФОРИТОВ

Фосфориты являются экзогенными образованиями — осадочными и выветривания. Среди осадочных месторождений различают биохимические — морские (современные и ископаемые) и континентальные (гуано) — и механические, среди месторождений выветривания — остаточные и остаточно-инфильтрационные.

Осадочные морские биохимические месторождения — наиболее важные в промышленном отношении. Они возникают в результате накопления богатых фосфором раковин, выпадения фосфатов из растворов, их диагенетического и механического перераспределения в виде конкреций на дне морей и океанов. Подобные процессы фосфатонакопления протекают и в настоящее время.

Современные скопления фосфоритов на дне океанов, залегающие в виде фосфатных зерен, конкреций, остатков рыб и животных, пока не имеют промышленного значения и могут рассматриваться лишь как будущий потенциальный источник фосфатного сырья.

Ископаемые осадочные биохимические месторождения фосфоритов подразделяются по формационной приуроченности, литологическим типам руд и геотектоническому принципу на геосинклинальные, платформенные и переходные.

Геосинклинальные фосфоритовые бассейны — Каратау (СССР, Казахстан), Хубсугульский (МНР), Джорджина (Австралия), Скалистые горы (США) — характеризуются линейной вытянутостью: прослеживаются на несколько сотен километров при ширине в десятки километров. В их пределах развита кремнисто-карбонатная фосфоритовая формация мощностью до 100 м с микрозернистыми рудами, слагающими до 10 пластов фосфоритов суммарной мощностью до 40 м.

Фосфоритовые формации подвержены интенсивным деформациям — как складчатым, так и разрывным, нередко прорваны магматическими породами, на контакте с которыми фосфориты метаморфизованы и переходят в апатит.

Фосфоритовые руды богатые: содержание P_2O_5 до 36 %, продуктивность до 25 т/м². Для руд характерно присутствие Sr, V, TR.

Типичным примером является фосфоритовый бассейн Каратау, имеющий размеры 150×(25÷30) км, расположенный в пределах одноименного хребта. Бассейн сформировался в миогеосинклинальной зоне Улутау-Тяньшаньской геосинклинальной системы и представляет собой антиклинорий, простирающийся в северо-западном направлении, сформированный палеозойским осадочным комплексом, залегающим трансгрессивно на мощной докембрийской осадочной толще. Палеозойский комплекс разделяется на чулактаускую и шабактинскую свиты.

В раннекембрийской чулактауской свите выделяется кремнисто-карбонатная фосфоритоносная формация мощностью 50—100 м, состоящая из переслаивания фосфоритов, кремней и фосфатно-карбонатных пород. В ее пределах различают горизонты (снизу вверх): доломитовый, кремнистый, продуктивный и железисто-доломитовый (рис. 51).

Доломитовый и кремнистый горизонты характеризуются непостоянной мощностью — вплоть до полного выклинивания. Продуктивный горизонт, залегающий с размывом на разновозрастных отложениях, также имеет переменную мощность. Наиболее полные разрезы продуктивного горизонта (до 65 м) отмечаются в северо-западной части бассейна. Здесь горизонт разделяется на три пачки: нижнюю и верхнюю фосфоритные и среднюю фосфоритно-сланцевую. На юго-востоке бассейна нижняя и средняя пачки размыты и замещаются маломощным фосфоритовым конгломератом и железисто-доломитовыми отложениями.

Число и мощность пластов фосфоритов в продуктивном горизонте непостоянны: от одного пласта мощностью 0,6—14 м (месторождение Чулактау) до семи пластов суммарной мощностью 30 м (месторождение Коксу).

Фосфориты бассейна Каратау в основном микрозернистые. Руды темные и коричневые различных оттенков, сложенные в основном фосфатами, кварцем, халцедоном, доломитом, полевыми шпатами, гидрослюдой, силикатами магния и пиритом. В местах размыва микрозернистые руды сменяются фосфоритовыми конгломератами и гравелитами, состоящими из галек фосфоритов и вмещающих пород.

Основная масса фосфоритов представлена фторкарбонат-апатитом, в котором часть фосфора замещена углеродом. Химический состав руд (в %): P_2O_5 18—30; SiO_2 8—18; Al_2O_3 0,8—1,7; Fe_2O_3 0,1—1; TiO_2 0,1—0,11; CaO 28,5—44; MgO 0,9—42,8; K_2O 0,2—0,7; CO_2 4,9—9,3; SO_3 0,3—1,3; Cl 0,6—0,8; F 1,5—2,5; $S_{орг.}$ 0,1—0,2. Из элементов-примесей в рудах содержатся стронций, редкоземельные элементы, ванадий, марганец и свинец.

Шабактинская среднекембрийская свита общей мощностью свыше 2000 м состоит из переслаивающихся доломитов, извест-

няков, кремней, в отдельных интервалах слабофосфатных. Пласты фосфоритов и вмещающие породы смяты в сложные складки и нарушены многочисленными надвигами и сбросами.

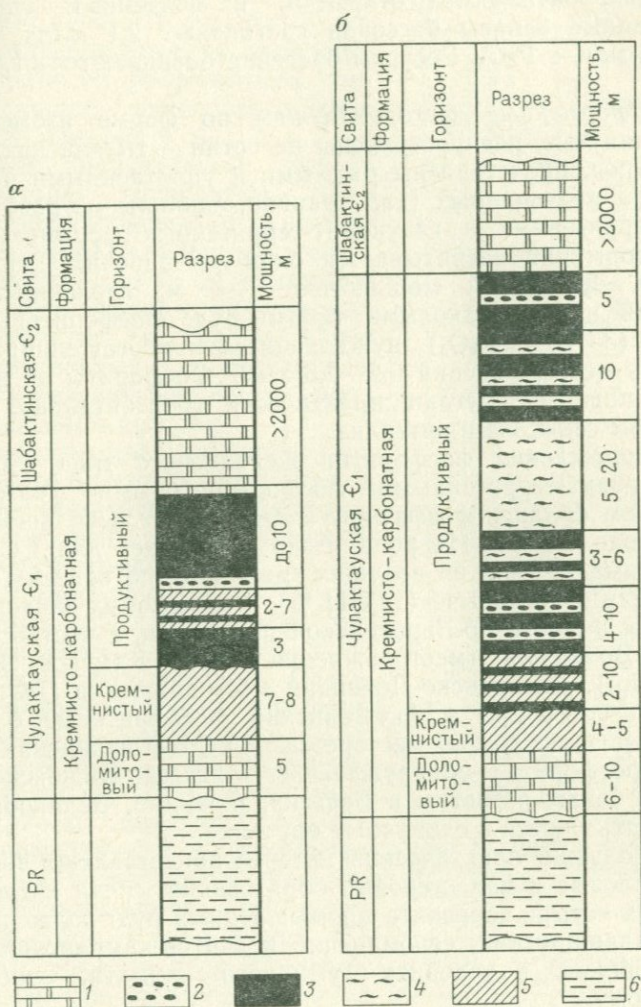


Рис. 51. Разрез фосфоритонесущих формаций месторождений Чулактау (а) и Коксу (б). По Б. М. Гиммельфарбу.

1 — доломит; 2 — фосфоритовый конгломерат; 3 — фосфорит; 4 — серицит-кремнистые сланцы; 5 — кремни; 6 — кремнисто-глинистые сланцы

Бассейн Каратау представляет собой крупный останец-антиклинорий, оставшийся от существовавшей ранее более крупной по площади фосфоритонесущей формации. Фосфориты накапли-

вались в морской мелководной обстановке в условиях аридного климата.

В пределах бассейна Каратау насчитывается более 45 месторождений, три из которых — Чулактау, Джанатас и Аксай — разрабатываются открытым и подземным способами. Разведанные запасы бассейна составляют 2,1 млрд. т руды, или 504 млн. т P_2O_5 . Ресурсы бассейна оцениваются в 1,5 млрд. т P_2O_5 .

Платформенные месторождения — по форме изометричные или вытянутые, распространены на сотни — тысячи квадратных километров, представлены рыхлыми и уплотненными породами в составе маломощных (как правило, единицы метров) органо-генно-терригенных и глауконит-терригенных формаций. В составе формаций насчитывается один-три рабочих пласта фосфоритов суммарной мощностью 1—4 м, сложенных ракушечными или желваковыми типами руд. Фосфоритовые руды бедные (3—18 % P_2O_5), нуждающиеся в обогащении; продуктивность месторождений 0,2—2,5 т/м². Фосфориты и вмещающие их породы залегают практически горизонтально, тяготея к склонам синеклиз и антеклиз.

Месторождения фосфоритов желвакового типа, связанные с глауконит-терригенными фосфоритоносными формациями, в мировом балансе фосфатного сырья имеют небольшое значение (около 3,5 %). Их роль резко возрастает для СССР, где они занимают одно из ведущих мест как по запасам (около 25 %), так и по добыче (10—11 %). Основные их запасы сосредоточены в Восточно-Европейской провинции, в состав которой входят Волжский (месторождения Вятско-Камское, Егорьевское и др.), Днепровско-Донецкий месторождения Полпинское, Трухачевское и др.) и Актюбинский фосфоритовые бассейны, насчитывающие до 250 месторождений. Месторождения желваковых фосфоритов обнаружены в Тунгусско-Вилуйском бассейне, а также известны в Бельгии, Франции, Великобритании (разрабатываются в единичных случаях).

Наибольший практический интерес представляют верхнеюрские, меловые и палеогеновые образования, среди которых выделяются четыре горизонта промышленных руд: волжский, берриасс-валанжинский, сеноманский и сантон-кампанский, сформировавшиеся в условиях гумидного климата, переходного к аридному.

Вятско-Камское месторождение желваковых фосфоритов Волжского бассейна (площадь 1900 км²), расположенное в Кировской области, является типично осадочным биохимическим платформенным. Оно приурочено к глауконит-терригенной мезозойской формации, залегающей практически горизонтально. Продуктивный горизонт мощностью около 6 м содержит два фосфоритовых слоя, разделенных мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песками, слабо сцементированными песчаниками и алевролитами (рис. 52).

На углисто-глинистых породах волжского возраста с размы-
вом залегает нижний фосфоритовый продуктивный слой — ба-
зальный ауцелловый, состоящий из окатанных переотложенных
желваков фосфоритов и фосфатизированных ядер ауцелл; вме-
щающими породами служат плохо отсортированные кварц-глау-
конитовые пески. В отдельных ме-
стах рыхлые отложения слоя сме-
няются плотной фосфоритовой пли-
той. Мощность ауцеллового слоя
0,05—0,8, изредка 1 м.

Второй продуктивный слой —
«желвачный», мощностью 0,5—
1,9 м, представленный бугристыми
(неокатанными) овальными желва-
ками размером до 25 см, заключен-
ными среди кварц-глауконитовых
мелкозернистых песков и слабо
сцементированных песчаников.
Иногда «желвачный» слой разделя-
ется на два-три прослоя.

В составе продуктивного фос-
форитового горизонта участвуют в
основном отложения валанжинско-
го и в меньшей степени волжского
и берриасского ярусов.

По петрографическому составу
среди желваковых фосфоритов раз-
личают глинистые и песчано-глини-
стые кварц-глауконитовые. Основ-
ные породообразующие минералы
фосфоритов (в %): фосфаты (в ос-
новном курскит) 40—95; глауконит
3—32; кварц до 35; кальцит до 3;
сидерит 7—8; глинистые минералы
2—8; пирит 0,5—3,5. В фосфорито-
вых рудах встречаются многочис-
ленные фораминиферы, радиолярии,
спикулы губок и иная фауна. Со-
держание P_2O_5 в руде 11—14 %,
продуктивность более 500 кг/м²,
глубина залегания продуктивного
горизонта до 30 м.

Геохимической особенностью фосфоритов является повышен-
ное по сравнению с кларковыми содержание Ba, Co, Mn, Sr,
Zr, TR.

По условиям образования руды Вятско-Камского месторож-
дения морские биохимические, частично переотложенные. По за-
пасам (2300 млн. т) месторождение относится к весьма круп-
ным. Руды добываются открытым способом. Из желваковых руд

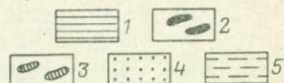
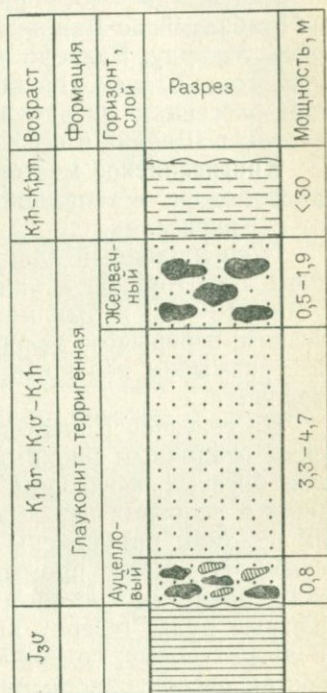


Рис. 52. Разрез фосфоритовой
формации Вятско-Камского
месторождения Волжского
бассейна.

1 — углисто-глинистые горючие
сланцы; 2 — желваковые фосфо-
риты; 3 — фосфатизированные ядра
ауцелл; 4 — кварц-глауконитовые
пески и песчаники; 5 — глины

после первичного обогащения путем грохочения получают фосфоритную муку; попутно добывают строительные глины.

Ракушечные месторождения фосфоритов, приуроченные к органично-терригенным формациям, содержат 1 % мировых разведанных запасов и 5,6 % запасов СССР.

Ракушечные фосфоритовые руды наиболее распространены в Прибалтийско-Ладожском (месторождения Кингисеппское, Тоолсе, Маарду, Раквере и др.), в меньшей мере в Тунгусско-Вилуйском, Алтае-Саянском и Средне-Азиатском фосфоритоносных бассейнах. За рубежом месторождения ракушечных руд известны в Швеции и в США (шт. Юта).

Кингисеппское месторождение фосфоритов площадью 80 км² расположено в западной части Ленинградской области, в 10 км от г. Кингисеппа.

Промышленный пласт фосфоритов (мощность до 5 м) пакеортского горизонта нижнего ордовика погружается к югу под углом 10—15° и выклинивается на севере. Он со стратиграфическим перерывом залегает на среднекембрийских песчаниках и с разрывом перекрывается карбонатными породами среднего ордовика.

По генезису Кингисеппское месторождение относится к морским осадочным биохимическим, возникшим за счет концентрации богатых фосфором раковин *Obolus* в прибрежной части моря в условиях переходного к аридному климата. Раковины и их обломки приурочены к пескам (от мелко- до крупнозернистых). В разрезе промышленного пласта по аналогии с гранулометрическим составом песков выделяются следующие ракушечные руды (сверху вниз): крупно-, средне-, мелкозернистые и детритусовые, содержащие от 3 до 15 % P_2O_5 . Минеральный состав песков однороден; они представлены в основном кварцем, раковинами, реже отмечаются зерна глауконита, полевых шпатов, доломита и пленки фосфата.

Среднее содержание P_2O_5 в руде 5—7 %. Путем флотации руды легко обогащаются — до 28 % P_2O_5 . Первичное содержание MgO в рудах 1—2 %. Отдельные участки промышленного пласта подвержены вторичной доломитизации с образованием плотных вишневого цвета ракушечных руд — песчаников. Эти плотные руды, из-за повышенного содержания MgO и Fe_2O_3 относящиеся к некондиционным, забалансовым, составляют 5—10 % запасов месторождения.

Месторождение отрабатывается открытым способом (вскрыша до 25 м) и частично гидродобычей (при вскрыше свыше 30 м). По запасам Кингисеппское месторождение крупное — более 300 млн. т. Ежегодная добыча 5 млн. т руды с содержанием P_2O_5 7,2 %. На базе ракушечных руд месторождения работает крупный Кингисеппский фосфоритовый комбинат, производящий фосфоритовую муку и аммофос. Отходы обогащения фосфоритов — кварцевые пески — используются для изготовления стекла и строительных целей.

Таблица 6

Промышленная характеристика крупнейших бассейнов зернистых фосфоритов

Фосфоритоносный бассейн	Содержание P_2O_5 в рудах, %	Запасы руд, млн. т	Добыча руды, млн. т
Западно-Сахарский	26—33	10 200	2,0
Марокканский	24—34	40 000	19,3
Алжиро-Тунисский	25—30	19 532	4,5
Египетский	20—28,5	1 420	0,5
Восточно-Средиземноморский	10—32	3 200	2,9

Месторождения, переходные от платформенных к геосинклинальным, характеризуются линейной вытянутостью (прослеживаются на многие сотни километров), терригенно-карбонатным составом формаций, сложенных плотными породами мощностью до нескольких десятков метров. Формации содержат до восьми рабочих пластов зернистых фосфоритов суммарной мощностью до 20 м. Фосфоритовые руды, как правило, богатые с содержанием P_2O_5 24—35 % и продуктивностью месторождений до 25 т/м². Фосфориты и вмещающие их породы залегают горизонтально или осложнены складками и разрывными нарушениями.

Зернистые фосфоритовые месторождения, приуроченные к терригенно-карбонатным формациям, широко распространены и слагают крупнейшие бассейны и месторождения Северной Африки — в Марокко, Алжире, Тунисе, Египте — и Восточного Средиземноморья — в Сирии, Ираке, Иране, Израиле, Турции (табл. 6).

Осадочные механические месторождения образуются в процессе морской абразии ранее сформированных фосфоритов различных генетических типов; приурочены они к терригенно-гlaubконитовым формациям и представлены галечниковыми и конгломератовыми типами руд.

Типичными примерами являются галечниковые и конгломератовые месторождения п-ова Флорида (США) и Подольское (СССР). Хотя в общем мировом балансе на месторождения галечниковых фосфоритов приходится около 1 %, тем не менее промышленное значение отдельных месторождений крайне велико.

В настоящее время месторождения галечниковых фосфоритов п-ова Флорида занимают первое место в мире по добыче. Разведанные запасы фосфоритов превышают 1 млрд. т, а ресурсы оцениваются в 3,5 млрд. т. Различают несколько типов фосфоритов: первичные бедные зернистые в известняках, вторичные рыхлые коры выветривания фосфатонесных известняков и галечниковые. Последние являются основными продуктивными отложениями терригенной песчано-глинистой фосфоритовой формации, мощность которой достигает 15 м. Она состоит из

рыхлых руд с содержанием P_2O_5 10—18 % и галек фосфоритов, содержащих 30 % P_2O_5 . Мощность фосфоритовой залежи и количество галек в фосфорите непостоянны.

Месторождения п-ова Флорида отрабатываются открытым способом при вскрыше от 3 до 15 м. Обогащенный товарный продукт содержит 31—36 % P_2O_5 .

Осадочные континентальные биохимические месторождения гуано представляют собой богатые фосфатами поверхностные скопления (мощность до 35 м) экскрементов морских птиц, летучих мышей и продуктов гниения, встречающихся в современных тропических зонах на океанических островах.

Месторождения выветривания возникают в процессе физического и химического выветривания фосфатсодержащих осадочных и магматических пород. В зависимости от способа накопления месторождения выветривания разделяются на остаточные и остаточно-инфильтрационные.

Остаточные месторождения формируются при накоплении продуктов выветривания на месте разрушения фосфатсодержащего субстрата (месторождение Мау-Кок во Вьетнаме). *Остаточно-инфильтрационные месторождения фосфоритов* встречаются чаще, поскольку выветривание, как правило, сопровождается переотложением продуктов разрушения. Наиболее благоприятным субстратом для образования остаточно-инфильтрационных месторождений являются осадочные карбонатные фосфатные породы (месторождения Ашинское в СССР, шт. Флорида в США); формируются месторождения также на карбонатно-терригенных отложениях (Телекское в СССР). Менее благоприятный субстрат представляет собой фосфатсодержащие изверженные породы.

Фосфориты выветривания локализуются или в отдельных карстовых полостях сложной формы, или в виде плащевидных и линейных залежей на неровной поверхности выветривающихся пород. Наблюдается прямая связь между мощностями и протяженностью исходных карбонатных пород и вторичных фосфоритов.

Наиболее крупные месторождения выветривания приурочены к фосфатсодержащим карбонатным породам, развитым в областях умеренного или тропического климата. В зоне умеренного климата накапливались в основном остаточные фосфориты, поскольку холодные воды преимущественно растворяли $CaCO_3$; в тропических областях поверхностные теплые воды, напротив, растворяли, переносили и переотлагали главным образом P_2O_5 , формируя инфильтрационные фосфориты.

Месторождения выветривания представлены в основном карбонатными и терригенно-карбонатными формациями мощностью десятки — сотни метров, сложенными рыхлыми и каменистыми типами руд с содержанием P_2O_5 10—35 %. Месторождения выветривания небольшие (за редким исключением), имеют подчиненное промышленное значение. Самое крупное месторождение

с запасами около 1 млрд. т расположено в шт. Флорида (США). В районах Сибири известно 10 месторождений выветривания, наиболее крупные из них — Белкинское в Кемеровской области и Телекское в Красноярском крае. На западном склоне Урала находится разрабатываемое Ашинское месторождение.

МИНЕРАГЕНИЯ

Размещение апатитоносных провинций определяют геотектонические факторы. Все месторождения тяготеют к зонам глубинных разломов в пределах областей длительной стабилизации — древних платформ, щитов, срединных массивов. К наиболее протяженным разломам приурочены крупнейшие апатитоносные провинции мира — Карело-Кольская, Маймеча-Котуйская, Бразильская, Восточно-Африканская. Разломы, контролирующие положение апатитоносных комплексов, фиксируются современными грабенами, флексуобразными перегибами, поясами даек щелочных базальтоидов, зонами фенитизации, карбонатизации и окварцевания.

Общность геолого-структурной позиции месторождений различных генетических типов и формаций обусловила их нередкое совместное нахождение в пределах одной провинции. Примером может служить Карело-Кольский регион с апатитоносными карбонатитами и месторождениями апатит-нефелиновой и апатитовой формации.

Апатитовые концентрации, приуроченные к габбро-сиенитовым массивам (месторождение Ошурковское, проявления в Кузнецком Алатау, на Витимском нагорье, Алдане и Кольском полуострове), известны на щитах, срединных массивах, внутригеосинклинальных поднятиях, в пределах которых они локализируются в участках сочленения и пересечения глубинных разломов, нередко фиксированных дайками щелочных базальтоидов. При относительно крупных масштабах отдельных месторождений сырье отличается низким качеством (2—4 % P_2O_5), однако наличие сопутствующих полезных компонентов (титан, железо, хромдиопсид, вермикулит) может несколько компенсировать этот недостаток.

Наиболее важные в промышленном отношении апатит-нефелиновые месторождения (Хибинская группа, Ловозерское на Кольском полуострове) пространственно и генетически связаны с дифференцированными щелочными интрузиями центрального типа, развитыми в зонах активизации древних щитов. Промышленные апатитовые тела концентрируются в участках распространения пород ийолит-уртитовой серии, на контактах их с рисчорритами; наблюдаются они также в зонах брекчирования и гидротермального изменения.

Рудопроизводящими для апатит-магнетитовых и апатит-титаномagnetитовых месторождений являются отчетливо дифференцированные массивы габбро-пироксенитов, пироксенитов,

габбро-сиенитов, анортозитов, размещенные на щитах и в поясе докембрийских платформ. Апатит в таких месторождениях представляет интерес как попутный компонент.

Массивы ультраосновных щелочных пород и карбонатитов с месторождениями апатита также четко контролируются глубинными разломами, особенно узлами их пересечения с разрывными нарушениями более высоких порядков. Количество массивов в пределах отдельных провинций варьирует от одного до нескольких десятков, а площадь выхода, как правило, от 3 до 40 км². Выделяется ряд типов апатитовых руд, наиболее важные промышленные концентрации апатита возникли в поздние стадии формирования массивов.

Выявление закономерностей распространения фосфоритоносных формаций во времени и пространстве производится на основе формационного анализа, который базируется на установленной тесной парагенетической связи между основными факторами и предпосылками накопления и изменения фосфатоносных формаций: стратиграфическими, тектоническими, фациальными, литологическими, климатическими, геохимическими и др.

С карбонатной группой фосфатоносных формаций связаны микрозернистые и зернистые фосфоритовые руды, а также крупнейшие месторождения и бассейны мира. Месторождения микрозернистых руд развиты в Центрально-Азиатской фосфоритоносной провинции, в которую входят бассейны Каратау, Алтае-Саянский и Хубсугульский соответственно раннекембрийского, кембрийско-рифейского и вендского возраста. Они известны также в пермской провинции Северо-Американских Кордильер (бассейны Скалистых гор) и в Северо-Австралийском (Джорджина) среднекембрийском бассейне.

Месторождения зернистых фосфоритов широко распространены в Африкано-Аравийской позднемеловой — палеогеновой фосфоритоносной провинции, в пределах которой выделяют Западно-Сахарский, Марокканский, Алжиро-Тунисский, Египетский и Восточно-Средиземноморский бассейны.

С группой терригенных фосфатоносных формаций связаны желваковые и ракушечные месторождения фосфоритов. Основные запасы подобных фосфоритов сосредоточены в Восточно-Европейской провинции. Ракушечные месторождения фосфоритов известны также на Сибирской платформе в СССР и шт. Теннесси в США.

В геологической истории существовали эпохи, благоприятные для фосфоритонакопления. Морские фосфоритоносные формации занимают определенное стратиграфическое положение, характеризуются конкретными геотектоническими и палеогеографическими условиями образования. Приведенные закономерности размещения месторождений фосфоритов являются прогнозными геологическими предпосылками для их поисков.

СЕРНОЕ СЫРЬЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Среднее содержание серы в земной коре $3 \cdot 10^{-4} \%$. Повышенное содержание ($1,2 \cdot 10^{-3} - 2,4 \cdot 10^{-3} \%$) характерно для глинистых и карбонатных пород. В природе встречается как связанная сера — в виде сульфатов, сульфидов, так и самородная. Она концентрируется также в нефтях, углях, природном горючем газе и некоторых минеральных водах.

Природная сера состоит из смеси четырех устойчивых изотопов с массовыми числами 32, 33, 34 и 36. Преобладают ^{32}S и ^{34}S , причем отношение этих изотопов частично зависит от источника серы. Для эндогенной серы оно составляет обычно 22,1—22,2; для экзогенной 22,2—22,7; для окисленных форм 21,6—22,1.

Самородная сера бывает кристаллической и аморфной. В природе резко преобладает сера ромбической сингонии, устойчивая при температуре ниже $95,5^\circ\text{C}$. Моноклинная сера устойчива при $95,5 - 119^\circ\text{C}$, а аморфная — метастабильна; при нормальной температуре они переходят в ромбическую модификацию. Сера амфотерна, благодаря чему может окисляться и восстанавливаться.

Природная сера содержит изоморфные примеси Se, Te, As, а также механические примеси глинистых минералов и гипса, органических веществ (масла, битумы), влаги и минеральных кислот. Содержание примесей достигает 0,5 % (редко более).

Чистая сера желтая, но примеси, особенно битумы, придают ей бурый, коричневый или черный цвет. Плотность серы при нормальной температуре такова (в г/см^3): 2,07 ромбической; 1,96 моноклинной; 1,92 аморфной. Температура плавления этих модификаций соответственно 110—112,6, 114,5—119 и $114,5^\circ\text{C}$. Твердость 1—2. Тепло- и электропроводность серы очень низкие. Сера практически нерастворима в воде и кислотах, но хорошо растворяется в сероуглероде, нефти, бензине и многих других органических жидкостях.

Наиболее важные соединения серы — сернистый ангидрид SO_2 , сероводород H_2S и серная кислота H_2SO_4 .

Источниками элементной серы и сернистого ангидрида служат следующие виды сырья: самородная сера, нефть и природные горючие газы, сульфидные руды различных металлов, сульфатные руды (гипсы и ангидриты), битуминозные пески и ископаемые угли.

Месторождения самородной серы эксплуатируются карьерами или путем подземной выплавки серы (ПВС). Шахтной отработке руд препятствуют легкая воспламеняемость серы, выделение из руд ядовитых сернистых газов и взрывчатость тонкодисперсной серной пыли. Метод ПВС, называемый за

рубезом фраз-методом, заключается в подаче через скважины, пробуренные по определенной сети, в рудное тело перегретой (165°C) воды, которая расплавляет серу на месте залегания. Затем жидкая сера с помощью сжатого воздуха выдавливается на поверхность. ПВС позволяет исключить дорогие и опасные горные работы и фабричную переработку руды, автоматизировать процесс добычи. Однако этот метод применим лишь при определенных горно-геологических условиях, требует значительного количества воды при обязательной непрерывной подаче ее в скважины, а также сопровождается значительными потерями серы в недрах.

В настоящее время теоретически разработаны и испытываются новые геотехнологические методы добычи серы: подземное сжигание серы и подземная высокочастотная выплавка серы (ПВВС).

Нефть содержит от 1 до 5 % растворенной серы, которая извлекается при крекинге и других процессах переработки. Повышенное содержание серы отмечается в тяжелых нефтях. В составе природных горючих газов постоянно присутствует сероводород, количество которого (по объему) изменяется от долей процента до 20 %, а иногда даже до 84 % — месторождение Пэнтер-Ривер в Канаде. Сера, получаемая из природных газов и нефтей, называется восстановленной или регенерированной. Она характеризуется высокой чистотой (99,5—99,9 %), дисперсностью и низкой себестоимостью. Удаление серы из газа снижает выбросы серных соединений в атмосферу при его сжигании и уменьшает коррозию газопроводов.

Месторождения пирита широко распространены во многих странах; реже встречаются месторождения пирротина. При переработке сульфидных руд таких месторождений получают серную кислоту, сжиженный сернистый ангидрид и элементарную серу. Значительное количество сернистого ангидрида выделяется с промышленными газами металлургических заводов при плавке сульфидных руд меди, свинца, цинка, никеля и других металлов. Концентрация SO_2 в этих газах составляет 0,3—1,5 %, иногда достигает 30 %. Извлечение сернистого ангидрида препятствует загрязнению воздуха и повышает комплексность использования сульфидных руд.

Месторождения гипса и ангидрита эксплуатируются лишь в некоторых странах, что обусловлено высокой стоимостью извлечения серы из этих руд. Битуминозные пески стали использоваться в последние годы для получения нефти и серных соединений. Этот вид сырья имеет для добычи серы малое значение.

В ископаемых углях сера содержится в виде сульфидов (пирит и марказит), в значительно меньших количествах — в элементарной форме, химически связанной с угольным веществом, и в сульфатах. Содержание серы в углях варьирует от 0,5 до 9,4 %. При сжигании угля в топках тепловых электростанций и других энергетических предприятий концентрация SO_2 в отхо-

дящих газах составляет лишь 0,—0,3 %, что затрудняет его извлечение. Получают серу из промышленных газов при термической переработке углей (коксовании, газификации и т. п.). Следует подчеркнуть, что в настоящее время в мире выбрасывается в атмосферу около 220 млн. т SO_2 в год.

Наибольшее количество серного сырья (70—90 %) используется для получения серной кислоты. От 30 до 50 % серной кислоты расходуется на изготовление фосфорных (суперфосфаты), азотных и частично калийных удобрений. Следующие по значению области потребления серной кислоты — производство различных химикатов (кислот, солей и др.) и очистка нефтепродуктов. Серную кислоту используют также при выработке красок и пигментов, синтетических волокон (вискоза и др.), взрывчатых веществ, мыла и моющих средств, глюкозы, пластмасс, искусственного каучука, в процессах травления стали, опреснения воды и в других отраслях промышленности.

Сера и сернистые соединения используются в целлюлозно-бумажной промышленности для получения целлюлозы, в химической — при производстве химических волокон, красителей и других продуктов, в резиновой — для вулканизации каучука, в фармацевтической — для изготовления сульфопрепаратов и мазей, в пищевой и текстильной — в качестве дезинфицирующего, консервирующего и отбеливающего агента. Элементарная сера и сернистые препараты служат микроудобрениями и хорошими инсектицидами — средствами борьбы с вредителями хлопчатника, картофеля, чая, виноградников. Сера применяется в производстве спичек и пиротехнике.

К второстепенным потребителям серы относятся стекольная промышленность, производство кожезаменителей, кислотоупорных цементов, замазок и многие другие. Новыми областями использования серы является производство серных асфальтов, бетонов, керамики и изоляторов, пенистой серы, серных покрытий. Потребление серы, имеющей обширные сферы применения, служит показателем относительного уровня промышленного развития стран.

Оценка месторождений самородной серы зависит от содержания серы в руде, минерального состава вмещающих пород, запасов руд их структурно-текстурных особенностей, количества вредных примесей и горно-технических условий эксплуатации. По содержанию серы руды делятся на богатые (более 25 %), средние (10—25 %) и бедные (5—10 %). По размерам зерен сера в рудах может быть скрыто- (менее 0,01 мм), тонко- (0,01—0,1) и крупнокристаллической (0,1—15). В зависимости от состава сероносных пород различают известняковый, глинистый, мергелистый, песчаный, гипсовый, опалитовый, кварцитовый типы руд самородной серы. Текстуры разновидности руд следующие: полосчатые, вкрапленные, прожилково-, гнездово-вкрапленные и дисперсные. Вредными примесями в самородной сере являются гипс, битумы, мышьяк, селен. Сера, идущая

шая на производство серной кислоты, должна содержать не более 5 % примесей, в том числе не более 1 % органических веществ. Особо жесткие требования предъявляются к сере, используемой при изготовлении вискозы (вредны битумы и мышьяк), целлюлозы ($Se < 0,05 \%$), резины (мышьяка и битумов—следы), фармацевтических препаратов, пороха (недопустим песок).

Для месторождений СССР, обрабатываемых карьерами, минимальные промышленные содержания серы таковы: среднеблоковое 6—10 %, бортовое 5—8 %. В европейских странах минимальным считается 10 %-ное содержание серы.

Богатые руды (более 25 % серы) идут прямо на переработку, а бедные обогащаются при помощи флотации. Сера из руд или концентратов выплавляется в автоклавах перегретым паром. Реже применяются дорогие и сложные термический и экстракционный методы извлечения серы. Минимальная мощность рудного тела 0,5—1 м, а коэффициент вскрыши может составлять 20—40.

Достаточно жесткие требования предъявляются к месторождениям, обрабатываемым методом ПВС; основными из них являются водопроницаемость сероносных пород и непроницаемость покрывающих и подстилающих пород, содержание серы более 10 %, извлечение серы не менее 40 %.

Месторождения самородной серы относятся к весьма крупным при запасах более 50 млн. т, крупным 10—50 млн. т, средним 1—10 млн. т, мелким — менее 1 млн. т.

Серодобывающие предприятия выпускают комовую, гранулированную и молотую серу. К потребителям сера транспортируется в пластинах, отливках и в жидком виде. Особенно прогрессивен последний способ перевозки, позволяющий исключить потери и загрязнение серы, автоматизировать погрузочно-разгрузочные работы.

Для пиритовых руд минимальное содержание серы 25 %. При содержании серы менее 38 % руды подвергаются обогащению. Крупные месторождения имеют запасы пирита более 5 млн. т, средние 0,7—5 млн. т, мелкие — менее 0,7 млн. т. Сернистый ангидрид извлекается из отходящих газов металлургических заводов, перерабатывающих сульфидные руды цветных металлов, при содержании его 3 % и более. При меньших содержаниях (0,5—3 % SO_2) требуется стадия концентрирования сернистого ангидрида, что существенно удорожает процесс.

Общие запасы самородной серы в капиталистических и развивающихся странах около 1 млрд. т, в том числе запасы некоторых стран (в млн. т): Ирака 335, США 150, Чили 100, Мексики 90, Японии 60, Филиппин 60, Иордании 35. Из этого количества около 200 млн. т приходится на вулканогенную серу (Чили, Япония, Филиппины). Мировые запасы пирита оцениваются в 1,9 млрд. т, в том числе запасы (в млн. т): Саудовской Аравии 640, Испании 575, Японии 111, Индии 82, Канады 73, Норвегии 70.

Запасы серы в нефти и горючих газах около 1,25 млрд. т; 70 % из них приходится на запасы стран Ближнего Востока. Крупными запасами обладают также Канада и США.

Запасы серы в сульфидах цветных металлов исчисляются многими сотнями миллионов тонн. Огромны также запасы серы в углях (ориентировочно 22 млрд. т), гипсах и ангидритах (7—8 млрд. т), битуминозных песках Канады (более 2 млрд. т).

Мировая добыча серы в 1980 и 1981 г. составляла соответственно 54,0 и 54,2 млн. т. В СССР основным источником служат месторождения самородной серы, разрабатываемые карьерами и методом ПВС (Язовское и Гаурдакское месторождения). Все больше серы дают газоперерабатывающие заводы (Оренбургский и Мубарекский) и металлургические заводы Минцветмета СССР. В Польше, имеющей значительные запасы серы, главный способ ее добычи — ПВС.

В капиталистических и развивающихся странах в 1980 г. получено около 39 млн. т серы, в том числе фраш-серы 8,9 млн. т; восстановленной из газов и нефти — 17,3 млн. т; из пирита — 4,3 млн. т; из металлургических газов — 6,1 млн. т. Основные производители фраш-серы — США (6,3 млн. т), Мексика и Ирак, восстановленной серы — Канада (более 6 млн. т), США (4,1 млн. т), Франция (около 2 млн. т); серы из пирита — Испания (около 2 млн. т.), Япония, Италия, ЮАР. Серу из металлургических газов извлекают Канада, США, Австралия, Япония, Финляндия и др. Небольшое количество серы получают из гипса и ангидрита в США и Англии (300 тыс. т в год), из битуминозных песков в Канаде (100 тыс. т), из газов коксохимических батарей — в ряде стран (1,4 млн. т). В последние годы наблюдается уменьшение добычи фраш-серы и серы из пирита при росте извлечения ее из нефти, природных и промышленных газов.

Цена технической серы в США — от 60 до 240 дол./т (в среднем — 114 дол./т).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Серное сырье весьма разнообразно и формируется в результате различных геологических процессов, но промышленные скопления самородной серы являются продуктами вулканической деятельности и биохимических процессов, что позволяет выделить два основных генетических типа месторождений.

Вулканогенно-гидротермальные месторождения пространственно и генетически тесно связаны с молодым или современным наземным вулканизмом. Источником серы являются вулканические газовые и жидкие эманации. Практически все промышленно интересные месторождения расположены в пределах Тихоокеанского вулканического пояса длиной более 30 тыс. км, хотя отдельные мелкие серопроявления есть и в Средиземноморье (о-в Низирос и др.). В пределах этого пояса большинство

месторождений серы приурочено к внутренним вулканическим дугам, которым свойствен андезитовый состав вулканитов. Среди рудовмещающих пород наиболее распространены сравнительно кислые андезиты гиперстеновой серии: двупироксеновые, гиперстеновые, кварцевые и роговообманковые; особенно широко развиты аналогичные им по химизму продукты извержений взрывного типа: туфобрекчии, туфы, лавобрекчии. Андезитовые лавы и связанные с ними газы наиболее обогащены серой по сравнению с продуктами вулканизма иного состава.

Самородная сера отлагается на границе сред с восстановительными и окислительными условиями, а именно там, где сероводородсодержащие вулканические газы и растворы окисляются фильтрующимися на глубину поверхностными водами [8]. В такой зоне смешения вод физико-химическая обстановка достаточно неустойчива и может становиться то более окислительной, что приводит к формированию сульфатов типа алунита, то более восстановительной, способствующей появлению сульфидов.

В размещении серных залежей важная роль принадлежит также тектоническому и литологическому факторам. Залежи размещаются вдоль разломов и зон трещиноватости в породах с повышенной пористостью (туфах, туфобрекчиях), т. е. в участках, наиболее проницаемых для вулканических эманаций. По глубине становления руд выделяют приповерхностные и поверхностные вулканогенные месторождения серы.

Приповерхностные месторождения серы возникают на глубинах до 350 м от поверхности. Они обычно приурочены к склонам, подножьям и кальдерам стратовулканов или к межвулканическим впадинам. Рудные тела локализуются в слоях пористых пирокластических пород на пересечении их разломами и зонами трещиноватости. Кровля рудных тел представлена пепловыми туфами или плотными лавами. Форма рудных тел штоко-, линзо-, реже пласто- и трубообразная; размеры: длина 250—1300 м, ширина 50—950 м, мощность 10—150 м. Рудовмещающие породы — андезиты, их туфы и туфобрекчии — под действием сернокислых вулканических растворов превращены во вторичные кварциты с серой, а глубже — в пропилиты с монтмориллонитом и редкой вкрапленностью серы. Вторичные кварциты сложены кварцем или опалом, серой, алунитом и каолинином. К второстепенным минералам относятся пирит и марказит, иногда рутил и барит.

На месторождениях четко выражена вертикальная и горизонтальная зональность. Первая заключается в смене сверху вниз следующих разновидностей (фаций) вторичных кварцитов: моноопаловая (монокварцевая) → серная → алунитовая → каолиновая (рис. 53, а). Горизонтальная зональность проявляется в смене фаций от раствороподводящего канала — разлома или трещиноватой зоны в обе стороны (симметрично) в такой последовательности: монокварциты (опалиты) или сер-

ные кварциты→серно-алунитовые кварциты←каолининовые кварциты→серицитовые кварциты с пиритом→гидрослюдистомонтмориллонитовые породы→пропилиты (рис. 53, б). Возникновение зональности обусловлено изменением кислотности растворов: от ультракислых (рН 1—3) в зонах разломов на малых глубинах до слабокислых и нейтральных на удалении от подводящих каналов и на глубине.

Наиболее богаты серой (30—35 % и более) серные кварциты, в алунитовых и каолининовых разностях содержание серы

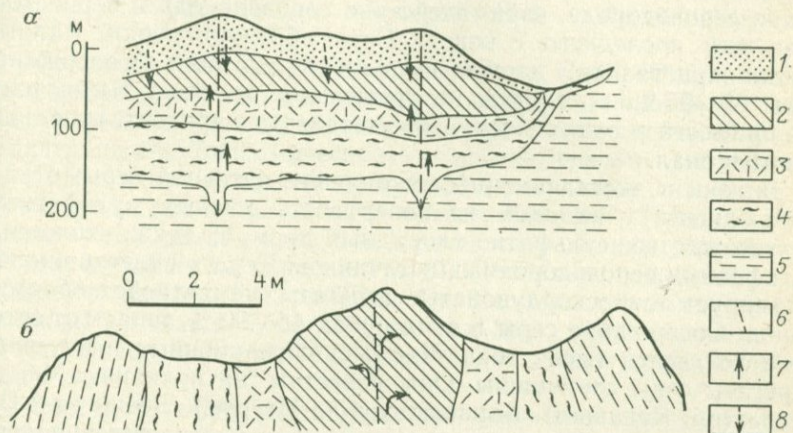


Рис. 53. Схема вертикальной (а) и горизонтальной (б) зональности участка Серное Кольцо месторождения Заозерное. По Г. М. Власову.

1 — монокварциты; 2—3 — кварциты: 2 — серные, 3 — алунитовые; 4 — каолинизированные породы (каолинит-опаловые, кварц-каолинит-гидрослюдистые и др.); 5 — пропилиты и пропилитизированные андезиты; 6 — разломы; 7—8 — пути движения; 7 — вулканических газов и гидротерм, 8 — метеорных вод

лишь местами достигает 25 %. Сера сформировалась метасоматическим образом и частично путем заполнения пустот, поэтому многие исследователи, например Г. М. Власов, называют эти месторождения импрегнационно-метасоматическими. Руды имеют массивную, очковую, псевдобрекчиевую, полосчатую или прожилковую текстуру. Попутно с самородной серой на месторождениях можно добывать пирит-марказитовые руды, алунит, гипс и ангидрит. Перспективно использование глинистых минералов как керамического сырья, кварцитов для стекольной промышленности, рутила. На нижних горизонтах месторождений часто развиты киноварь, реальгар, аурипигмент, антимонит. Запасы серы в отдельных приповерхностных месторождениях достигают десятков миллионов тонн.

К этому подтипу относятся месторождения Камчатки и Курильских островов (Новое, Заозерное, Малетойвайское, Ветровайское и др.), Японии (Мацуо, Адзума и др.), Чили, Перу и Филиппин.

Поверхностные месторождения значительно уступают по размерам месторождениям предыдущего подтипа. Они формируются из газовых или водных растворов на современных вулканах, в кратерных озерах, иногда путем переплавки серы в серные потоки. Соответственно можно выделить несколько разновидностей месторождений.

Сублимационные (эксгальационные) месторождения возникают на вулканах с сольфатарной деятельностью. Сера отлагается из газов на стенках кратеров, трещин при неполном окислении сероводорода, взаимодействии сероводорода и сернистого газа или последнего с водой. Сера образует корки, налеты, щетки кристаллов, жилки выполнения трещин. Содержание серы 80—95 %, но запасы не превышают десятков тысяч тонн. Из примесей в рудах могут присутствовать марказит, гипс, каолинит и опал.

Близки к эксгальационным скопления натечной серы, откладывающиеся у выходов на поверхность кислых сульфатных, сильно кислых сульфатно-хлоридных терм, а также холодных сульфатных сероводородных источников. Сера в смеси с опалом формирует тонкоскорлуповатые агрегаты, цементирует обломки пород. Содержание серы в этих рудах 45—90 %, запасы от сотен тонн до десяти тысяч тонн. Часто сублимационные и натечные агрегаты серы совмещены. Они известны на вулканах Менделеева (о-в Кунашир), Баранского (о-в Итуруп), Эбеко (о-в Парамушир) и др. Вулканогенно-осадочные месторождения серы в кратерных озерах образуются в результате выделения на дне озер вулканических сероводородных газов или вод. Сера осаждалась при окислении сероводорода, при этом вместе с ней накапливались опал, кристобалит, глинистые минералы, алунит, гипс, марказит, а также вулканический пепел. Возникали серные илы, слагающие линзы длиной до сотен метров и мощностью от нескольких метров до 70 м. Руды обычно параллельно- или волнисто-слоистые. Размеры частиц серы 0,01—0,1 мм. Содержание серы от 25 до 50 %. Запасы серы в единичных случаях достигают 1 млн. т.

Известны как современные кратерные залежи, так и погребенные плотные руды. Сероносные илы есть в СССР в кратерных озерах Кипящем (о-в Кунашир), Эбеко (о-в Парамушир), Мутновской Сопки (п-ов Камчатка); за рубежом — Телага Бодас (Индонезия), Икспако (Гватемала), Наруго (Япония).

Серные потоки на действующих вулканах наблюдаются довольно часто, но лишь в единичных случаях они имеют промышленное значение. Вероятно, источником серы послужили метасоматические (приповерхностные) и иные залежи, из которых сера была выплавлена при усилении вулканической деятельности. Форма серных потоков языковидная, клинообразная. Крупнейший в мире поток вулкана Сиретоко (Япония) имел длину 1500 м, ширину в нижней части 20—25 м при мощности до 5 м. Сера обычно скрытокристаллическая, грязно-зеленого

цвета. Примеси (до 10 %) — случайные включения (обломки пород, древесина). Небольшие серные потоки наблюдались на вулканах Менделеева, Эбеко, Билибина и др.; в Японии — из кратеров Якеяма, Курикома.

Следует подчеркнуть, что поверхностные скопления серы могут указывать на возможность выявления на глубине значительно более крупных метасоматических залежей серы во вторичных кварцитах.

Экзогенные месторождения составляют около 90 % мировых запасов и обеспечивают примерно 95 % добычи самородной серы.

Согласно генетической классификации Н. П. Юшкина, экзогенные месторождения самородной серы разделяются на сингенетические (осадочные биохимические) и эпигенетические (инфильтрационно-биохимические). Сингенетические месторождения образуются в водных бассейнах в результате окисления сероводорода при участии серо- или тиобактерий. Продукт окисления — самородная сера накапливается в донных отложениях. К сингенетическим относятся в СССР мелкие залежи Красноводского района в Туркмении, оз. Балхаш, серных озер Поволжья, а также озер Ливии, оз. Эйр в Австралии и др. В настоящее время они по существу не имеют промышленного значения.

Эпигенетические месторождения возникают в результате следующих процессов: окисления сероводорода свободным или растворенным в поверхностных водах кислородом; разложения гипса растворами хлористого натрия, редукции перешедшего в раствор сульфат-иона и окисления сероводорода кислородом инфильтрационных вод (при участии тиобактерий) с последующим отложением серы на месте растворенного гипса; редукции гипсового кепрока соляных штоков сульфатредуцирующими бактериями с образованием сероводорода и кальцита, последующего окисления сероводорода до элементной серы и ее накопления в кальцитовой зоне кепрока; неполного химического или бактериального окисления сульфидов с выделением элементной серы.

Важные в практическом отношении эпигенетические месторождения серы находятся на побережье Мексиканского залива на территории США и Мексики (Салфэр, Биг-Хилл и др.), в Сицилии, Испании, на юге Франции, в Ираке (Мишрак), Польше (Тарнобжег, Гжыбув) и других странах. Наиболее крупные эпигенетические месторождения СССР сосредоточены в Прикарпатье (Роздол, Язовское, Немировское и др.), Куйбышевской области (Сырейско-Каменнодольское, Водинское, Алексеевское), в Средней Азии (Гаурдак, Шорсу, Чангырташ).

Эпигенетическим месторождениям свойственно значительное разнообразие масштабов, форм и состава руд. А. С. Соколов предложил выделять по морфологическим признакам следующие подтипы эпигенетических месторождений серы:

1) солянокупольные — приуроченные к кепрокам соляных куполов; 2) пластовые и пластообразные; 3) линзовидные и гнездовые.

Из солянокупольных месторождений добывают около 80 % всей самородной серы. Соляные купола развиты во многих странах, в том числе и в СССР, однако связанные с ними промышленные месторождения серы известны только вдоль северного и западного побережий Мексиканского залива на территории США (штаты Техас и Луизиана) и Мексики.

Солянокупольные месторождения серы в этом районе приурочены к области сочленения относительно опущенной при-

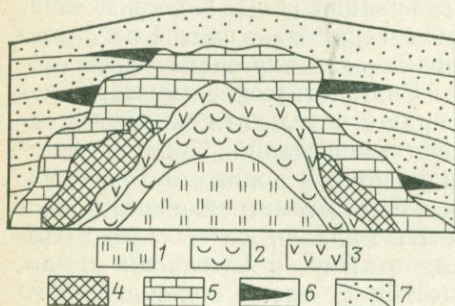


Рис. 54. Разрез типичного соляного купола с хорошо развитым кепроком. По Р. Тодду и др.

1 — соляной шток; 2—5 — зоны: 2 — ангидритовая, 3 — гипсовая промежуточная, 4 — кальцитовая сероносная, 5 — кальцитовая; 6 — нефть; 7 — осадочные породы, дислоцированные при образовании соляного купола

брежной равнины с поднятым континентальным блоком. Мощный (до 20 км) пологозалегающий комплекс неогеновых и четвертичных отложений прибрежной равнины пронизан солянокупольными структурами; часть куполов с залежами серы находится на дне Мексиканского залива.

Соляные штоки расположены на различной глубине — от 50 до 800 м, они прорывают все вмещающие осадочные породы, вплоть до самых молодых — плейстоценовых. Форма штоков в плане приближается к овальной или круглой;

диаметр от нескольких сотен метров до 5 км. Склоны соляных куполов обычно крутые, почти вертикальные. Часто встречаются грибообразные или односторонне нависающие формы.

Соляные штоки состоят из галита (90—95 %) и ангидрита (5—10 %). Непосредственно над ними залегают породы кепрока (рис. 54) мощностью от нескольких метров до 300 м (иногда и более). Как правило, кепрок состоит из трех зон: нижней ангидритовой, промежуточной гипсовой и верхней кальцитовой. Нередко в кальцитовой зоне локализуются промышленные залежи нефти.

В сероносных кепроках основная масса серы приурочена к кальцитовой или к промежуточной гипсовой зонам, где она заполняет трещины и каверны в пористой вмещающей породе. В ангидритовой зоне сера встречается редко, а в соляном штоке отсутствует. Содержание серы в руде от 20 до 50 %.

В серных залежах отмечается повышенное количество стронцианита и целестина (до 35 %), местами — барита (до 30 %). Распространены в кепроках пирит, галенит, сфалерит, алабан-

дин, халькозин, халькопирит, марказит, однако содержание сульфидов редко превышает 1 %. Развита каверны с углекислотой, метаном, сероводородом, нефтью; характерны рассолы, нагретые до 80 °С. Месторождения, связанные с кепроками, в том числе подводные, обрабатываются методом ПВС.

Предполагается, что при проникновении поднимающихся соляных штоков в область циркуляции грунтовых вод в первую очередь формировались ангидритовая зона кепрока за счет растворения и выноса галита, уплотнения менее растворимого ангидрита, входившего в состав соляного штока. В дальнейшем при взаимодействии пород ангидритовой зоны с нефтяными водами часть ангидрита гидратировалась и переходила в гипс, а часть растворялась в воде с образованием активных ионов Ca^{2+} и $[\text{SO}_4]^{2-}$. Присутствие углеводородов нефти и, очевидно, сульфатредуцирующих бактерий стимулировало восстановление сульфатов до сероводорода по схеме: $\text{CaSO}_4 + 2\text{C}_{\text{орг.}} + 2\text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{S} + \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$. Окисление сероводорода приводило к отложению самородной серы в ассоциации с кальцитом. Реальность такой генетической модели подтверждается постепенным переходом от ангидритовой зоны к кальцитовой, обязательным присутствием нефтяных углеводородов во всех структурах, имеющих в составе кепрока кальцитовую зону, наличием здесь же сероводорода и другими данными.

Пластовые и пластообразные месторождения серы известны и эксплуатируются во многих странах мира. Обычно они тесно связаны с лагунно-морскими отложениями сульфатно-карбонатного состава. Осернение приурочено к определенным пачкам и пластам карбонатных пород — известняков, доломитов, мергелей, контактирующих или пересланяющихся с сульфатными породами — гипсами, ангидритами. Мощность согласных пластовых и пластообразных тел сероносных пород от нескольких дециметров до первых десятков метров.

На Язовском месторождении (Прикарпатье) продуктивны известняки верхнетортонского подъяруса неогена (днестровский горизонт), подстилаемые гипсами и ангидритами того же возраста. Перекрывающие сероносный горизонт отложения представлены известняками, мергелями и песчано-глинистыми породами нижнесарматского подъяруса. Сероносные известняки образуют сложную пластообразную залежь, полого погружающуюся на северо-запад; это высокопористые, кавернозные, трещиноватые породы. Пустоты выполнены вторичным кальцитом, самородной серой, редкими выделениями целестина и барита. Мощность залежи резко изменчива — от 0,6 до 30 м.

Месторождение Шорсу в Узбекистане приурочено к северному крылу антиклинали, сложенной сульфатно-карбонатной толщей палеогена. Промышленное осернение локализовано в нижнепалеогеновых доломитизированных битуминозных известняках бухарского яруса (горизонт k) и в мергелях сузакского яруса (горизонт l—k). Главное месторождение Шорсу

состоит из двух пластообразных залежей осерненных пород мощностью от 4 до 18 м (рис. 55). Продуктивность осернения с глубиной заметно снижается. Осерненные породы обоих продуктивных горизонтов (к и 1—к) по простиранию и падению сменяются огипсованными породами, отдельные безрудные гипсовые линзы встречаются внутри рудного тела. Предполагается, что процесс серообразования связан с локальным замещением

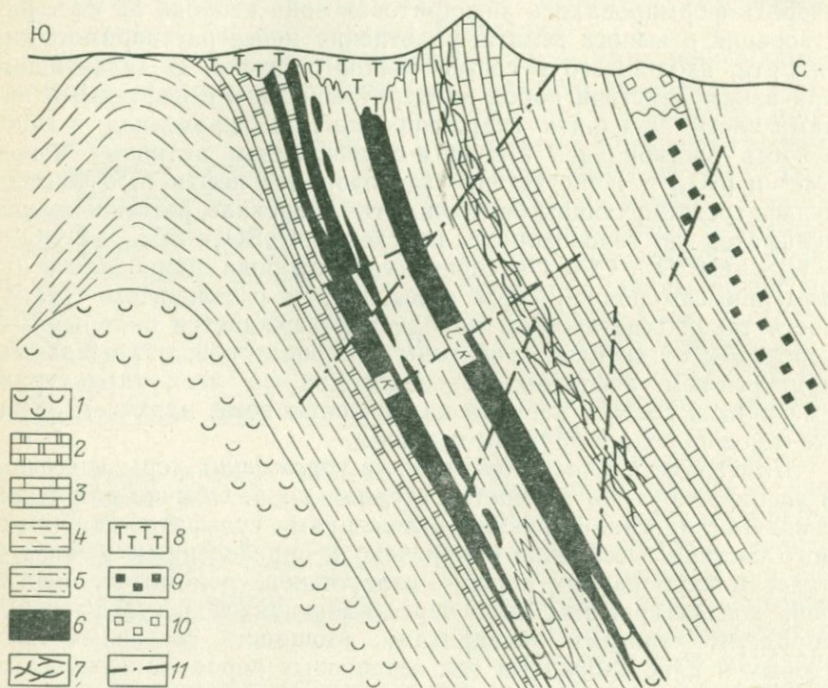


Рис. 55. Схематический разрез серного месторождения Шорсу.

1 — гипсы; 2 — доломитизированный известняк; 3 — известняк; 4 — глины и мергели зеленые; 5 — красноцветные мергели; 6 — серные залежи; 7 — прожилки серы; 8 — зона окисления серных руд; 9 — озокеритовая залежь; 10 — зона окисленного озокерита; 11 — разрывные тектонические нарушения

серой гипсовых слоев непосредственно на месте их залегания, т. е. сера имеет эпигенетический характер.

Исходные для серообразования сульфатоносные отложения имеют различный возраст: пермский (Среднее Поволжье), позднелурский (Гаурдак), палеогеновый (Шорсу), неогеновый (Прикарпатье). Известны месторождения, где серообразование продолжается в настоящее время (Шорсу, Гаурдак, Трускавец).

В пластовых и пластообразных месторождениях высокосортные руды со средним содержанием серы 25 % и более возникают путем замещения чисто сульфатных пород — ангидритов и гипсов (Прикарпатье, основные залежи Гаурдака, месторож-

дение Мишрак в Ираке). Руды более низкого качества (12—14 % серы) формируются по сульфатоносным породам смешанного состава, например доломит-сульфатным (Среднее Поволжье) или мергельно-сульфатным (Шорсу).

К серным рудам относятся образования, содержащие не менее 5 % серы. Выделяются известняковые, известняково-песчаные, гипсово-известняковые и другие литологические типы руд, однако 90—95 % запасов серы сосредоточено в известняковом типе.

Главными рудообразующими минералами являются кальцит и сера. Кроме того, в рудах содержатся глинистые минералы (1—6 %); остальные компоненты (гипс, целестин, барит, органическое вещество и др.) присутствуют в количествах, не превышающих 2 %.

Сера обычно представлена двумя разновидностями — ранней скрытокристаллической, слагающей крупные агрегаты или тонко распыленной в известняке, и явнокристаллической более поздней, формирующей агрегаты, иногда друзы кристаллов в кавернах в ассоциации с поздним кальцитом.

Практически на всех серных месторождениях встречаются, хотя и в небольшом количестве, газообразные, жидкие и твердые углеводороды, твердые битумы нередко окрашивают серу в коричневый и черный цвет.

Большинство *линзовидных и гнездовых месторождений* по условиям залегания, составу руд и вмещающих пород аналогичны пластообразным месторождениям; отличаются они морфологией и меньшими размерами рудных залежей. К этому же подтипу относятся довольно широко распространенные небольшие сероносные квасцовые, опалитовые, гипсовые залежи, возникшие в процессе сернокислотного выветривания в районах аридного климата. Мощность тел и концентрация серы очень не выдержаны даже на весьма небольших расстояниях. Запасы серного сырья на таких месторождениях незначительны, однако небольшая глубина залегания, наличие участков с высоким содержанием серы допускают в ряде случаев их промышленное освоение. В СССР такие месторождения известны в Средней Азии (Камышбашинское и Октябрьское), Крыму (Чекур-Кояшское), Нижнем Поволжье (Айзичагыл).

В настоящее время доказано, что все крупнейшие месторождения серы — инфильтрационно-метасоматические. Они возникают за счет серы сульфата кальция (ангидрита, гипса) карбонатно-галогенных формаций и являются продуктами замещения этих сульфатов новообразованиями серы и кальцита. Сера выделяется в зоне гипергенеза в результате бактериальной сульфатредукции (при участии битумов), последующего окисления формирующегося при этом сероводорода и накапливается вместе с вторичным кальцитом, замещающим ангидрит и гипс. Следовательно, сульфатные породы служат основным источником серы в рудах и одновременно средой ее локализации.

Залежи серы в сульфатных и сульфатоносных пластах тяготеют к тем участкам, которые контактируют с водонефтегазонасными горизонтами — проводниками серообразующих растворов. В разрезах, где сульфатные пласты перемежаются с песчаниками и глинистыми породами, промышленных скоплений серы обычно не отмечается. Это предопределено тем, что терригенные породы содержат значительные количества реакционноактивных форм металлов, связывающих образующийся сероводород с выделением сульфидов.

Давно подмеченная приуроченность месторождений серы к нефтегазонасным бассейнам обусловлена генетической связью самородной серы с углеводородами, последние служат энергетическим резервом, обеспечивающим бактериальную сульфатредукцию. Г. А. Беленицкая [20] отмечает, что наиболее благоприятны для массового серообразования углеводороды, резко обогащенные серой, в частности высокосернистые нефти и конденсаты.

Многочисленными исследованиями доказана важная роль в становлении серных месторождений структурных факторов. Она проявляется в приуроченности залежей серы к антиклиналям, брахиантиклиналям, причем лишь таким, свод которых разрушен и отсутствует непроницаемая покрывка, т. е. открытым в гидродинамическом отношении. Положение месторождений контролируется зонами крупных разрывных нарушений, а отдельных залежей — разрывами более высоких порядков, по которым поступали растворы в сульфатсодержащие горизонты.

Месторождения серосодержащего сырья. Важное значение в настоящее время приобретают высокосернистые (более 2 %) нефти и битумы, а также сероводородсодержащие природные горючие газы. Крупные месторождения высокосернистой нефти известны в Мексике — Эбано-Пануко (5,38 % серы) и Наранхос-Серро (3,8 %), Саудовской Аравии — Манифа (3 %), Кувейте — Бурган (2,5 %) и в других странах. В СССР повышенные содержания серы установлены в нефти Арланского (3,15 %), Ромашкинского (1,7 %) и некоторых других месторождений. Месторождения обогащенных сероводородом горючих газов открыты в СССР, Канаде, Франции и ряде других стран. В СССР наибольшие запасы газовой серы сосредоточены в провинциях платформенного типа (Волго-Уральская и Среднеазиатская).

Значительное количество серы и серной кислоты получают при переработке колчеданных руд, в составе которых резко преобладают сульфиды железа (пирит, пирротин, марказит), присутствуют сульфиды меди (халькопирит, борнит), цинка (сфалерит), свинца (галенит) и др. Залежи колчеданных руд, имеющие форму пластов, линз, штоков и жил, формируются в тесной связи с эвгеосинклинальным вулканизмом, в период активной деятельности поствулканических металлоносных газовых и жидких растворов. Часть колчеданных руд возникает метасо-

матическим путем при просачивании растворов сквозь толщу вулканических пород, другая часть — на дне моря, образуя вулканогенно-осадочные залежи. Содержание серы в массивных колчеданных рудах 40—50 %, во вкрапленных существенно ниже.

В ряде стран организовано производство серы из природных сульфатов (ангидрит, гипс, алунит). Наиболее крупные залежи сульфатов имеют осадочное происхождение, они накапливаются на дне солеродных морских бассейнов в условиях аридного климата. Некоторые природные сульфаты (алунит) формируются при сольфатарной деятельности вулканов.

Содержание серы в углях и горючих сланцах, где она представляет собой вредную примесь, может достигать нескольких процентов. Так, в углях Подмосковского бассейна содержание серы, связанной с включениями пирита и марказита, изменяется от 1 до 9,6 %; наиболее обогащенные серой разности этих углей используются для попутного получения серной кислоты. Однако в большинстве угольных бассейнов содержание серы относительно невысокое и весьма непостоянное (Донбасс 1,0—4,5 %; Карагандинский бассейн 1,0—3,5 %; Кузбасс 0,1—0,6 %), поэтому извлечение серы из углей в широких масштабах в настоящее время экономически неэффективно.

МИНЕРАГЕНИЯ

Все вулканогенные месторождения серы расположены в Тихоокеанском вулканическом поясе, а в его пределах — во внутренних вулканических дугах в районах развития позднеплиоцен-древнечетвертичных и современных вулканов с лавами андезитового состава. Выделяются три крупные сероносные провинции: Восточно-Азиатская, совпадающая с одноименным альпийским складчатым поясом, объединяющая месторождения Камчатки, Курильских островов, Японии, Индонезии и Филиппин; Кордильерская, приуроченная к геосинклинальной области Северо-Американских Кордильер, включающая немногочисленные и мелкие месторождения серы; Андийская, охватывающая Южно-Американские Кордильеры и характеризующаяся крупными запасами серы (Чили, Перу).

Экзогенные месторождения серы сконцентрированы в следующих сероносных провинциях: Мексиканского залива с крупнейшими неогеновыми и четвертичными солянокупольными месторождениями серы; Средиземноморской (месторождения Сицилии, Франции, Испании) и Прикарпатской (СССР и ПНР), подавляющее большинство месторождений в которых имеет миоценовый возраст; Среднеазиатской, в пределах которой размещены неогеновые сероносные районы Туркмении, Узбекистана и Ирака; Восточно-Европейской, центром которой является сероносный район Среднего Поволжья с месторождениями пермского возраста.

БОРНОЕ СЫРЬЕ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Кларк бора 0,012 % (по А. П. Виноградову). Известны два стабильных изотопа бора: ^{11}B и ^{12}B с соотношением примерно 4,2:1. Резко повышенное содержание бора свойственно водам океанов, лагун и озер, куда он поступает из кор выветривания или с продуктами вулканических извержений. Осадочные горные породы обогащены бором, а магматические — обеднены.

Специфичность геохимии бора заключается в его способности образовывать многочисленные изополикислоты: ортоборную H_3BO_3 , метаборную HBO_2 , диортоборную $\text{H}_4\text{B}_2\text{O}_5$, тетраборную $\text{H}_4\text{B}_6\text{O}_{11}$ и др. Кроме того, бор совместно с кремнием может давать и гетерополикислоты. Почти все промышленно ценные минералы бора являются солями этих изо- и гетерополикислот, причем строение и состав борного аниона зависят от степени щелочности или кислотности среды и от катиона, входящего в минералы.

Бор входит в состав многих минералов, однако лишь некоторые из них имеют промышленное значение. Для эндогенных руд характерны боросиликаты кальция и безводные бораты магния и железа:

Минерал	Содержание B_2O_3 , %
Котоит $\text{Mg}_3[\text{BO}_3]_2$	35,5
Суанит $\text{Mg}_2[\text{B}_2\text{O}_5]$	46,3
Людвигит $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{Fe}[\text{BO}_3/\text{O}_2]$	12—17
Датолит $\text{Ca}[\text{BSiO}_4](\text{OH})$	21,8
Данбурит $\text{Ca}(\text{B}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$	28,3

В экзогенных рудах наиболее распространены следующие бораты:

Минерал	Содержание B_2O_3 , %
Борная кислота (сассолин) $\text{H}_3[\text{BO}_3]$	56,3
Кернит $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	51,0
Бура (тинкал) $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$	36,6
Улексит $\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$	43,0
Колеманит $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$	50,9
Иньоит $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	37,6
Пандермит $\text{Ca}_2[\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_3] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	49,8
Гидроборацит $\text{CaMg}[\text{B}_3\text{O}_4(\text{OH})_3]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	50,6
Ашарит (ссайбелиит) $\text{Mg}_2[\text{B}_2\text{O}_4(\text{OH})](\text{OH})$	41,4
Борацит $\text{Mg}_3[\text{B}_7\text{O}_{13}]\text{Cl}$	62,1
Калиборит $\text{KMg}_2[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5]_2[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	57,0

Наиболее крупные скопления формируют датолит, данбурит, бура, колеманит и улексит. Широко распространены в природе алюмоборосиликаты: аксинит и особенно турмалин, однако ввиду низкого содержания в них бора и трудности переработки в настоящее время эти минералы не служат борным сырьем.

Промышленный интерес представляют борсодержащие озерные и подземные воды, фумаролы и соффионы, особенно при комплексном использовании этого сырья — извлечении солей лития, калия и др.

Бор применяется более чем в ста отраслях промышленности и сельского хозяйства. Около 55 % борного сырья потребляют стекольная и керамическая отрасли промышленности для изготовления оптических стекол, теплоизолирующего стеклоблока, кислото- и огнеупорных изделий, глазури, эмалей, фарфора и т. д.

От 15 до 30 % сырья используется для выработки мыла, моющих и отбеливающих средств. В небольшом количестве борные соединения применяются в медицине в качестве антисептиков, в сталелитейной промышленности, как флюсы и присадки в резиновой, лакокрасочной, кожевенной и парфюмерной промышленности, в гальванопластике и т. д. В сельском хозяйстве (10 % потребления) бор служит микроудобрением. В ряде стран борные соединения широко применяются для предохранения древесины от гниения и придания ей огнестойкости, а также для изготовления антикоррозионных и жаропрочных покрытий металлических изделий.

Особенно расширилась область применения борного сырья в последнее время. Бори́ды (соединения бора с металлами) используются при производстве особо прочных деталей газовых турбин и реактивных двигателей. Карбид бора, характеризующийся высокой твердостью, абразивной способностью и износоустойчивостью, применяется в шлифовальном деле, для изготовления калибров, сопел пескоструйных аппаратов, ступок и т. п.

Нитриды бора применяются в высокочастотных индукционных печах в качестве термоизоляторов и полупроводниковых материалов. Один из нитридов бора — боразон — по твердости подобен алмазу, но отличается от него большей термической устойчивостью. Сложные бороводороды — бораны, легко окисляющиеся с выделением большого количества энергии, являются горючим для реактивных двигателей. Соединения бора используются также при изготовлении нейлона, фибергласа и гибких пластмасс.

Сложность и многообразие видов борного сырья затрудняют установление единых промышленных требований к нему. В зависимости от технологии переработки можно выделить основные промышленные типы руд, в которых главными минералами являются: 1) бораты, растворимые в воде (бура, кернит и др.); 2) бораты, растворимые в кислотах (иньбит, пандермит, гидроборацит, людвигит, сахаит и др.); 3) боросиликаты, растворимые в кислотах (датолит); 4) боросиликаты, не растворимые в кислотах (данбурит и др.); 5) борсодержащие подземные воды, рапа соляных озер, нефтяные воды, горячие источники и т. п.

Содержание B_2O_3 в рудах первого типа очень высокое (20—30 %), обогащение руд не требуется. На гидроборатитовых и пандермитовых месторождениях руды с содержанием B_2O_3 13—25 % идут в переработку без обогащения, а бедные руды (2—13 % B_2O_3) обогащаются. Все боратные руды вулканогенного и осадочного происхождения отличаются хорошими технологическими свойствами. Вредные примеси в этих рудах — кальцит (увеличивает расход кислоты при переработке), магний, сульфаты железа и алюминия. Сопутствующими полезными компонентами в них могут служить сода, галит, калийные и магниевые соли, глины, цеолиты.

Содержание B_2O_3 в котонитовых рудах обычно 6—8 %, в людвигитовых 4—10 %, курчатовит-саханитовых 5—7 %, суанитовых 12—17 %. Последние руды не нуждаются в обогащении, а остальные обогащаются.

Датолитовые и данбуритовые руды делятся на высокосортные (10 % и более B_2O_3), среднесортные (5—10 %) и низкосортные (3—5 %). Минимальное бортовое содержание для датолитовых руд — 3 % B_2O_3 . Руды требуют обогащения. Сопутствующим полезным компонентом иногда является волластонит.

Содержание B_2O_3 в рапе соленых озер изменяется от 0,5 до 2,2 %, а в бороносных водах оно еще ниже, однако это сырье очень легко добывается и перерабатывается.

Уникальные месторождения бора с запасами более 10 млн. т B_2O_3 единичны, крупные — с запасами от 1 до 10 млн. т редки. Наиболее характерны средние (200—1000 тыс. т) и мелкие (менее 200 тыс. т) месторождения.

Запасы борных руд в большинстве стран (кроме США) надежно не оценены. Ориентировочно мировые запасы борных руд составляют около 1,5 млрд. т, в том числе в Турции — около 1 млрд. т, в США — более 300 млн. т (разведанные), в Боливии — более 72 млн. т. Крупными ресурсами обладают Чили и Аргентина. Известны месторождения бора в Перу, КНДР, Индии и КНР.

Добыча в капиталистических и развивающихся странах в 1978 г. составила около 3 млн. т концентратов. Максимальная добыча приходится на США (1,4 млн. т) и Турцию (1,32 млн. т.). Соли бора добывают в Аргентине, КНР, Италии, Чили, Иране и КНДР. Цена борного ангидрида в США в 1975 г. была 268 дол./т, однако в 1981 г. она возросла в 4—5 раз.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений бора известны как эндогенные, так и экзогенные.

Скарновые месторождения являются одним из основных типов месторождений бора СССР. Они представлены магнезиальными и известковыми скарнами.

Магнезиально-скарновые месторождения располагаются на контактах доломитов, доломитовых известняков и магнезитов с гранитами, гранодиоритами и диоритами. Форма скарновых тел определяется структурным положением карбонатных пород и контакта интрузива. Преобладают линзо- и пластообразные тела, реже отмечаются штоко- и жилообразные. Длина скарновых тел по простиранию может достигать 1,5 км, мощность — десятков метров.

Скарны сложены диопсидом, шпинелью, форстеритом, флогопитом, клиногумитом, паргаситом, серпентином, бруситом. Скарновые тела обладают метасоматической зональностью: шпинель-форстеритовые скарны → кальцифиры → доломиты или доломитовые мраморы.

По минеральному составу различают людвигитовые, суанитовые и котоитовые магнезиально-скарновые месторождения [23].

Людвигитовые месторождения — наиболее глубинные (абиссальные, реже гипабиссальные). Самые крупные месторождения относятся к абиссальной фации и имеют архейский возраст. Они развиты на древних щитах и срединных массивах в пределах зон региональной гранитизации. Алюмосиликатные породы, на контакте с которыми образуются магнезиальные скарны, представлены гранитогнейсами и мигматитами. Гипабиссальные месторождения обычно мелкие, они локализованы в экзоконтактах гранитных массивов, возраст преимущественно мезозойский.

Людвигитовое оруденение, приуроченное к форстеритовой и (реже) пироксеновой зонам скарновых тел, формируется в стадию гидротермального изменения магнезиальных скарнов (рис. 56). Людвигит всегда сопровождается магнетитом, т. е. руды этих месторождений комплексные — железо-борные. В парагенезисе с людвигитом находятся также флогопит и клиногумит, более поздними и низкотемпературными минералами являются кальцит и ашарит, замещающий людвигит. Содержание B_2O_3 в рудах 4—10 %. Месторождения относятся к категориям от мелких до крупных. Абиссальные месторождения известны в СССР (Таежное в Якутии), Швеции, США, а гипабиссальные — в СССР (Восточное Забайкалье, Горная Шория), США, КНР.

Некоторые исследователи (Д. П. Сердюченко и др.) считают архейские людвигит-магнетитовые месторождения первично осадочными, впоследствии глубоко метаморфизованными.

Суанитовые месторождения занимают ту же геотектоническую позицию, что и людвигитовые. Суанит приурочен как к шпинель-форстеритовым скарнам, так и к кальцифирам, возникает в ту же стадию, что и людвигит, но несколько раньше его (рис. 57). Часто борная минерализация представлена одним суанитом, хотя в ряде месторождений ему сопутствует людвигит, а в кальцифирах — и котоит. Суанит легко замещается

ашаритом. В чисто суанитовых рудах металлическое оруденение обычно отсутствует, а в людвигит-суанитовых всегда есть магнетит. Содержания V_2O_3 в рудах высокие (12—17 %). Месторождения встречаются редко, но отличаются крупными запасами. Они выявлены в СССР, КНР, КНДР.

Котоитовые месторождения образуются на небольших глубинах (2,5—3 км), располагаясь в контактовых ореолах гранитных интрузивов. Руды сложены форстеритовыми или клиногумитовыми кальцифирами и доломитами или мраморами с вкрапленностью котоита (рис. 58). Рудные тела контролируются литологией вмещающих пород и разрывными

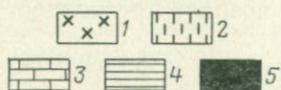
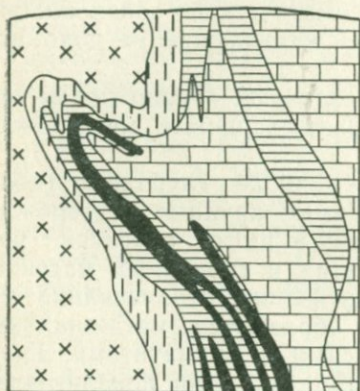


Рис. 56. Схематический разрез людвигитового месторождения. По А. И. Пухареву.

1 — мигматиты и гранитогнейсы; 2 — метасоматически измененные гнейсы; 3 — доломитовые мраморы и кальцифиры; 4 — магнетитовые руды в форстерит-клиногумитовом скарне с флогопитом; 5 — людвигит-магнетитовые руды в форстерит-клиногумитовом скарне

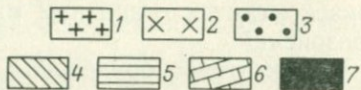


Рис. 57. Схематический разрез участка суанитового месторождения. По Л. И. Шабынину.

1 — гранитогнейсы; 2 — мигматитовые гнейсы; 3 — пироксен-плаггиоклазовая околоскарная порода; 4 — шпинель-пироксеновый скарн с флогопитом; 5 — шпинель-форстеритовый скарн с флогопитом и клиногумитом; 6 — доломитовый кальцифир или мрамор; 7 — боратовая руда

нарушениями. Котоит нередко единственный промышленный минерал, в других случаях он ассоциирует с высокомагнезиальным людвигитом, суанитом, флюоборитом и др. Котоитовые руды часто сопровождаются полиметаллическим, медным, висмутовым и иным оруденением.

Содержание V_2O_3 в рудах обычно 6—8 %. Запасы руд от небольших до средних. Месторождения и рудопроявления обнаружены в СССР на Дальнем Востоке и Северо-Востоке, в Средней Азии, а зарубежом — в КНДР (Хол-Кол), США, Японии, ГДР, Франции и других странах.

Известково-скарновые месторождения обычно приурочены к зонам мезозойской и кайнозойской складчатости, хотя изве-

стны мелкие месторождения и в более древних складчатых областях. Известковые скарны с борной минерализацией образуются путем замещения либо чистых известняков, либо известково-силикатных толщ, в которых известняки переслаиваются с песчаниками, мергелями, туфогенными и кремнистыми породами. Интрузивные массивы, в контактах с которыми развиты скарны, сложены гранодиоритами, кварцевыми диоритами, граносенитами и реже другими породами. На всех месторожде-

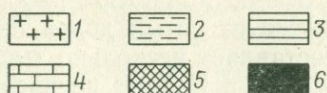
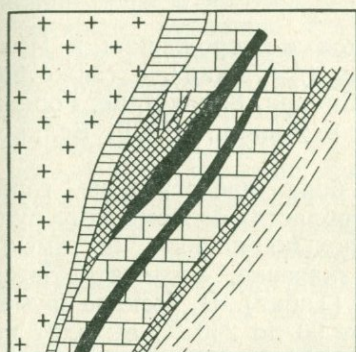


Рис. 58. Схематический разрез котловинного месторождения. По Л. И. Шабунину.

1 — граниты; 2 — слоистые сланцы; 3 — пироксен-гранатовые и флогопит-диопсидовые скарны; 4 — кальцифиры; 5 — полиметаллические руды; 6 — котонтовые кальцифиры и мраморы

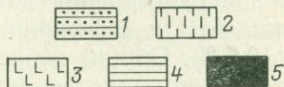
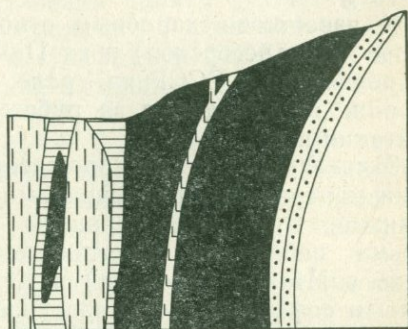


Рис. 59. Схематический разрез датолитового месторождения. По В. М. Щербинину.

1 — кремнистые сланцы и песчаники; 2 — алевриты и сланцы; 3 — дайки диабазовых порфиритов; 4 — гранатовые скарны, безрудные; 5 — волластонит-гранат-пироксеновые датолитсодержащие скарны

ниях широко распространены дайки порфиритов, диабазов, гранит-порфиритов и др.

Бороновые скарны — инфильтрационные, реже биметасоматически-инфильтрационные образования. Глубина их формирования 1—4 км. Преобладают пироксен-гранатовые скарны, причем на крупных месторождениях скарновые минералы представлены мангангеденбергитом и андрадитом. Нередко одним из самых ранних минералов является волластонит, который может иметь промышленное значение.

Борные минералы образуются одновременно с поздними скарновыми минералами и позже них. К промышленно ценным относятся датолит и данбурит, локализирующиеся в экзоскарнах. Аксинит и изредка сопутствующий ему турмалин характерны для эндоскарнов, богатых глиноземом. Выделяют месторождения с преобладанием датолита или данбурита, чаще встреча-

ются первые. На бороносные скарны обычно наложены низкотемпературные минералы: эпидот, пренит, кварц, кальцит. Распространенные текстуры руд: полосчатая, массивная, пятнистая. Металлическое оруденение в борных рудах отсутствует или отмечается в виде редких гнезд и вкрапленности сфалерита, галенита, халькопирита и пирита.

Форма рудных тел обычно пласто- и линзообразная, реже неправильная (рис. 59); размеры — до 3 км по простиранию. Содержание B_2O_3 в рудах варьирует от 5 до 15 %, среднее 7—10 %.

К известково-скарновым относятся месторождения в Приморье (Дальнегорское) и на Памире (Ак-Архар), а также борпрооявления в СССР на Урале, в Сибири, Казахстане, Горной Шории, на Кавказе, а за рубежом в Японии, ЧССР, Великобритании и др.

Эксгалиционные месторождения бора представлены горячими минеральными источниками в областях современного вулканизма. Они распространены довольно широко, но имеют весьма небольшое практическое значение, эксплуатируются лишь в Италии (Тоскана) и КНР (Тибет). В Тоскане фумаролы и соффионы с температурой от 90 до 200 °C выходят на дневную поверхность под давлением 30—60 МПа. Содержание борной кислоты в соффионах изменяется от сотых долей процента до 0,5 %. Общий дебит пара составляет несколько тысяч тонн в час. Производство борной кислоты в Италии не превышает 5000 т в год. Парогидротермы используются также в геотермoeлектростанциях, а из отработанного пара кроме бора извлекаются аммиак, углекислота и сера.

Борсодержащие горячие источники вулканического происхождения известны также в СССР (Камчатка), США и других странах.

Вулканогенно-осадочные месторождения бора связаны с альпийской вулканической деятельностью, расположены преимущественно в центральных частях вулканических дуг. Источником бора служат вулканические эксгалиции или вулканические породы различного состава, из которых бор легко выщелачивается при экзогенных процессах. Месторождения формировались в бессточных или слабо проточных котловинах (пресных и соленых озерах) за счет непосредственного выпадения борных минералов в результате химических реакций, протекавших в водах озер, или частично путем замещения известковистых озерных осадков борными минералами. Для областей развития этих месторождений типичны аридный климат и субаэральный вулканизм.

На вулканогенно-осадочных месторождениях базируется вся борная промышленность капиталистических стран. Эти месторождения отличаются от скарновых высоким содержанием B_2O_3 , благоприятными горнотехническими условиями и простой технологической переработки руд.

По составу вмещающих пород и возрасту вулканогенно-осадочные месторождения бора делятся на две группы [31].

Месторождения первой группы приурочены к соленосным (эвапоритовым) озерным отложениям четвертичного возраста. Становление большинства подобных месторождений происходит в результате сольфатарной или фумарольной деятельности действующих или недавно потухших вулканов. Месторождения расположены в высокогорных бессточных котловинах, обычно у подножий вулканов. Эти котловины заняты сухими или полусухими солеными озерами (саларами) с пластами улексита, ассоциирующего с хлоридами и сульфатами Na, K и Ca и изредка другими боратами — бурой, колеманитом и др. Площадь саларов может достигать 60 км², а мощность улекситового слоя — 1 м. Содержание В₂О₃ до 40 %. Запасы месторождений данной группы невелики — десятки или сотни тысяч тонн. Месторождения широко развиты в Андах (Южная Америка): в Чили (Аскотан, Педерналес), Перу (Салинас, Чиликолпия), Аргентине (Каучари, Пино-Атакама), Боливии.

Другая, меньшая часть месторождений первой группы также образуется в соленых озерах, но они непосредственно не связаны с современным вулканизмом. Источником бора, вероятно, являлись вулканогенные породы четвертичного возраста, при выветривании которых в условиях аридного климата бор переносился и накапливался в бессточных котловинах в поверхностных солевых корках и илах. Из боратов преобладают бура и улексит, ассоциирующие с галитом, сильвином, содой, солями лития и т. д. Пластовые рудные тела имеют площадь до нескольких десятков квадратных километров и мощность от нескольких метров до 15 м. Содержание В₂О₃ 0,5—2,5 %, запасы бора нередко крупные. При эксплуатации используются межкристалльная рапа (рассол), бура из донного ила и самосадочная бура. Крупнейшее месторождение — оз. Серлс (США) с запасами боратов около 100 млн. т; на нем добывают также кальцинированную соду, соли лития и калия. Подобные месторождения известны в Иране, КНР и Индии.

Месторождения второй группы локализуются в отложениях пресных озер — глинистых или карбонатно-глинистых породах в основном миоценового и плиоценового, редко олигоценового и эоценового возраста. Они распространены в Альпийско-Гималайском и Кордильеро-Андском складчатых поясах, образуются в результате поступления бороносных вод вулканического происхождения в котловины с ограниченным стоком. Вмещающими породами служат монтмориллонитовые глины, мергели, пески, известняки с прослоями вулканического пепла, туфов и лав. Бораты залегают в этих породах в виде пластов, линз, гнезд, прослоев и желваков. Площадь развития бороносных осадков до 5×3 км, а суммарная мощность рудных тел — от нескольких метров до 90 м.

Бор первоначально осаждался в виде буры, колеманита и улексита, которые в процессе диагенеза частично преобразовывались в кернит, иньoit, пандермит и другие минералы. Бороносные отложения содержат повышенные концентрации As, Sb, Sr, Li, Ge; иногда встречается вкрапленность реалгара, аурипигмента, антимонита, целестина.

Борные руды нередко полиминеральные, представленные смесью натриевых, кальциевых и натриево-кальциевых боратов, однако по преобладающему минералу различают колеманитовые, пандермитовые, улекситовые и бура-кернитовые месторождения. Содержание B_2O_3 в рудах от 10 до 50 %, в среднем

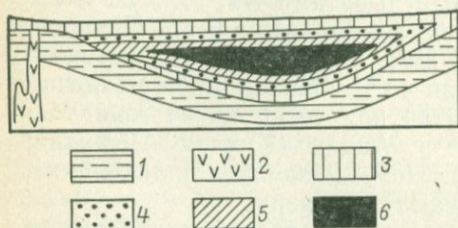


Рис. 60. Схематический разрез месторождения Кырка (Турция). По К. Инану и др.

1 — породы фундамента; 2 — экструзивное тело; 3 — известняки; 4—6 — зоны развития боратов: 4 — кальциевых, 5 — натрий-кальциевых, 6 — натриевых

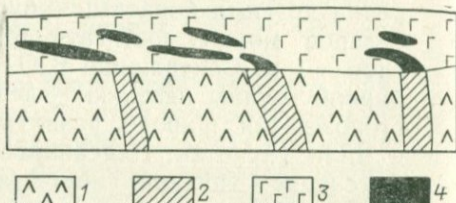


Рис. 61. Схематический разрез боратового месторождения в гипсовой шляпе соляного купола. По С. С. Коробову.

1 — галогенные породы соляного тела; 2 — пласты борно-калийных солей; 3 — гипсовая шляпа; 4 — залежи боратов

25—30 %. Запасы месторождений от средних до весьма крупных.

К этой группе относятся важнейшие для мировой добычи месторождения Турции — Кырка (рис. 60 — бура-кернитовое, запасы 500 млн. т), Гогенлулук, Эспей, Хизарчик, Кестелек и другие (колеманитовые), Султан-Чаир (пандермитовое), Искелекей (улекситовое), а также США — Крамер (бура-кернитовое, запасы 120 млн. т) и Фернис-Крик (улекситовое), Аргентины — Тинкалау (бура-кернитовое). Недавно были открыты месторождения колеманита в СФРЮ, СРР и ЧССР.

Химические осадочные месторождения бора связаны с залежами каменной и калийно-магниевых солей (галогенная бороносная формация). Они образуются в пределах крупных солеродных бассейнов с полным циклом осадконакопления, тяготеющих к участкам длительного прогибания. Известны боропроявления различного возраста: от кембрия до неогена, однако все промышленные месторождения имеют пермский возраст. В подавляющем большинстве случаев бораты ассоциируют с калийно-магниевыми солями, поскольку бор осаждался в лагунах и усыхающих морских бассейнах лишь при весьма высокой солености раствора. Бораты концентрируются в основном на границах раздела хлоридных и сульфатных солей и на уча-

стках их частого переслаивания. В каменной соли известна лишь непромышленная рассеянная вкрапленность боратов.

Выделяют две группы осадочных месторождений бора: хлоридно-сульфатную (индерскую) и хлоридную (челкарскую). В первой толща солей сложена сильвинном, карналлитом и сульфатами К и Mg. В солях часто наблюдаются глинистые прослойки. Среди борных минералов преобладает калиборит, в меньших количествах присутствуют борацит, гидроборацит и др.

В хлоридных месторождениях к основным относятся такие соли, как бишофит и карналлит, к второстепенным — сильвин и кизерит. Главным борным минералом является борацит, нередко также бораты кальция — хильгардит и джинорит.

В случае нормального залегания солей борные залежи имеют пластовую форму, если же месторождение приурочено к соляным штокам, то наиболее часто встречаются линзообразные залежи. Размеры рудных тел достигают сотен и первых тысяч метров по простиранию и от первых до десятков метров по мощности. Содержание B_2O_3 обычно 1—5 %, часто это непромышленное оруденение, но оно может служить источником для формирования более крупных остаточных и инфильтрационных месторождений.

Месторождения известны в СССР (Индер, Челкар и др.), ГДР и ФРГ (Стасфурт), США и Канаде.

Остаточные и инфильтрационные месторождения чаще всего приурочены к гипсовым шляпам соляных куполов, содержащих бедное борное оруденение осадочного происхождения (рис. 61). В результате гипергенных процессов первично осадочные бораты замещаются ашаритом, улекситом и иньонитом. Содержание B_2O_3 в подобных остаточных рудах за счет растворения и выноса легкорастворимых солей Na, K и Mg повышается до 25, иногда до 35 %. Форма залежей пласто- и линзообразная. Бораты ассоциируют с гипсом и глинистыми минералами.

Бораты могут растворяться в грунтовых водах и переотлагаться в пределах гипсовой шляпы, образуя инфильтрационные линзовидные залежи, состоящие из вторичного гидроборацита, улексита, иньонита и других преимущественно кальциевых боратов.

Остаточные и инфильтрационные руды тесно связаны между собой, встречаются на одних и тех же месторождениях. Обычно ниже уровня грунтовых вод преобладают улексит и гидроборацит (инфильтрационные), а выше — ашарит (остаточный). При выветривании бораты замещаются кальцитом и доломитом, формирующими своеобразную карбонатную шляпу над рудными телами.

Площадь рудных тел может достигать $0,2 \times 2$ км при мощности от долей метра до десятков метров. Запасы месторождений небольшие, до средних. К сопутствующим полезным компонентам относятся магний и бром.

МИНЕРАГЕНИЯ

Магнезиально-скарновые месторождения бора абиссальной фации, сложенные преимущественно людвигитовыми рудами, образовались в орогенную стадию докембрийского тектогенеза. Они приурочены к древним щитам и срединным массивам. Наиболее крупные месторождения такого типа известны в Южной и Северо-Восточной Якутии (СССР), а также на Сино-Корейском щите (КНР).

Гипабиссальные магнезиально-скарновые месторождения с разнообразными магнелевыми боратами (суанит, котоит, людвигит и др.) возникли в позднеорогенную стадию и локализованы в обрамлении срединных массивов и в зонах активизации древних щитов. Возраст месторождений обычно мезозойский. Месторождения типичны для КНДР, КНР, Японии и Дальнего Востока СССР.

Известково-скарновые месторождения формировались в периоды альпийской активизации областей завершенной складчатости. Они расположены в краевых зонах вулканических поясов, в участках сочленения различных структур. Выявлены лишь два крупных промышленных объекта, оба — палеогеновые: Дальнегорское в Приморье и Ак-Архар на Памире.

Итак, эпохами становления скарновых месторождений бора являются архейская, мезозойская и палеогеновая. Наиболее крупные провинции — Якутская и Корейско-Китайская. Особое положение занимают известково-скарновые месторождения Приморья и Памира. К перспективным регионам относятся Урал и Горная Шория. Отдельные боропроявления обнаружены в СРР, Франции и США.

Вулканогенно-осадочные и эксгальационные месторождения бора связаны с альпийской складчатостью, кайнозойской наземной вулканической и поствулканической деятельностью. Они локализуются вблизи зон глубинных разломов в межгорных впадинах, по окраинам срединных массивов в грабенах и депрессиях. Месторождения развиты в Кордильеро-Андском и Альпийско-Гималайском складчатых поясах. Наиболее крупные провинции — Северо-Американская, охватывающая штаты Калифорния, Невада и Орегон; Южно-Американская, занимающая плато Пуна в пограничных районах Аргентины, Чили, Перу и Боливии, и Турецкая. Небольшие месторождения известны в Италии и КНР (Тибет). Эпохи вулканогенно-осадочного боронакопления — палеоген-неогеновая и четвертичная.

Химические осадочные и связанные с ними остаточно-инфильтрационные боропроявления формировались в различное время, но эпоха промышленного боронакопления всего одна — пермская. Месторождения располагаются в передовых прогибах, приурочены к синеклизам, компенсационным мульдам, впадинам, прогнутым участкам платформ. Промышленные месторождения найдены в двух провинциях: Германской (ГДР и ФРГ) и Прикаспийской (СССР).

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И СЫРЬЯ ДЛЯ ИХ ПРОИЗВОДСТВА

Глава 17

КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ (ПЕГМАТИТЫ, ФАРФОРОВЫЕ КАМНИ, ВЫСОКОГЛИНОЗЕМНЫЕ СИЛИКАТЫ, ВОЛЛАСТОНИТ)

Различают две группы керамического сырья. К первой относятся пластичные породы — глины и каолины. Вторая группа объединяет непластичные природные и искусственные материалы, используемые как добавки к глине для регулирования ее технических свойств: уменьшения пластичности, повышения термостойкости изделий, понижения температуры плавления, уменьшения деформации при сушке и обжиге и т. д. Именно эти непластичные материалы рассмотрены в данной главе.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Непластичное керамическое сырье отличается чрезвычайным разнообразием и взаимозаменяемостью. Оно представлено минералами, горными породами и искусственными продуктами. Для производства керамики используются следующие минералы: 1) полевые шпаты — плагиоклазы $\{Na[AlSi_3O_8] - Ca[Al_2Si_2O_8]\}$, ортоклаз и микроклин $K[AlSi_3O_8]$; 2) высокоглиноземные минералы — кианит $Al_2[SiO_4]O$, силлиманит $Al[AlSiO_5]$, андалузит $AlAl[SiO_4]O$; 3) волластонит $Ca_3[Si_3O_9]$. Применяются также тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$, пирофиллит $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$, нефелин $KNa_3[AlSiO_4]_4$, форстерит $Mg_2[SiO_4]$, тремолит $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$, антофиллит $(Mg, Fe)_7[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$, топаз $Al_2[SiO_4](F, OH)_2$, кварц SiO_2 и др.

Полевые шпаты — важнейший керамический материал. Плагиоклазы образуют непрерывный изоморфный ряд, конечными членами которого служат альбит (натровый) и анортит (кальциевый). К калиевым полевым шпатам относятся микроклин и ортоклаз (они могут содержать до 30 % альбитовой составляющей). В небольших количествах полевые шпаты содержат изоморфные примеси Fe^{3+} , Fe^{2+} , Li, Rb, Cs, Sr, Ba. Твердость — 6. Температура плавления микроклина 1170 °С, альбита 1100 °С, анортита 1550 °С.

К высокоглиноземным огнеупорным минералам принадлежат кианит (триклинный), силлиманит и андалузит (ромбические). В них отмечается изоморфная примесь Fe^{3+} . Спайность этих минералов совершенная; твердость 5,5—7,5. Близки к ним по свойствам и применению топаз и джумортьерит (боросиликат алюминия), используемые недавно и в малых количествах.

Волластонит существует в трех полиморфных модификациях. Наиболее распространен триклинный волластонит, в ассоциации с ним, но значительно реже встречается моноклинный параволластонит и, наконец, в шлаках и стеклах присутствует высокотемпературный триклинный псевдоволластонит. Кальций в волластоните нередко замещается марганцем (до 7,82 % MnO) и железом (до 9,29 % FeO). Цвет волластонита обычно белый, реже серый и коричневый. Агрегаты лучистые, шестоватые, волокнистые и зернистые. Твердость 4,5—5. Температура плавления 1540 °С. Минерал обладает высокими диэлектрическими свойствами.

В связи с нехваткой полевого шпата во многих странах для производства керамики широко применяются различные горные породы: магматические, метаморфические и осадочные. Наиболее важными заменителями полевых шпатов являются гранитные пегматиты письменной структуры.

В небольшом количестве используются эффузивные (туфы и пеплы, перлиты и обсидианы), метаморфические (серицитовые сланцы и геллефлинты) и обломочные породы (аркозовые пески и песчаники), некоторые метасоматиты (альбититы).

Хорошее качество присуще измененным магматическим породам. К ним относятся каолинизированные грейзенизированные граниты (корнваллийский камень) и выветрелые граниты, а также гидротермально измененные кислые интрузивные и особенно эффузивные породы (фарфоровый камень, или тосеки, китайский камень). Корнваллийский и фарфоровый камни, сложенные кварцем, серицитом, каолинитом, гидрослюдой и другими минералами, представляют собой готовую природную шихту, пригодную для получения высококачественной керамики.

К искусственным материалам, применяемым в керамическом производстве, принадлежат муллит $\text{Al}[\text{Al}_x\text{Si}_{2-x}\text{O}_{5,5 \div 0,5x}]$ или $\text{Al}_6\text{Si}_2\text{O}_{13}$, синтетический глинозем Al_2O_3 , синтетический волластонит и соединения бериллия.

Все указанные виды минерального сырья, кроме керамического и стекольного производств, потребляющих наибольшее их количество, используются также в абразивной, лакокрасочной, резиновой, мыловаренной, огнеупорной, электродной отраслях промышленности. Кроме этого, они употребляются для изготовления специальных фильтров, полимерных материалов, эмалей, пеностекла и т. п.

В данной главе рассматриваются требования к сырью для производства тонкой, специальной и огнеупорной керамики —

фарфора и фаянса, а также требования, предъявляемые остальными перечисленными потребителями (требования к сырью для грубой и строительной керамики приведены в гл. 18).

Тонкая керамика изготавливается из глин с уплотняющими добавками (плавнями и флюсами) непластичного сырья, которые придают обожженному черепку плотность, механическую прочность, химическую стойкость, электроизоляционные свойства. Флюсующее действие добавок объясняется или сравнительно низкой температурой их плавления (полевые шпаты), или тем, что они образуют с глинами легкоплавкие смеси.

Полевые шпаты широко используются при производстве электроизоляторов, абразивов и сварочных электродов, причем к этому сырью предъявляются наиболее жесткие требования. Для получения высоковольтного фарфора с хорошими электрофизическими характеристиками требуется полевошпатовое сырье с $K_2O:Na_2O > 4$. Для менее ответственных изоляторов пригодно сырье с $K_2O:Na_2O \geq 2$ и суммой этих оксидов не менее 8 %. Наиболее вредная примесь для электроизоляционного фарфора — железо, снижающее электросопротивление и прочность изделий на электропробой; вредны также CaO и MgO .

Абразивная промышленность применяет полевые шпаты и пегматиты для изготовления керамической связки шлифовальных кругов. Наиболее качественный материал для этих целей — калиевый полевой шпат, использование которого вместо молотого пегматита позволяет повышать производительность шлифовальных кругов на 25—40 %.

В производстве сварочных электродов полевой шпат является стабилизатором дуги, шлакообразующим и флюсующим материалом. Здесь также требуется высококалийный полевой шпат, что обусловлено различной проводимостью ионов калия и натрия. Вредной примесью в сырье считается кварц, содержание которого не должно превышать 5 %.

Использование полевых шпатов при выработке художественного и хозяйственного фарфора и фаянса основано на том, что при нагревании полевые шпаты расплавляются в вязкую массу, растворяющую в себе каолин и кварц, а при застывании превращаются в молочно-белое стекло, содержащее мельчайшие игольчатые кристаллики муллита. Характер плавления калиевых полевых шпатов и плагиоклазов различен. Первые переходят в расплав постепенно в довольно значительном температурном интервале, поэтому фарфоровые изделия при обжиге деформируются мало, из них свободно выделяются газообразные компоненты, что придает фарфору плотность, монолитность и высокие диэлектрические свойства. Плагиоклазы расплавляются при определенной температуре; в этих условиях труднее избежать перегрева, и изделия деформируются сильнее. Кроме того, расплав плагиоклаза покрывает пленкой поверхность изделий, что затрудняет отделение газообразных компонентов и обуславливает повышенную пористость фарфора. Требования

промышленности к фарфоро-фаянсовому полевошпатовому сырью изменяются в зависимости от его марок: $K_2O:Na_2O$ не менее 2 или 3; K_2O+Na_2O не менее 8, 11 или 12 %; содержание SiO_2 не более 30, 10 или 8 %. Для сырья, используемого в строительной и санитарно-технической керамике, требования ниже: $K_2O:Na_2O$ не менее 0,7 или 0,9; K_2O+Na_2O не менее 7 или 9 %, SiO_2 не более 30 или 40 %.

К наиболее вредным примесям для фарфоро-фаянсового сырья относятся красящие оксиды (Fe_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , MnO), ухудшающие белизну и просвечиваемость изделий, а также слюды, вспучивающиеся при обжиге, что приводит к развитию пор и образованию пятен (мушки). Содержание 0,1 % красящих оксидов снижает белизну черепка на 10 %. Максимально допустимые содержания Fe_2O_3 в зависимости от марок сырья 0,15—0,30 %. Вредными примесями считаются также CaO и MgO , содержание которых должно быть менее 1,5—2 %.

Для очистки сырья от вредных примесей и повышения содержания полевых шпатов применяется обогащение путем электромагнитной и электростатической сепарации, а также химическим способом (для полевошпатовых песков) и флотацией. В последние годы используется (например, в Финляндии) селективная флотация полевых шпатов, обеспечивающая повышение отношения K_2O к Na_2O .

Содержание полевого шпата в сырьевой смеси составляет (в %): для фарфора 26—30, полуфарфора 7—9 (с добавлением 6—10 % боя изделий — черепка), фаянса 0—2 (с добавлением 3—8 % черепка). Остальной объем смеси приходится на беложгущуюся глину, каолин и кварцевый песок, которые берутся в примерно равных количествах.

Фарфоровые и фаянсовые изделия покрывают глазурью, а чугунные и железные изделия — эмалями, в состав которых вводят соответственно 20—50 и 12—35 % полевых шпатов, увеличивающих вязкость и химическую стойкость покрытий.

Использование полевошпатового сырья в стекольной промышленности обусловлено наличием в нем глинозема, а также других полезных компонентов — оксидов калия и натрия. Замена части кремнезема глиноземом увеличивает устойчивость стекла к ударам и изгибу и термическому воздействию, повышает его твердость и химическую стойкость. Оксид калия повышает вязкость стекла, придает ему блеск, улучшает цвет и т. д.

В стекломассу вводится до 10 % полевого шпата. Поскольку главной составной частью стекла является кремнезем, наличие кварца в исходном сырье не лимитируется, и стекольная промышленность использует не только чистые полевые шпаты, но и пегматиты, кислые и щелочные магматические породы, анортозиты, кварц-полевошпатовые пески и другие породы. Вредной примесью считается Fe_2O_3 , содержание которого не должно превышать 0,20—0,25 % для электровакуумного и

высокосортного стекла и 0,2—0,7 % для листового оконного и технического стекла.

По ГОСТу рассматриваемое сырье делится на полевошпатовое (ПШ) и кварц-полевошпатовое (КПШ). Для керамической промышленности используют кусковое сырье (ПШК и КПШК) с диаметром частиц 20—200 мм, молотое — до 1,25 мм (ПШМ и КПШМ) и тонкомолотое — до 0,063 мм (КПШТМ). Всего различают 16 марок сырья для производства фарфора и фаянса и 4 марки — для изготовления строительной керамики. В индексе марки указываются два важнейших параметра: максимальное содержание Fe_2O_3 (в %) и $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}$ (калиевый модуль). Например, марка КПШК-0,20-3 обозначает кусковое кварц-полевошпатовое сырье с содержанием Fe_2O_3 не более 0,20 % и калиевым модулем не менее 3. Стекольная промышленность потребляет только молотое сырье, поэтому в индексах марок это не указывается, но отмечается назначение сырья (ПШС и КПШС). Цифрами в индексах марок показано максимальное содержание Fe_2O_3 и минимальное Al_2O_3 (в %); например, марка КПШС-0,20-14 и др. Стекольное полевошпатовое сырье делится на 12 марок.

Небольшие количества полевых шпатов используются при производстве бетона, черепицы, изразцов, белой штукатурки, красок, полировочных порошков, мыла. В целом потребление полевых шпатов распределяется следующим образом (в %): стекольная промышленность около 50, керамическая 35—40, производство эмалей, глазури 3—5, прочие отрасли 5—7.

Главным источником высококачественного полевого шпата служат гранитные пегматиты, однако из-за ограниченности их запасов полевые шпаты все чаще извлекаются путем флотационного обогащения из различных горных пород: гранитов, аплитов, сиенитов, альбититов, аркозовых песков и песчаников. Кроме того, в состав этих горных пород, а также анортозитов, нефелиновых сиенитов, сынныритов, разнообразных кислых эффузивных пород (вплоть до стекловатых типа обсидиана), вулканических пеплов и туфов входят элементы, являющиеся составляющими керамических и стекольных смесей (Si, Al, K, Na), поэтому указанные породы могут использоваться целиком, без разделения на минералы. К главным показателям для них относятся высокое содержание щелочей, особенно калия, и низкое — красящих элементов — железа, марганца и др. В связи с повышенным содержанием Fe_2O_3 и других вредных примесей большинство перечисленных пород применяется для производства лишь низкосортных фарфора, фаянса и стекла.

Ценным сырьем для получения высококачественного художественного и электроизоляционного фарфора являются каолинизированные грейзенизированные граниты типа корнваллийского камня и гидротермально измененные кислые эффузивы — фарфоровый камень. Измененные граниты широко используются в Великобритании, где они в количестве 25 % добавля-

ются в смеси для изготовления английского фарфора. Качественные показатели этих гранитов следующие: $K_2O + Na_2O$ 7 %; $K_2O : Na_2O$ 1,71; Fe_2O_3 0,26 %.

Фарфоровые камни (в Японии — тосеки, в КНР и КНДР — китайский камень, и одна из разновидностей в СССР — гусевский камень) представляют собой окварцованные, пропильтизированные и аргиллизированные дациты, риолиты, кварцевые порфиры, пирокластические породы. В состав этих пород входят кварц, серицит, каолинит, диккит, гидрослюда и другие минералы, причем породы содержат почти все основные компоненты фарфоровой массы (SiO_2 , Al_2O_3 , щелочи) в требуемых промышленностью пропорциях. Они отличаются низким содержанием красящих оксидов и составляют до 75 % смесей, идущих на изготовление тонкой керамики, термостойкого стекла, электрокерамики и санитарно-технических изделий. Требования промышленности к фарфоровому камню следующие: содержания Al_2O_3 не менее 12 %, SiO_2 не более 80 %, количество щелочей не лимитируется, но желательно не менее 2 % при $K_2O : Na_2O > 4$, красящих оксидов не более 1 % (для высших сортов — не более 0,5 %).

Высокоглиноземные минералы применяются для производства огнеупоров и специального технического фарфора (лабораторная и техническая посуда, электроизоляторы и т. п.). Использование этих минералов основано на том, что при 1100—1400 °С (кианит), 1400—1500 °С (андалузит) и 1500—1600 °С (силлиманит) они разлагаются на муллит и кристобалитовое стекло. Муллит обладает высокой огнеупорностью, лишь при 1810 °С он переходит в корунд и жидкий кремнезем. Кроме того, он химически инертен, имеет высокую механическую прочность и хорошие диэлектрические свойства. Такие же свойства присущи огнеупорам и фарфору, получаемым на основе высокоглиноземных минералов. Эти огнеупоры используются в металлургии, стекольной и керамической промышленности для футеровки сводов электропечей, изготовления стаканов и ковшей для разливки стали, плавильных горшков для стекла, изоляторов свечей в двигателях внутреннего сгорания и т. д. Огнестойкость этих огнеупоров по сравнению с шамотными выше в 2—2,5 раза.

В США и Великобритании для производства огнеупоров и специального фарфора широко применяют синтетический муллит. Его получают путем спекания и электродугового плавления глиноземно-силикатных пород: кварцсодержащего боксита, каолина и т. д.

Минимальные промышленные содержания высокоглиноземных минералов в руде при условии извлечения в концентрат более 75 % следующие (в %): силлиманита и андалузита 10—15, кианита 10—30. Высокие и все более жесткие требования предъявляются к концентратам, используемым для производства огнеупоров (в %): $Al_2O_3 \geq 54$, $Fe_2O_3 + FeO \leq 2$, $K_2O +$

+Na₂O ≤ 1—1,5. Для некоторых изделий содержание Al₂O₃ должно быть 60—70 %, а Fe₂O₃ — менее 0,5 %. Для производства технического фарфора пригодны более бедные концентраты (Al₂O₃ > 45 %), но содержание красящих оксидов (Fe₂O₃ и др.) не должно превышать 0,75 %. Высокоглиноземные минералы служат также сырьем для получения сплава алюминия и кремния — силумина. Концентраты для этих целей должны содержать (в %): Al₂O₃ > 58, K₂O + Na₂O ≤ 0,5; Fe₂O₃ + TiO₂ ≤ 0,5 ÷ 0,7.

Волластонит является одним из новых видов полезных ископаемых. Он применяется в основном в керамической промышленности для производства радиокерамики, фаянса, фарфора, изоляторов с низкими диэлектрическими потерями, санитарных изделий, облицовочных плиток, специальных цементов для керамики и абразивов. Волластонитовые изделия обладают высокой термостойкостью, малым термическим расширением и минимальным сжатием при сушке и обжиге, повышенной вязкостью, позволяющей сверлить, пилить и забивать гвозди в облицовочные плитки, а также высокой белизной. Использование волластонита при изготовлении глазури усиливает ее блеск, улучшает структуру и уменьшает вязкость, расширяет интервал обжига. Чистый белый волластонит безвреден, в отличие от асбеста, для здоровья человека, может заменять последний и другие пигменты в сухих штукатурках, пластмассах, красках, лаках, резине и т. д. Он используется также в производстве огнеупоров, стекол, обзоров сварочных электродов и т. д. Быстро растет применение волластонита в качестве наполнителя бумаги, при изготовлении теплоизоляционных материалов (изоляционная керамическая пена) и специальных фильтров. Требования, предъявляемые к волластонитовым рудам в США, следующие: содержание волластонита ≥ 50 %, присутствие кварца нежелательно или недопустимо, уменьшение содержания кальцита повышает качество руды, содержание оксидов железа и марганца ≤ 0,3 ÷ 1 %. В керамической промышленности используется концентрат, в состав которого входит не менее 80 % волластонита и не более 5 % кальцита. Для лакокрасочной промышленности требуется концентрат с 90 % волластонита и, главное, содержащий не более 0,5 % оксидов марганца и железа.

Некоторые страны, в основном западноевропейские и СССР, производят синтетический волластонит. Однако он, в отличие от игольчатого природного минерала, представлен зернами изометричной формы, что существенно ограничивает его применение. Синтетический волластонит используется в керамической промышленности и как флюс в производстве сварочных материалов.

Ресурсы полевошпатового сырья в зарубежных странах ориентировочно исчисляются сотнями миллионов тонн. Крупными запасами пегматитов обладают Индия, Бразилия, США,

Канада, ряд африканских стран и др. Весьма значительны запасы сырья в СССР, причем $\frac{2}{3}$ запасов полевого шпата и пегматита сосредоточены в Карелии и Мурманской области, остальные — на Урале, Дальнем Востоке, Украине, в Восточной Сибири и Грузии. Различают следующие категории месторождений по запасам (в млн. т): весьма крупные >12 ; крупные 8—12, средние 4—8 и мелкие <4 .

Добычу полевошпатового сырья производят более 35 стран. Мировая добыча составляет около 2,5 млн. т в год. Около половины ее приходится на США (626 тыс. т в 1981 г.), ФРГ (390 тыс. т), Италию (180 тыс. т) и Францию (165 тыс. т). Около 100 тыс. т сырья добывается в Бразилии, по 70—90 тыс. т — в Испании и Финляндии. Стоимость полевошпатового сырья от 30 до 150 дол/т.

Запасы нефелиновых сиенитов и других горных пород, используемых керамической промышленностью, не подсчитаны. Мировая добыча нефелиновых сиенитов превышает 900 тыс. т в год. Крупнейшими производителями являются Канада (617 тыс. т в 1982 г.) и Норвегия (242 тыс. т). СССР обладает огромными запасами этого сырья (Кольский п-ов, Красноярский край и др.), однако используется оно незначительно. Цена керамического нефелинового сиенита в конце 1982 г. составляла от 45 дол/т (канадский) до 100 дол/т (норвежский). Стекольный сиенит в 2 раза дешевле керамического.

Аплиты добываются в Японии (324 тыс. т в 1975 г.), США и СФРЮ; полевошпатовые пески — в ФРГ, США, Франции. В Японии, КНР, КНДР и Южной Корее в керамической промышленности широко применяется фарфоровый камень. В Японии добыча его превышает 250 тыс. т в год. В СССР эксплуатируется Гусевское месторождение в Приморье.

Мировые запасы высокоглиноземного сырья оцениваются следующими цифрами (в млн. т): андалузит 175, кианит 150, силлиманит 10. Основные запасы сосредоточены в Индии, ЮАР, США и СССР. Мировая добыча за 1981 г. составила 500—520 тыс. т, в том числе в капиталистических и развивающихся странах 400—420 тыс. т. Главные производители андалузита — ЮАР (181 тыс. т), Франция (40 тыс. т) и Испания (18 тыс. т); кианита — Индия (38 тыс. т), США и Бразилия; силлиманита — ЮАР (15 тыс. т) и Индия (10 тыс. т). Синтетический муллит получают в США (33,6 тыс. т в 1982 г.), Великобритании и других западноевропейских странах. Цены кианит-силлиманитового концентрата (1983 г.) 85—137 дол/т, синтетического муллита (в зависимости от вида и сорта) 60—1400 дол/т.

Волластонитовые руды известны в СССР, США, Индии, СФРЮ, Финляндии, Австралии и ряде других стран. Разведанные запасы зарубежных стран 60 млн. т, ресурсы — 180 млн. т. Запасы руд в СССР исчисляются десятками миллионов тонн. Крупные месторождения имеют запасы более 5 млн. т, сред-

ние 2,5—5 млн. т и мелкие — менее 2,5 млн. т. Мировая добыча волластонита в 1980 г. составила 150 тыс. т, основной объем ее приходится на США (90—120 тыс. т) и Индию (до 40 тыс. т). Небольшое количество сырья получают в Японии, Турции, Финляндии, Мексике, Кении и СФРЮ. Синтетический волластонит (20—30 тыс. т в год) производят СССР, ФРГ, Великобритания, Франция, США, Италия и Дания. Стоимость волластонитового концентрата 150—300 дол/т.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Керамическое сырье весьма разнообразно, что предопределяет многочисленность генетических типов месторождений. По условиям формирования можно выделить две группы керамического сырья. Для первой группы, к которой относятся полевошпатовое сырье и фарфоровые камни, типичны магматические, пегматитовые и гидротермальные месторождения. Во второй группе, объединяющей высокоглиноземные минералы и волластонит, основную роль играют скарновые гидротермальные и метаморфические месторождения.

Месторождения полевошпатового и нефелинового сырья, фарфоровых камней

В упрощенных классификациях обычно выделяют всего три типа месторождений: гранитные пегматиты, непегматитовые горные породы и полевошпатовые пески. Иногда за основу классификации берут отношение K_2O к Na_2O . По этому признаку различают следующие виды сырья (в скобках — $K_2O : Na_2O$): высококалиевое (>3), калиевое (1,5—3), калинатровое (0,8—1,5) и натровое ($<0,8$).

Длительное время основным источником полевых шпатов служили гранитные пегматиты. Однако в настоящее время пегматиты добываются в меньших количествах, чем другие полевошпатсодержащие породы. Это вызвано, с одной стороны, дефицитом пегматитов, а с другой — огромными запасами непегматитовых горных пород, выдержанностью их состава и возможностью полной механизации и автоматизации процессов добычи и обогащения. В СССР при сохраняющейся ведущей роли пегматитов также растет добыча непегматитового сырья.

Магматические месторождения полевошпатового сырья и его заменителей (без волластонита) представляют собой массивы изверженных пород кислого, реже щелочного или основного состава. Они разделяются на два подтипа: интрузивные и эффузивные.

Из интрузивных пород путем обогащения можно получить полевошпатовый, кварцевый или нефелиновый концентраты, тогда как тонкозернистые или стекловатые эффузивы используются в промышленности целиком.

Месторождения интрузивных пород распространены преимущественно в складчатых областях, хотя встречаются и на платформах. Промышленные тела — крупные массивы, штоки, мощные дайки. Керамическим сырьем являются породы, содержащие малое количество (до 5 %) темноцветных минералов: биотита, амфибола, магнетита и др. Большинство пород характеризуется низким отношением К к Na, что не позволяет использовать их в тонкой и электрической керамике. По составу пород можно выделить следующие месторождения.

Месторождения, представленные кислыми породами: лейкократовыми гранитами, аляскитами, гранитами рапакиви и аплитами — наиболее распространены. В СССР эксплуатируется Каричсайское месторождение (УзССР), перспективны Уксинское (Карелия), Ала-Носкуа (Ленинградская область), Саввушкинское (Западная Сибирь), Режик (Урал), Сайда Губа (Кольский полуостров). Эти породы добываются также в США, ПНР, Японии.

Щелочные породы: нефелиновые сиениты, миаскиты, синныриты, служащие заменителями полевого шпата, нередко входят в состав дифференцированных интрузивов (месторождения Сынныр, Сандык, Ортотокой) или многофазных вулканогенно-интрузивов центрального типа (Хибинский массив, Тежсарское, Мурунское месторождения). Главные минералы — щелочной полевой шпат, нефелин или псевдолейцит. Иногда нефелин добывается в качестве попутного компонента при эксплуатации апатитовых месторождений (Хибинский массив). Весьма перспективно использование ультракалиевых пород — синныритов, запасы которых в Забайкалье превышают 1 млрд. т. За рубежом нефелиновые руды добываются в Канаде, Норвегии, США, Испании и Швеции.

Месторождения основных пород — это крупные массивы или дайки анортозитов, состоящих почти нацело из плагиоклаза. Анортозиты заменяют волластонит в керамических плитках, полевой шпат и нефелин — в фарфоре. В СССР разведано Васьковичское месторождение анортозитов. Это сырье широко используется в США, разведаны месторождения в Норвегии.

Месторождения эффузивных и пирокластических пород расположены обычно в вулканических поясах. Рудные тела — пластообразные залежи, реже штоки. Масштаб месторождений крупный и очень крупный, но качество сырья, как правило, невысокое. К этой группе относятся месторождения, сложенные натровыми вулканитами: Джраберское литоидных пемз (Кавказ), Магаданское вулканического пепла. Другая группа объединяет месторождения высококалиевых вулканитов: кварцевых порфиров (Роза Ламби в Карелии), трахитов (Безенгийское на Кавказе). Эффузивные породы добываются в ПНР и ряде других стран.

Пегматитовые месторождения — важнейший источник высококачественного керамического сырья. Они представлены почти

исключительно гранитными пегматитами и лишь в единичных случаях используются пегматиты щелочных пород. По строению различают дифференцированные и недифференцированные пегматитовые тела. Это деление имеет практическое значение, поскольку из первых путем рудоразборки или обогащения получают высококалийный полевошпатовый концентрат и кварц, тогда как вторые используются целиком или только частично обогащаются.

Пегматитовые месторождения приурочены к гранито-гнейсовым комплексам докембрийского возраста. Вмещающими породами являются гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мигматиты и др. Форма пегматитовых тел обычно жиллообразная, реже встречаются линзы и штоки. Длина жил — от первых десятков метров до 700 м, а мощность — от долей метра до 50 м; падение обычно крутое, длина по падению — до нескольких сотен метров. Жилы часто расположены кустами, сериями, в виде кулис относительно друг друга. Пороодообразующие минералы: микроклин, кислый плагиоклаз, кварц, биотит, иногда мусковит. По главным полезным ископаемым выделяют керамические, мусковит-керамические, мусковитовые и редкометалльные месторождения. В месторождениях двух последних групп полевой шпат или керамический пегматит служат попутными компонентами. Редкометалльные пегматиты дают керамическое сырье невысокого качества, однако разработка их в США и Канаде высокоэффективна благодаря комплексности руд.

Дифференцированные пегматиты имеют зональное строение, проявляющееся в смене плагиоклаза микроклином от зальбандов к центральной части жил. Из них получают сырье с отношением K_2O к Na_2O не менее 3. Наиболее крупные месторождения находятся в Карелии (Хетоламбино, Чкаловское и др.), на Кольском полуострове (Риколатва), в Забайкалье (Мамско-Чуйский район). За рубежом они характерны для Индии и Бразилии.

В недифференцированных пегматитах отношение K_2O к Na_2O обычно 2—2,5. Они известны в Карелии (Лупикко, Большое, Куйваними), на Кольском полуострове, широко развиты на Украине (Бельчаковское, Глубочанское и др.). Такие месторождения есть также в Финляндии.

Редкометалльные месторождения выявлены на Урале, в Забайкалье и Казахстане, а за рубежом — в Канаде и США. Из пегматитов щелочных пород (Урал) обычно получают попутно альбит-микроклиновый концентрат.

Гидротермальные месторождения керамического сырья можно разделить на среднеглубинные и приповерхностные.

Месторождения средних глубин представляют собой грейзенизированные и альбитизированные аплиты и граниты (апограниты), а также альбититы. Рудные тела имеют штоко- или жиллообразную форму, они часто приурочены к апикальным частям гранитных массивов, подвергшихся гидротермальной

переработке. Породообразующие минералы: альбит, кварц, калиевый полевой шпат, иногда мусковит. Апограниты нередко содержат минералы тантала, бериллия, лития, и тогда кварц-полевошпатовое сырье получают попутно. Полевошпатовое сырье натровое и кали-натровое, невысокого качества. Апогранитные месторождения известны в восточной части Балтийского щита, Казахстане и Забайкалье, альбититовые — в Казахстане.

Приповерхностные месторождения сложены гидротермально измененными кислыми вулканитами: каолинизированными, окварцованными и серицитизированными риолитами, кварцевыми порфирами, дацитами. Рудные тела — пласто-, жиллообразные мощностью 10—20 м, линзы, штоки. Эффузивы превращены во вторичные кварциты или близкие к ним породы каолинит-кварцевого, серицит-кварцевого, серицит-каолинит-кварцевого или альбит-серицит-кварцевого состава (фарфоровые камни). Полевой шпат эффузивов замещен практически полностью, т. е. это сырье не является источником полевого шпата, но, соответствуя по составу фарфоровой шихте, имеет большую промышленную ценность [30]. Содержание красящих оксидов в фарфоровых камнях обычно не превышает 1 %. Отношение K_2O к Na_2O в сырье очень высокое (до 10, иногда и более). Запасы месторождений от десятков тысяч до миллионов тонн.

В СССР известен один из видов фарфорового камня — гусевский (по названию крупного месторождения в Приморье). Подобные же объекты есть в других районах Приморья и в Армении. В КНР и на Корейском полуострове фарфоровые камни используются многие сотни лет; наиболее характерные месторождения — Нань-Кан, Тай-Хокэн (КНР) и Дехен (КНДР). Месторождения фарфорового камня (тосеки) развиты и в Японии — Амакуса, Идзуси и др. К этому же типу относятся месторождения Седлец (ПНР), Биркенфельд (ФРГ). Гидротермально измененные фельзолипариты слагают Сергеевское месторождение в Приморье.

Остаточные месторождения приурочены к площадным, реже — к линейным корам выветривания. Они возникают при выветривании гранитов, гнейсов или аркозов. Среди породообразующих минералов быстрее всего разрушаются плагиоклаз и темноцветные минералы, что приводит к концентрации калиевого полевого шпата, кварца и мусковита. Все породы в той или иной степени каолинизированы, а иногда содержат также серицит. Полевые шпаты выветрелые, легко измельчаются и обогащаются. По степени каолинизации пород можно выделить две разновидности сырья: 1) каолинизированные гранитоиды и аркозы; 2) щелочные каолины.

Каолинизированные гранитоиды и аркозы распространены во многих странах мира. Форма рудных тел обычно пластообразная, реже линейновытянутая. Средняя мощность тел 15—25 м. Запасы сырья нередко исчисляются сотнями миллионов тонн. Каолинизированные грейзенизированные лейкократовые гра-

ниты, называемые корнваллийским камнем, давно разрабатываются в Великобритании (месторождение Сент-Стивенс). Такое же сырье добывается в ПНР, ФРГ, ГДР, Франции. В СССР известны крупные месторождения в Казахстане (Бисембаевское) и Карелии.

Щелочные каолиниты слагают линзы, карманы или пластообразные тела под обычными каолинами. В состав сырья входят остаточные калиевые полевые шпаты, кварц и каолинит. Все три компонента имеют промышленное значение, причем полевошпатовый концентрат характеризуется очень высоким (до 13) отношением K_2O к Na_2O . В СССР месторождения щелочных каолинов развиты на Украине (Просьяновское, Дубровское и др.). На Чалгановском месторождении (Приамурье) отрабатываются каолинизированные кварц-полевошпатовые пески.

Механические осадочные месторождения представлены кварц-полевошпатовыми песками и песчаниками различного происхождения: речными, дельтовыми и морскими. Пески встречаются в виде линз, пластообразных залежей, дюн; песчаники формируют пласты. Запасы месторождений очень крупные, но содержание полевых шпатов обычно не превышает 20 %. К основным минералам, кроме кварца относятся микроклин, иногда кислый плагиоклаз. Пески часто содержат циркон, ильменит и рутил. К этому типу относятся месторождения Новинское, Белогорское и другие на Дальнем Востоке, Азатбаши, Кермине, Майское в Узбекистане.

Метаморфогенные месторождения сложены метаморфизованными до кварц-серицитовых сланцев и геллефлинов вулканитами типа кварцевых порфиров, фельзитов, туфов и туффитов. Кварц-серицитовые сланцы, несмотря на невысокое содержание в них щелочей, пригодны для производства строительной керамики и электротехнического фарфора. Изучено лишь Усть-Кяхтинское месторождение (Бурятия) с очень крупными запасами.

Геллефлинты — тонкозернистые агрегаты кварца и полевого шпата с примесью слюд, магнетита и других минералов — представляют собой слабо метаморфизованные фельзиты и плагиопорфиры («натровые геллефлинты»), а также кварцевые порфиры и ортофиры («калиевые геллефлинты»). Эти породы развиты в Карелии на Костомукшском железорудном месторождении.

Месторождения волластонита и высокоглиноземных минералов

Постмагматические месторождения включают скарновые волластонитовые и гидротермальные корунд-андалузитовые.

Скарновые месторождения волластонита образуются на контактах карбонатных пород, чаще всего известняков, и интрузивных тел, обычно представленных гранитами, гранодиоритами, диоритами и сиенито-диоритами. Волластонит ассоциирует

с гранатом, пироксеном, реже с везувитом, датолитом, являясь одним из наиболее ранних высокотемпературных минералов скарнов.

Форма промышленных тел преимущественно пластообразная, реже линзо- и шпировидная, столбообразная. Размеры тел: длина до 2 км, мощность до 100 м. Содержание волластонита изменяется от первых процентов до 90 %. Часто попутно с волластонитом можно получать гранатовый концентрат (абразивный материал); иногда волластонитовые скарны содержат вкрапленность сульфидов свинца, цинка, шеелита и датолита.

Скарновые месторождения характеризуются большими запасами (миллионы тонн), высокими содержаниями волластонита, который образует крупноразмерные выделения, но почти всегда содержит значительное количество изоморфных примесей (Mn, Fe), что снижает его качество. Почти все разрабатываемые месторождения относятся к этому типу: Уилсборо и Луис в США, Лаппенранта в Финляндии, Киура в Японии и др. В СССР детально разведаны Койташское и Босагинское месторождения.

Гидротермальные месторождения корунд-андалузитовых руд формируются при окварцевании порфиров, порфириров или гранодиоритов. Рудные линзы и гнезда длиной до 200 м развиты среди вторичных кварцитов. Центральные части линз сложены корундом, периферические — корунд-андалузитовыми и андалузитовыми рудами (содержание андалузита до 95 %). В СССР известны месторождения Семиз-Бугу и Акташское.

Обломочные — элювиально-делювиальные россыпи кианита, андалузита и силлиманита тесно связаны с коренными месторождениями. Крупные делювиальные россыпи высокоглиноземных минералов установлены в ЮАР, Индии и Мадагаскаре.

Механические осадочные месторождения часто являются комплексными. Это аллювиальные или прибрежно-морские пески, содержащие кианит и циркон, реже рутил, ильменит, силлиманит, андалузит и др. Прибрежные россыпи с кианитом разрабатываются в Австралии (Энибба и др.), аллювиальные — в США (шт. Флорида). Аллювиальные россыпи андалузита найдены в ЮАР, силлиманит-ильменитовые — в Индии.

Метаморфические месторождения играют главную роль как источники высокоглиноземных минералов; на них также может добываться волластонит высокого качества. По условиям образования среди них выделяют контактово- и регионально-метаморфические.

Контактово-метаморфические месторождения сложены волластонитовыми рогамиками и рогамиковоподобными породами (скарноидами), возникающими при термальном метаморфизме известково-глинистых и глинисто-песчаных сланцев, кремне-известняков на контакте с гранитоидными интрузиями. Волластонит и сопутствующие минералы (пироксен, амфибол и др.) формируются почти без привноса вещества, в том числе и SiO_2 , за счет молекулярной перегруппировки компонентов ис-

ходных пород. Волластонитсодержащие роговики — плотные мелколучистые породы со средним содержанием волластонита не выше 30 %, образующие линзы и пласты. Волластонит из роговиков выше по качеству, чем из скарнов. Волластонитовые роговики установлены на месторождениях Лянгар и Хайрузовское.

Регионально-метаморфические месторождения волластонита и высокоглиноземных минералов представлены кристаллическими сланцами и реже волластонитовыми мраморами.

Становление волластонитовых месторождений связано с региональным метаморфизмом архейских карбонатно-силикатных пород и их декарбонатизацией. Рудные тела имеют пласто- и линзообразную форму. Длина их до тысяч метров, мощность — от долей метра до 40 м. Рудами являются кристаллические сланцы и кальцифиры, в состав которых входят волластонит, диопсид, кальцит, кварц, скаполит, плагиоклаз, иногда гранат. Содержание волластонита изменяется от 10 до 80 %. Волластонит почти не содержит вредных для керамики изоморфных примесей. Месторождения этого типа известны на Балтийском и широко развиты на Алданском щитах (Слюдянка, Эмельджак, бассейн р. Тимптон). Некоторые исследователи относят к данному типу месторождение Уилсборо (США).

Месторождения высокоглиноземных минералов также приурочены к докембрийским метаморфическим толщам, обогащенным кианитом или силлиманитом. В рудах также часто присутствуют гранат, мусковит, корунд, рутил, турмалин, пиррофиллит. Длина рудных тел достигает нескольких километров, мощность 5—20 м, иногда и более. Содержание высокоглиноземных минералов обычно 15—65 %, но встречаются линзы и пластообразные тела с содержанием кианита или силлиманита до 90 %. Кианитовые и силлиманитовые руды образовались в результате регионального метаморфизма глиноземистых осадочных пород: бокситов, аргиллитов или алевролитов.

Крупнейшие месторождения кианита — Кейвы (Кольский полуостров), Лапса-Буру и Бхандара (Индия). Подобные месторождения известны в США, Бразилии, Канаде, Австралии и Зимбабве. Месторождения силлиманита — Кяхтинское (СССР, Бурятия), Пелла (ЮАР), Похра (Индия), Кингс-Маунтин (США).

К кианиту и силлиманиту по свойствам и применению близки дюмортьерит и топаз. Последние минералы развиты во вторичных кварцитах и топаз-кварцевых роговиках, из которых они могут извлекаться в качестве попутных компонентов.

МИНЕРАГЕНИЯ

Месторождения керамического сырья, будучи весьма разнообразными по условиям образования, приурочены к различным структурам: докембрийским щитам, складчатым областям,

вулканическим поясам и т. д. Наиболее крупные и промышленно ценные объекты расположены на докембрийских щитах и платформах. К ним относятся месторождения пегматитов, гранитов, рапакиви и кварц-сиенитовых сланцев, а также регионально-метаморфические месторождения волластонита, кианита и силлиманита. Керамические пегматиты залегают среди метаморфических пород амфиболитовой и реже гранулитовой фаций метаморфизма. Наиболее крупными провинциями являются Карело-Кольская с месторождениями Чупино-Лоухского района, Приладожья и Мурманской области, а также Мамско-Чуйская с комплексными месторождениями мусковита и керамического сырья. Есть также месторождения в Казахстане, Средней Азии, на Украине. Месторождения гранитов рапакиви вмещают те же породы, что и месторождения керамических пегматитов (Приладожье и другие районы Карелии).

Регионально-метаморфические месторождения волластонита, силлиманита и кианита тяготеют к интенсивно дислоцированным зонам архейских щитов. Они локализуются в силикатных или карбонатно-силикатных породах, подвергшихся метаморфизму гранулитовой фации, и контролируются зонами тектонических нарушений, областями ундуляции складок и т. п. Месторождения известны на Алданском, Украинском, Балтийском щитах, в Анабарском массиве, Прибайкалье и Восточном Саяне.

На щитах и древних платформах распространены также контролируемые глубинными разломами щелочные и щелочно-ультраосновные массивы центрального типа, служащие источником нефелина и полевого шпата.

Складчатые пояса характеризуются широким развитием гранитных массивов, лейкократовые составляющие которых могут являться керамическим сырьем. В результате гидротермальных изменений гранитоидов возникают месторождения альбититов и апогранитов, а при контактовом метаморфизме карбонатных и силикатно-карбонатных пород — скарновые и роговиковые месторождения волластонита и андалузита. Наибольшее число месторождений отмечается в пределах палеозойских и мезозойских складчатых областей в районах проявления каледонского и герцинского магматизма (Средняя Азия, Урал, Кавказ, Казахстан, Западная и Восточная Сибирь, Приморье). Размещение скарновых месторождений определяется литологией вмещающих пород, контактами с гранитоидами и тектоническими нарушениями.

В пределах вулканических поясов широко развиты различные эффузивные и пирокластические породы (липариты, кварцевые порфиры, туфы и т. д.), добавляемые в керамическую шихту. В результате гидротермальных изменений эффузивов образуются месторождения фарфоровых камней. Для поисков последних особо благоприятны области распространения вторичных кварцитов и широкого проявления каолинизации и серицитизации (Приморье, Армения, Камчатка, Закавказье).

Осадочные месторождения песчаников, морских и речных песков могут встретиться в областях, где есть осадочные толщи любого возраста, однако промышленное значение имеют обычно лишь молодые осадки: от меловых до современных. Расположение месторождений и качество сырья определяются составом источника обломочного материала и палеогеографической обстановкой (климатическими и фациальными условиями осадконакопления).

Глава 18

ГЛИНЫ И КАОЛИНЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Глинами называют тонкодисперсные горные породы, в основном состоящие из глинистых минералов. Для глин характерна пластичность при смешении их с ограниченным количеством воды (за исключением каолина, сухарных глин, аргиллитов).

В глинах содержится более 50 % частиц размером менее 0,01 мм и не менее 30 % частиц размером менее 0,001 мм. Л. Б. Рухин и некоторые другие исследователи считают, что основные свойства глин определяются частицами размером менее 0,005 мм, представленными преимущественно глинистыми минералами. Среди глинистых частиц различают крупные (0,005—0,001 мм), мелкие (0,001—0,0002 мм) и коллоидные (<0,0002 мм).

К глинистым минералам относятся различные водные силикаты глинозема; по кристаллической структуре и составу выделяют аллофановую, каолинитовую, монтмориллонитовую, гидрослюдистую, палыгорскитовую группы. Кроме того, отмечаются хлоритовые глинистые минералы и вермикулит, нередко участвующие в упорядоченных смешаннослойных образованиях.

Группа каолинита включает каолинит, диккит, накрит и гидратированную форму — галлузит. Общая формула $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$. Минералы сложены листоватыми структурными единицами, представляющими собой сочетание тетраэдрического кремнекислородного и октаэдрического алюмокислородно-гидроксильного слоев. В пределах слоев заряды сбалансированы, структурные единицы прочно связаны межслоевой водородной связью.

Группа монтмориллонита объединяет собственно монтмориллонит, нонтронит, бейделлит и другие минералы с общей формулой $(\frac{1}{2}Ca, Na)_{0,7}(Al, Mg, Fe)_4(Si, Al)_8O_{20}(OH)_4 \cdot nH_2O$. Сложные слои образованы путем сочленения двух тетраэдрических кремнекислородных слоев и одного алюмокислородно-гидроксильного октаэдрического. Широко проявлено замещение ионов высокой валентности ионами низкой валентности, что приводит

к общему отрицательному заряду структуры. Нейтрализация избыточных отрицательных зарядов достигается присутствием между слоистыми пакетами обменных катионов (Ca, Na, Mg, реже K) и молекул воды, которые легко вытесняются другими катионами и органическими молекулами. К группе гидрослюдов принадлежат гидромусковит, гидрофлогопит, гидробиотит, глаукоцит и др. Общая формула $K_{1-1,5}Al_4[Si_{7-6,5}Al_{1-1,5}O_{20}](OH)_4$.

Наряду с преобладающими глинистыми минералами в состав глин в подчиненном количестве входят обломки зерен кварца, полевых шпатов, турмалинов, амфиболов, чешуйки слюды, обломки различных пород; из новообразованных минералов присутствуют карбонаты, сульфаты, фосфаты, опал, сульфиды, оксиды и гидроксиды железа и марганца, изредка гидраты глинозема. Органическое вещество наблюдается в виде органических молекул, адсорбированных на поверхности частиц глинистых минералов, растительных и животных остатков.

Под структурой глин понимают распределение компонентов породы по гранулярному составу, форму частиц, их пространственную ориентировку по отношению друг к другу и силы сцепления между частицами.

Главные химические компоненты глин: SiO_2 (30—70 %), Al_2O_3 (10—40 %), H_2O (5—15 %); подчиненные: TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , K_2O , Na_2O , нередко отмечаются SO_3 , CO_2 , P_2O_5 , S, C, из примесей V, Cr, Ni, Co, Zn, Cu, Ga, Zr. К глинистым породам относятся и непластичные их разновидности (сухарные глины или «флинтклей», аргиллиты, глинистые сланцы), обладающие типичными для глин дисперсностью, особенностями минерального и химического состава. От глин они отличаются раскристаллизованностью коллоидного вещества, частичной дегидратацией и перекристаллизацией глинистых минералов, наличием гидратов глинозема в сухарных разностях.

Особенности вещественного состава определяют важнейшие физико-химические и технологические свойства глин и глинистых пород. Однако непостоянный полиминеральный состав глин, колебания содержаний неглинистых фракций различной крупности делают эту зависимость сложной. Глинистые минералы изучаются с помощью специальных методов — электронографического, рентгеноструктурного, термического, электронно-микроскопического, люминесцентного анализа, мессбауэровской спектроскопии и др.

Характерное свойство глин — пластичность, т. е. способность их при смешении с ограниченным количеством воды давать тесто, принимающее под давлением любую форму и сохраняющее ее при снятии давления и сушке. Пластичность возрастает по мере увеличения степени дисперсности глин, зависит от минерального состава, формы и типа поверхности зерен. Число пластичности (П) определяет интервал влажности, при которой глина обладает пластичностью, и рассчитывается как разность между значениями, соответствующими нижней границе текуче-

сти и границе раскатывания глин. Глины делят на высоко- ($P > 25$), средне- ($P 15-25$), умеренно- ($P 7-15$), малопластичные ($P < 7$) и непластичные.

Пластичность глин во многом обуславливает их связность, т. е. способность связывать в прочную и однородную массу частицы непластичных («тощих») материалов. Выделяют связующие глины (допускается добавка более 50 % тощих материалов), пластичные (до 50 %), тощие (до 20 %) и непластичные.

Наивысшая пластичность свойственна наиболее тонкодисперсным натриевым монтмориллонитовым глинам, менее пластичны каолининовые, гидрослюдистые и бейделлитовые глины, самая малая пластичность у первичных каолинов. Пластичность и связующую способность повышают измельчением глин и специальными добавками.

На свойства глин в смесях с водой влияет ионный обмен, т. е. обмен катионов между глинистыми частицами и водными растворами. Катионы с большей энергией обменного поглощения вытесняют катионы с меньшей энергией в раствор и занимают их места в диффузном слое глинистой частицы. Легче всего вытесняется Na^+ , несколько хуже K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , наиболее трудно — H^+ . Обменная способность глинистых минералов устанавливается по количеству ионов (обычно Na^+), поглощенных навеской глинистой породы массой 100 г; максимальной обменной способностью обладает монтмориллонит, несколько меньше она у бейделлита, минимальные значения отмечаются для каолинита.

Набухание — свойство глин увеличиваться в объеме при поглощении воды; это свойство определяется их гранулометрическим и минеральным составом, а также составом поглощенных катионов. Наибольшим набуханием обладают монтмориллонитовые и бейделлитовые глины, наименьшим — каолининовые. Явление, обратное набуханию, называют воздушной усадкой; величина ее зависит от пластичности глин и изменяется от 1,5 до 13 %. При обжиге глин наблюдается огневая усадка. Огневая усадка не одинакова при разных температурах обжига, при 1250 °C может достигать 22 %. Для уменьшения усадки в глины добавляют тощие материалы.

Спекаемость заключается в способности глин при обжиге давать камнеподобное тело («черепок»). В процессе спекания наиболее легкоплавкие минералы расплавляются и заполняют пространства между нерасплавившимися. По величине водопоглощения после обжига определяются температура спекания и степень спекаемости глин. Различают сильно- (водопоглощение не более 2 %), средне- (не более 5 %) и неспекающиеся глины (более 5 %), а по температуре — низко- (до 1100 °C), средне- (1100—1300 °C) и высокотемпературного (свыше 1300 °C) спекания.

Огнеупорность — это свойство глинистых пород выдерживать без размягчения и плавления черепка высокие температуры;

оценивается по температуре, при которой образец оплавляється и деформируется. Глины делят на огнеупорные (температура плавления выше 1580°C), тугоплавкие ($1350\text{—}1580^{\circ}\text{C}$) и легкоплавкие (ниже 1350°C). Наиболее огнеупорны каолины (температура плавления 1770°C) и каолинитсодержащие глины, к легкоплавким относятся монтмориллонитовые, бейделлитовые, гидрослюдистые и смешанного состава. Наличие свободных гидратов глинозема повышает огнеупорность, присутствие «плавней» (оксиды железа, сульфиды, карбонаты, гипс и др.) — понижает.

Важное значение имеет величина интервала спекания — между температурой спекания и плавления глины: чем она больше, тем качественнее глина. Величина эта варьирует от 100 до 400°C .

Вспучивание происходит из-за выделения газообразных продуктов, возникающих при диссоциации оксидов и карбонатов, сгорании органических веществ в процессе обжига некоторых легкоплавких глин и глинистых сланцев. Оно является отрицательным свойством в керамике, но широко используется для получения легких искусственных заполнителей (керамзита, аглопорита).

Адсорбционные свойства глин заключаются в способности поглощать из окружающей среды и удерживать на поверхности частиц различные ионы и молекулы. Наиболее активными адсорбентами служат монтмориллонитовые и бейделлитовые глины. Наряду с высокой поглотительной способностью им присуща высокая связующая способность и каталитическая активность.

Окраска глин как в сыром, так и в обожженном виде зависит от минерального состава, особенно от наличия примесей. Глины, близкие к мономинеральным, имеют белый или светло-серый цвет с разными оттенками; безводные оксиды железа окрашивают глину в розовый и красный цвета, оксиды марганца — в буроватый, органические примеси — в серый и черный. При сушке глина светлеет, а при обжиге меняет окраску: по цвету черепка различают темно-, светло- и беложгущиеся глины.

Плотность глин изменяется от 2,35 до $2,84\text{ г/см}^3$, объемная масса от 1,60 до $2,50\text{ г/см}^3$.

По ценности, составу и характеру технических требований промышленности выделяются четыре наиболее важные группы глин. К *строительным* и *грубокерамическим* глинам относятся легкоплавкие, в меньшей степени тугоплавкие. Применяются в обожженном виде для производства строительной (кирпич, черепица) и грубой керамики — клинкерного кирпича, кислотоупорных припасов, дренажных труб, метлахской плитки, глиняной посуды, при ускоренном обжиге — для получения керамзита и аглопорита. В производстве цемента глинистые породы составляют до 35 % компонентов шихты. Глинистые породы

должны быть легкоплавкими, с небольшим содержанием Al_2O_3 и $\text{MgO} + \text{SO}_3$ — не более 6 %. В необожженном виде глины применяются как строительный (саманные кирпичи), связующий (при кладке кирпичей), водонепроницаемый (при возведении гидротехнических сооружений) материал. Наиболее пластичные сорта используются в скульптурном деле.

Изделия строительной и грубой керамики в зависимости от назначения имеют пористый или плотный черепок. В первом случае применяют легкоплавкие глины с температурой спекания 900—1000 °С и интервалом спекания 100—120 °С, умеренной пластичностью и хорошей связующей способностью. Плотный черепок получается при обжиге легкоплавких, частично тугоплавких глин с температурой спекания ≤ 1200 °С, интервалом спекания не менее 200 °С. Ограничено содержание карбонатов, сульфатов, сульфидов железа, органики. Допускается любой цвет глин, кроме черного, лишь для производства облицовочных материалов необходимы беложгущиеся глины.

Огнеупорные и тугоплавкие глины имеют в основном каолиновый состав, характеризующийся высоким содержанием Al_2O_3 (30—42 %) и следующими содержаниями других компонентов в %: Fe_2O_3 3—4; TiO_2 1—2; CaO 0,8; SO_3 0,2—0,3. Они применяются для внутренней облицовки доменных печей, для производства огнеупорного припаса металлургических и стекловых печей, кислотоупорных изделий, тонкой керамики, в частности электрокерамики; в литейном деле как связующий материал формовочных смесей. Огнеупорные изделия должны обладать высокой (1580—1770 °С) огнеупорностью, большой механической прочностью при разных температурах и способностью противостоять разъедающему действию газов и шлаков.

Важным показателем огнеупорности глин является высокое содержание глинозема; максимальное допускаемое содержание оксидов железа — 4,5 %. По содержанию $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2$ (в прокаленном состоянии) глины делят на высокоосновные (более 40 %, марка ВО), основные (30—40 %, ОС), полукислые (15—30 %, ПК), кислые (менее 15 %, К). По ГОСТу алюмосиликатные огнеупорные изделия разделены на шамотно-глиняные и шамотно-каолиновые, для изготовления которых пригодны глины марок ВО и ОС, и полукислые (кварц-каолиновые и кварц-глиняные), получаемые из глин марок ПК и К. В шамотные изделия для уменьшения усадки при обжиге добавляют шамот — продукты обжига огнеупорной глины или необожженные породы типа сухарных глин; в полукислые изделия вводят кварц.

Для производства кислотоупорных керамических изделий сырьем служат каолиновые и каолинит-гидрослюдистые огнеупорные и тугоплавкие глины, легкоспекающиеся (в пределах 1100—1250 °С) с интервалом спекания не менее 200 °С. Глины не должны иметь включений гипса, кальцита, пирита, песка; содержание оксидов железа не более 3 %, оксида кальция 1—2 %.

Формовочные глины должны обладать высокой связующей способностью и термохимической устойчивостью; ограничивается содержание сульфидной серы (не более 0,3 %) и оксидов щелочных и щелочноземельных металлов (2—3 %).

Каолины представляют собой малопластичные горные породы, преимущественно состоящие из минералов каолиновой группы. Первичные каолины — это продукты, возникшие за счет выветривания или гидротермального преобразования пород; тонкодисперсные переотложенные каолины называют каолиновыми (огнеупорными) глинами.

По огнеупорности каолины относятся к высокоогнеупорным: температура плавления до 1795 °С. Невысокая пластичность первичных каолинов обусловлена низким содержанием коллоидных частиц.

Каолины подвергаются обогащению (в основном мокрому); при полном удалении кварца они должны содержать (в %): SiO_2 46,5; Al_2O_3 39,5; H_2O 13,96; однако даже при тщательном обогащении в каолинах отмечается не менее 2,5 % примесей (Fe_2O_3 , TiO_2 , CaO , Na_2O и др.).

Обожженные каолины используются для производства тонкой (около 15 %), грубой и строительной (около 9 %) керамики. К тонкой керамике относятся предметы санитарно-технического и медицинского оборудования, бытовая и химическая посуда и аппаратура, электроаккумуляторы, архитектурно-декоративные изделия.

Фаянсовые и фарфоровые изделия изготавливают из тонкомолотых маложелезистых бело- и светложгущихся масс, в состав которых входят каолин, пластичная огнеупорная глина, полевой шпат, кварц и бой. Шихта должна быть чистой и однородной, иметь высокую огнеупорность (1600—1670 °С), широкий интервал спекания (150—200 °С и более), минимальное содержание красящих оксидов, не более 0,8 % CaO ; 0,3—0,4 % SO_3 при полном отсутствии пирита, сидерита и других включений, дающих выплавки и мушки.

В качестве наполнителя обогащенный каолин используется в бумажной (более 40 %), химической (более 8 %), стекольной, парфюмерно-косметической промышленности, карандашном производстве и др. Для большинства указанных отраслей необходим наполнитель белого цвета; вводятся ограничения по химическому составу, механическим примесям и содержанию влаги. Возможно использование каолинов и высокоглиноземистых маложелезистых глин в качестве сырья для получения алюминия.

Бентониты представляют собой тонкодисперсные глины с высокой связующей способностью, адсорбционной и каталитической активностью, содержащие не менее 60 % минералов группы монтмориллонита [9]. В составе бентонитов присутствуют смешаннослойные минералы, гидрослюды, каолинит, палыгорскит и др. Палыгорскитовые глины, обладающие хорошими адсорб-

ционными свойствами и применяемые для приготовления соле- и термостойких промывочных буровых жидкостей, также можно условно отнести к этой группе.

По составу обменных катионов различают щелочные — натриевые бентониты, характеризующиеся высокими набухаемостью (до 19 раз), коллоидностью, дисперсностью (собственно бентониты), щелочноземельные, которым присущи высокие адсорбционные и каталитические свойства (флоридины, фуллеровы земли) и смешанные. При обработке натриевыми препаратами щелочноземельные и смешанные бентониты преобразуются в щелочные, а у щелочных, обработанных минеральными кислотами, резко повышаются адсорбционные и каталитические свойства.

Бентониты применяются для изготовления промывочных жидкостей (32 %), производства железорудных окатышей (20 %), получения керамзита (28 %), для массового литья (17 %). Кроме того, в качестве адсорбентов (менее 3 %) бентониты используются в нефтеперерабатывающей, пищевой (очистка вин, соков), текстильной (обезжиривание шерсти) промышленности. Наряду с каолинами бентониты применяются как наполнитель мыла, а также в медицине. В сельском хозяйстве применяются при производстве комбикормов, для улучшения агротехнических свойств песчаных почв, в качестве носителей ядохимикатов. Светложгущиеся разности бентонитов используются при выработке тонкой керамики как заменитель огнеупорных пластичных глин в составе шихты.

В зависимости от сортности сырья изменяются требования к содержанию монтмориллонита (от 95—100 до 60—70 %), SiO_2 (от 66 до 50 %), Al_2O_3 (от 28 до 13 %), к набухаемости (100—70 %), сумме обменных катионов и др. Оценка пригодности бентонитов для каждого конкретного производства возможна путем технологических испытаний.

Для месторождений глин принята следующая классификация по запасам (в млн. т.): крупные — более 20; средние — 5—20 (для бентонитов 10—20), мелкие — менее 5 (для бентонитов — менее 10) и очень мелкие — менее 1. В 1978 г. в мире было добыто 527 млн. т. глин.

Мировые разведанные ресурсы бентонитовых глин оцениваются в 2000 млн. т, из них 1150 млн. т приходятся на капиталистические и развивающиеся страны, в том числе 800 млн. т. на США [2]. Мировая добыча составляет около 9 млн. т, в том числе в США более 4 млн. т. В СССР в 1975 г. добыто 2,5 млн. т, из которых основная масса выпускается в комовом виде и лишь 26 % в виде порошков.

В СССР запасы первичных каолинов исчисляются примерно в 450 млн. т; около 130 млн. т — запасы каолина в кварц-каолиновых песках. В СССР в 1975 г. добыто около 4 млн. т каолина. Мировая добыча каолина в 1978 г. составила 16,5 млн. т, наиболее крупными производителями являются США (1978 г. — 6,3 млн. т, 1981 г. — 7,2 млн. т) и Великобритания (3,8 млн. т).

Цена каолина (1974 г.) варьировала от 1 до 160 дол/т в зависимости от его вида и качества.

Запасы огнеупорных глин в СССР составляют 2550 млн. т, а запасы вторичных каолинов, основным потребителем которых является огнеупорная промышленность,— 795 млн. т. В 1975 г. в СССР добыто 10,2 млн. т огнеупорных глин и 2,85 млн. т вторичных каолинов. В США в 1978 г. получено 2,8 млн. т огнеупорных глин. Запасы тугоплавких глин в СССР (на 1976 г.) составляют 660 млн. т, добыча — 3,25 млн. т. Запасы и добычу легкоплавких глин и глинистых пород учесть трудно.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По условиям образования выделяют эндогенные (вулканогенно-гидротермальные, вулканогенно-осадочные и метаморфогенные) и экзогенные (обломочные, остаточные, инфильтрационные и осадочные) месторождения глин и каолинов.

Вулканогенно-гидротермальные метасоматические месторождения средне-низкотемпературные, наиболее характерны для бентонитов и в меньшей степени для каолинов и огнеупорных глин.

Месторождения гидротермальных каолинов пространственно и генетически связаны с окварцованными и аргиллизированными андезит-дацитовыми эффузивными толщами кайнозойского и редко более древнего возраста, нередко контролируются разрывными нарушениями. Формы каолиновых залежей жиллообразные, линзовидные, трубчатые, размеры небольшие, мощность десятки, протяженность десятки — сотни метров. Гидротермальные каолины обладают качествами первичных, минеральный состав их непостоянен, хотя содержание красящих оксидов ниже, чем в остаточных. Запасы подобных каолинов составляют менее трети мировых запасов. Месторождения развиты в пределах Средиземноморской складчатой зоны (Турция, Италия), вулканогенных поясов Тихоокеанского кольца (Япония, Чили, Мексика), и альпийских складчатых зон Закавказья (Загликское месторождение) и Карпат (Береговское месторождение).

Месторождения бентонитов этого типа тяготеют к тем же проявлениям вулканизма, но их становление обусловлено воздействием щелочных поствулканических гидротермальных растворов на вулканы от основного до кислого состава.

Формы рудных тел — штоки, пластообразные залежи; мощность их в центральных частях до 130 м; рудные тела приурочены к зонам разломов и оперяющих трещин. Бентониты щелочные и щелочноземельные с содержанием монтмориллонита 80—90 %, качество их невыдержанное; по запасам месторождения уникальные и крупные. Типичные представители: Даш-Салахлинское (Азербайджан), Цихис-Убаньское (Грузия), Саригюхское (Северная Армения), за рубежом — месторождения Японии и США (шт. Калифорния). В СССР запасы этих месторож-

дений составляют более 20 % общих запасов бентонитов, добыча — более 30 %.

Вмещающие породы Саригюхского месторождения представлены туфами, туффитами, мергелями и известняками позднемелового возраста, среди которых залегают смоляно-черные андезитобазальтовые порфиры позднесантонского возраста (рис. 62). Бентониты образовались при замещении порфиритов и вмещающих вулканогенных пород. Залежи контролируются нарушениями близмеридионального простираия.

Щелочные бентониты в основном сложены монтмориллонитом, присутствуют высокожелезистая гидрослюда — селадонит, смешаннослойные минералы, в качестве примесей — кристобалит и цеолиты. Месторождение сформировалось при участии высокощелочных растворов при температуре от 200—300 °С (зеленокаменные изменения и появление смешаннослойных минералов) до 80—180 °С (развитие монтмориллонитовых глин). Бентонитам свойственны высокие дисперсность (фракция менее 0,001 мм составляет 70—80 %), набухаемость (до 18 раз), обменная емкость.

Вулканогенно-осадочные месторождения характерны для бентонитов. Выделяют морские месторождения, связанные с подводными преобразованиями (гальмиролизом) вулканогенных пород, и континентальные, формирующиеся в содовых озерах.

Месторождения морского подтипа играют более важную роль в запасах и добыче. Приурочены они к районам активной вулканической и тектонической деятельности, предгорным прогибам, прилегающим частям платформ и областей завершенной складчатости. По составу бентониты щелочные, что обусловлено постоянным содержанием в морской и озерной воде соединений Na, наличием избыточных щелочей и некоторого количества MgO [9].

Форма залегания бентонитов — пластовая, в морском подтипе тела более однородны и выдержаны; мощность от десятков сантиметров до 10 м, запасы от мелких до крупных.

Представителями этого подтипа в СССР являются уникальное Огланлинское месторождение (Туркмения) щелочных светложгущихся бентонитов, Гумбрийское (Грузия), Азкамарское (Узбекистан), а за рубежом — месторождения шт. Вайоминг в США.

Месторождения, связанные с корами выветривания магматических, метаморфических, реже — осадочных пород, расположены на платформах и в областях завершенной складчатости. В зависимости от состава материнских пород при выветривании образуются каолининовые, галлуазитовые, гидрослюдистые, монтмориллонитовые глины. Они содержат минералы первичных пород, слабо пластичны, используются редко.

Практическое значение имеют остаточные месторождения первичных каолинов, преимущественно мезозойского и кайнозой-

ского возраста; для их формирования благоприятны кислые и щелочные породы. Для каолиновых кор выветривания характерно осветление, обусловленное почти полным выносом железа,

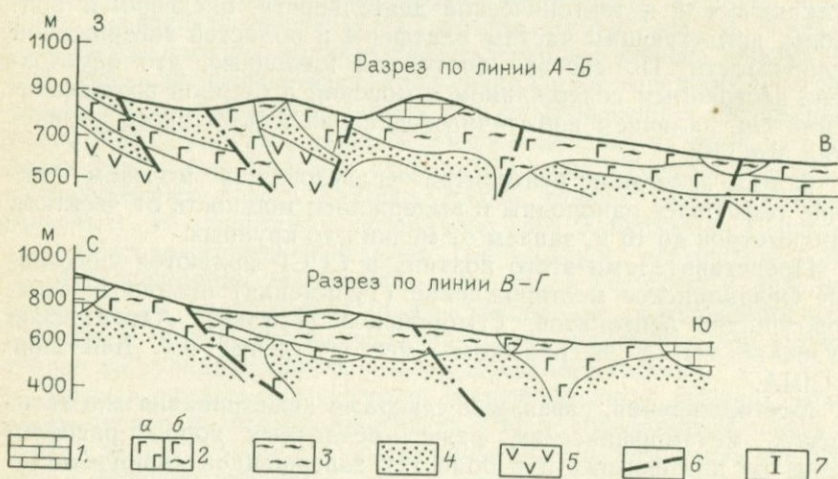
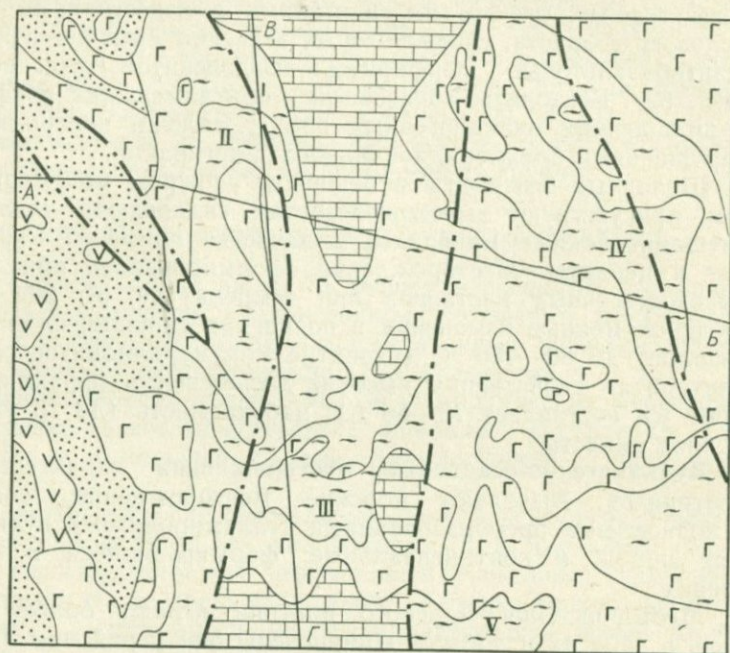


Рис. 62. Схема геологического строения Саригуйюкского месторождения бентонитов. По М. А. Ратееву и др.

1 — известняки с прослоями мергелей и туфопесчаников; 2 — смоляно-черные андезитовые порфириты: а — неизменные, б — измененные; 3 — бентониты; 4 — туфопесчаники, аргиллиты, известняки; 5 — андезитовые порфириты; 6 — тектонические нарушения; 7 — участки: I — Центральный, II — Северный, III — Южный, IV — Котрац-Нов, V — Виноградный

что рассматривают как результат выщелачивания его гумусовыми кислотами в обстановке развития пышной растительности и жаркого климата со сменой дождевых и засушливых периодов. Формы рудных тел плаще- и гнездообразные, средняя мощность десятки метров. Минеральный состав определяется каолинитом, ассоциирующим с галлуазитом, монтмориллоном, халцедоном, реликтовыми минералами. В СССР крупные месторождения известны на Украине, Урале, разведаны в Сибири, на Дальнем Востоке и Казахстане; за рубежом — в КНР, Великобритании, ЧССР, ГДР, СФРЮ, Франции.

Крупнейшими месторождениями Украины [7] являются Великогадоминецкое и Турбовское. На первом из них каолиновая

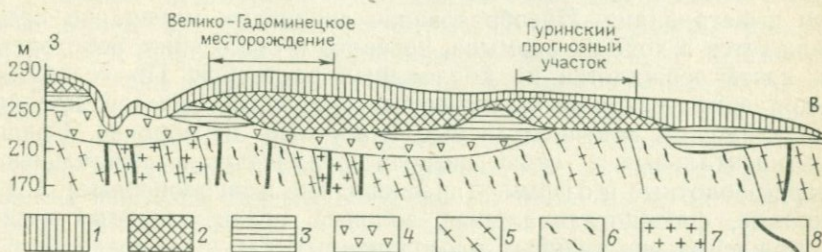


Рис. 63. Схематический геологический разрез коры выветривания Глуховецко-Турбовского района. По Л. Г. Ткачуку и Л. С. Сонкину.

1 — кайнозойские отложения; 2—4 — зоны коры выветривания: 2 — каолинитовая, 3 — гидрослюдисто-каолинитовая, 4 — дезинтеграция; 5—7 — материнские породы коры выветривания; 5 — бердичевские граниты, 6 — полосчатые мигматиты, 7 — граниты аплит-пегматоидные; 8 — разломы

кора мощностью от 45 до 90 м сформирована по переслаивающимся мигматитам, гнейсам и аплит-пегматоидным гранитам; снизу вверх выделяют зоны дезинтеграции, гидрослюдисто-каолинитовую и каолинитовую с подзонами нормального и щелочного каолина (рис. 63). Более 80 % объема залежи первичного каолина составляют его высшие сорта, применяемые в бумажной промышленности.

Обломочные месторождения играют подчиненную роль, к ним относятся пролювиальные и делювиальные месторождения глин.

Пролувиальные глины приурочены к краевым частям конусов выноса, где образуют прослои среди грубообломочных и песчаных пород мощностью в несколько метров, протяженностью десятки — сотни метров. Глины плохо сортированные полиминеральные. Делювиальные месторождения глин возникают при сползании продуктов выветривания по склонам холмов, бортам речных долин. Залежи имеют плащеобразную форму, мощность до первых десятков метров, непостоянная, сортировка глин слабая. Глины полиминеральные, относятся к легкоплавким, используемым для изготовления строительного кирпича, в цементной промышленности и др.

Инфильтрационные или экзогенно-метасоматические месторождения формируются в результате ресилификации и обеления бокситов. Источником растворенной кремнекислоты служат породы кровли, присутствие в составе продуктивной толщи лигнита и рассеянной органики обуславливает кислую восстановительную реакцию поровых вод, что приводит к деферризации бокситов и замещению их каолинитом и галлуазитом; часть железа остается в форме сульфидов и карбонатов. Примерами являются полигенные залежи Троицко-Байновского месторождения на Урале, Апрельского в Западной Сибири, месторождения шт. Джорджия в США.

Осадочные месторождения глин возникают в результате переотложения и диагенетического изменения продуктов размыва кор выветривания. Преобразование глинистых минералов продолжается в ходе их размыва, переноса и отложения, некоторая их часть осаждается из коллоидных растворов. По условиям накопления глинистого вещества осадочные месторождения разделяют на континентальные, лагунные и морские. Среди континентальных в свою очередь различают аллювиальные, озерно-болотные и озерные (пресноводные и засоленные), ледниковые, флювиогляциальные, эоловые, среди лагунных — месторождения опресненных и осолоненных лагун, а среди морских — месторождения прибрежной и удаленной от берега частей шельфа.

Легкоплавкие глины образуются во всех перечисленных случаях, тугоплавкие и огнеупорные — в озерно-болотных бассейнах и опресненных лагунах.

Вторичные каолины представляют собой продукты размыва и переотложения первичных. Среди них выделяют как неотсортированные разности: каолинсодержащие пески и галечники, так и более отфракционированные каолины. По мере увеличения дальности переноса свойства переотложенных каолинов все более соответствуют свойствам глин; таким образом, тонкодисперсные переотложенные каолины являются каолинитовыми или гидрослюдисто-каолинитовыми огнеупорными глинами. Среди месторождений бентонитов известны терригенно- и коллоидно-осадочные месторождения морского и континентального подтипов.

Месторождения наиболее ценных огнеупорных глин формируются путем отложения глинистого материала на дне озер, опресненных лагун в некотором удалении от берега; отсутствие электролитов благоприятствует медленному выпадению вещества, что приводит к накоплению тонкодисперсных однородных глин с обильными растительными остатками. По минеральному составу глины каолинитовые, кроме того, присутствуют галлуазит и гидрослюды, иногда гидраты глинозема, отмечаются примеси карбонатов, сульфидов и гидроксидов железа. Залежи имеют форму линз и пластов, выдержанные; по простиранию они прослеживаются на несколько километров при мощности

от нескольких метров до первых десятков метров. К этому типу относится Часовъярско-Дружковская группа месторождений в Донецкой области, Латнинские — в Воронежской области и месторождения Боровичско-Любытинского района, расположенные на севере Новгородской области и приуроченные к северо-западному крылу Московской синеклизы. Залегание пород здесь практически горизонтальное. Нижнетульский продуктивный комплекс представлен сухарными, полусухарными и пластичными глинами суммарной мощностью до 6,5 м (рис. 64). Вся толща перекрыта известняками, содержащими в подчиненных количествах доломиты, пески и глины визейского, а местами и серпуховского возраста, а также четвертичными отложениями ледникового происхождения.

Залежи пластичных огнеупорных глин Любытинского района имеют пластообразную форму, площадь распространения $(0,5 \div 1) \times (2 \div 3)$ км и выдержанную мощность, а залежи сухарных глин Боровичского района и полусухарных Любытинского — линзообразную форму, длину от 50 до 300 м и изменчивую мощность — от 0 до 4 м. Все глины существенно каолининовые, в сухарных отмечается примесь гидраргиллита. Сухарные глины наиболее ценные: содержат до 41 % Al_2O_3 , их огнеупорность 1670—1710 °С.

Н. А. Агеева объясняет специфику вещественного состава глин особенностями процессов седиментации в озерно-болотных условиях с восстановительной средой в Боровичском районе и слабовосстановительной в Любытинском.

Осадочные месторождения бентонитов содержат 50 % запасов в СССР, и на их долю приходится 50 % добычи. Возраст их обычно кайнозойский. Лучшее качество свойственно месторождениям, возникшим в морских условиях. Щелочная среда водоемов (рН 7—9) способствует преобразованию хлорит-гидроглинистых продуктов выветривания и раскристаллизации гелей в монтмориллонит. В умеренно теплом гумидном климате месторождения формируются в мелководных прибрежно-морских и лагунных условиях, в аридной зоне — в более отдаленных от берега и застойных участках морских водоемов, в последнем случае бентониты содержат примесь минералов группы палыгорскита, которые иногда являются ведущими. Залежи имеют пластообразную форму, выдержаны по простиранию на площадях в десятки и сотни (до тысяч) квадратных километров; мощность от метров до десятков метров. Запасы большие — миллионы, иногда десятки миллионов тонн. Бентониты щелочноземельные, нередко обогащены органикой. Месторождения этого типа развиты в Поволжье, Средней Азии, на Украине (Черкасское), а за рубежом — в США (месторождения прибрежных равнин Атлантического океана и Мексиканского залива).

Метаморфизованные месторождения образуются при уплотнении, дегидратации и частичной перекристаллизации глинистых

осадков в процессе диагенеза или в начальные стадии метаморфизма. К ним относятся месторождения непластичных глинистых пород типа аргиллитов и глинистых сланцев. Так, в глинистых сланцах глинистые минералы под влиянием метаморфизма в значительной мере превращены в слюды и хлориты. Глинистые сланцы и аргиллиты могут использоваться в качестве компонента сырьевой смеси при производстве цемента. Месторождения развиты в Грузии, Казахстане, Западной Сибири, на Дальнем Востоке.

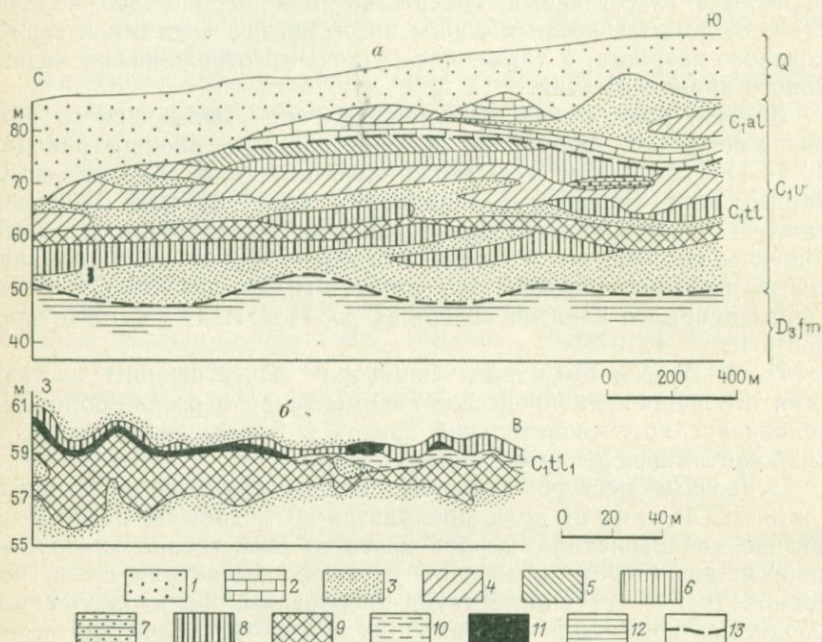


Рис. 64. Схематический литологический разрез Боровичского месторождения огнеупорных глин (участок «Большевик»): а — сводный разрез (по М. Ф. Видуловой с учетом данных В. С. Кофмана); б — разрез продуктивной толщи по выемочному штреку (по Н. А. Агеевой).

1 — четвертичные отложения; 2 — известняк; 3 — песок; 4—10 — глина; 4 — серая, в основном песчаная, 5 — пестрая, 6 — черная и темно-серая, в основном песчаная, 7 — светло-серая, 8 — серая, пластичная, 9 — сухарная, 10 — углистая; 11 — уголь; 12 — мергели и глины; 13 — поверхности размыва девонских и тульских отложений

МИНЕРАГЕНИЯ

Легкоплавкие глины разных генетических типов и широкого возрастного диапазона (от кембрийских до современных) распространены на всей территории СССР; промышленность же в основном использует четвертичные глины, залегающие у поверхности.

Основными поставщиками тугоплавких глин преимущественно юрского возраста являются Донецко-Приднепровский, Центрально-Черноземный и Северо-Западный экономические

районы, меньшее количество добывается в Восточно- и Западно-Сибирском, Поволжском, Белорусском районах. Месторождения размещаются в платформенных областях, приурочены к осадочным формациям карбонатных, а также содержащих прослои углей песчано-глинистых пород, формирующихся в опресненных лагунах или в прибрежно-морских условиях.

Магматогенные каолиноносные формации [11] связаны с орогенными магматическими андезит-липаритовыми наземными эффузивами и гипабиссальными интрузиями порфиров, гидротермально-метасоматические изменения которых приводят к появлению различных метасоматитов. Большинство залежей гидротермальных каолинов выявлено в СССР в районах молодого вулканизма (Камчатка, Курильские о-ва) и областях альпийского орогенеза (Закарпатье, Закавказье, Сихотэ-Алинь).

Платформенный этап характеризуется формированием гипергенных каолиновых формаций кор выветривания, в основном мезозойского и кайнозойского возрастов.

На территории СССР каолиновое выветривание было распространено на значительных площадях в ранне- и среднеюрское (европейская часть СССР, Казахстан, Средняя Азия) и позднемеловое — палеогеновое (Приморье и юг Сибири) время; одновременно формировались промышленные залежи перетолженных каолинов. Формации перетолженных каолинов распространены более широко, чем коры выветривания. На территории СССР можно выделить несколько стратиграфических уровней, к которым приурочены основные залежи перетолженных каолинов и огнеупорных глин. Основные бассейны позднепалеозойского возраста — Северо-Западный и Тиманский, мезозойского — Тимано-Печорский, Ангара-Вилуйский, Ленский и Среднеазиатский, мезозойско-палеогенового — Урало-Казахский, Чулымо-Енисейский, Присаянский и Приамурский, преимущественно палеогенового — Украинский.

Среди бентонитоносных формаций выделяют вулканогенно-гидротермальные, вулканогенно-осадочные, терригенно- и коллоидно-осадочные, кор выветривания [9].

Вулканогенно-гидротермальные бентониты связаны частично с раннегеосинклинальной формацией, а в основном с посторогенной формацией липаритовых порфиров — базальтовых порфиров, развитыми в альпийских складчатых областях; обязательно наличие тектонических нарушений. В СССР к последней формации относятся месторождения Закавказья.

Вулканогенно-осадочные бентонитоносные формации неоген-позднемелового возраста расположены в пределах Карпатской, Кавказской и других складчатых систем. Платформенная морская глинисто-мергелисто-известняковая формация неогенового возраста развита на Украине. Морские глинисто-мергелистые формации палеогенового возраста тяготеют к передовым прогибам Карпат, Терскому, Ферганской впадине и др. Известняково-алеврит-глинистая формация каменноугольного возраста

приурочена к Байкальской и Саяно-Алтайской складчатой системам. Терригенно- и коллоидно-осадочные бентонитоносные формации (палеоген-неогенового возраста) распространены, главным образом, в платформенных областях гумидных равнин в пределах Воронежской, Украинской и Волго-Уральской антеклиз.

Глава 19

ПЕСОК И ГРАВИЙ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Песок, гравий и другие рыхлые обломочные породы (галечник, глыбово-щебеночный материал, маршаллит) состоят из несцементированных обломков и зерен различных минералов, обломков горных пород разных форм, размеров и степени окатанности.

Обломочные породы подразделяются по величине обломков. Границы между отдельными разновидностями проводятся по-разному. По одной из классификаций выделяют следующие пределы по диаметру частиц (в мм): 1) песок мелкий 0,25—0,1; средний 0,50—0,25; крупный 1,0—0,50; 2) гравий мелкий 2,5—1,0; средний 5,0—2,5; крупный 10—5; 3) галька и щебень мелкие 25—10; средние 50—25; крупные 100—50; 4) валуны мелкие 250—100; средние 500—250; крупные 1000—500; 5) глыбы > 1000.

Различают пески мономинеральные, олигомиктовые, состоящие из двух-трех минералов, и полимиктовые, в составе которых присутствуют обломки различных горных пород и минералов. Близки к мономинеральным кварцевые пески, в которых содержится более 80 % кварца; изредка встречаются полевошпатовые пески и др. Главный аллотигенный породообразующий минерал песков — кварц разного происхождения, прозрачный или светлоокрашенный. В песках могут присутствовать также полевые шпаты, слюды, глинистые минералы, глауконит, карбонаты, кремнь, обломки горных пород, скелеты организмов, растительный детритус, а из тяжелых минералов ($\rho > 2,9 \text{ г/см}^3$) — магнетит, циркон, рутил и др. Одна из форм нахождения аутигенных минералов песков — новообразования на поверхности зерен — пленка кристаллического или аморфного строения. По минеральному составу она может быть гидрослюдистой железистой, карбонатной, из органического, глинистого вещества, нередко имеет смешанный состав.

Химический состав песков может изменяться в широких пределах. Содержание кремнезема до 99,0 и даже 99,9% отмечается в мономинеральных кварцевых песках. Гравий обычно образует смесь с песком, чисто гравийные образования

встречаются крайне редко. Содержание песка в песчано-гравийных смесях изменяется от 10 до 90 %, часто в этом материале содержатся валуны различных размеров. В составе гравия и валунов могут присутствовать как твердые (гранит, гнейс, диабаз, кварц), так и относительно мягкие (известняк, песчаник) породы и минералы.

Применение песков и гравия в народном хозяйстве основывается на различных физических свойствах этих обломочных пород. В СССР более 96 % добываемых песка и гравия потребляется в строительстве, менее 5 % приходится на долю особо чистых кварцевых песков, используемых в стекольной, керамической, металлургической промышленности, а также в производстве ферросилиция, карбида кремния и т. п.

Важнейшее значение для стекольных, керамических, формовочных и прочих чистых кварцевых песков имеет химический состав. Содержание кремнезема в них должно превышать 90 %. Для стекольной и керамической промышленности особенно вредны примеси элементов-хромофоров: железа, хрома, титана, ванадия, никеля и др. Ограничивается также содержание CaO , Al_2O_3 и др.

По ГОСТу выделяется 15 марок стекольного сырья. Например, в сырье для получения оптических стекол и свинцового хрусталя (марка ООВС-010-В) содержание компонентов должно быть (в %): $\text{Fe}_2\text{O}_3 \leq 0,01$; $\text{Al}_2\text{O}_3 < 0,1$; $\text{SiO}_2 > 99,8$. Лимитируется также гранулометрический состав стекольных песков — не менее 90 % зерен с размерами от 0,1 до 0,5 мм. Высокое содержание кремнезема — необходимое условие для песков, используемых в производстве ферросилиция, карбида кремния, жидкого стекла и т. д., а также для абразивных и фильтровальных песков. В качестве абразивных применяются пески с остроугольными зернами. Фильтровальные пески должны иметь зерна размером от 0,3 до 1,0 мм, обладать достаточной химической стойкостью.

В литейном производстве кварцевые пески являются основным компонентом формовочной шихты. Формовочная шихта, кроме пластичности, для достижения которой добавляется глина, должна обладать огнеупорностью и газопроницаемостью, что обеспечивается высоким содержанием кварца и определенным гранулометрическим составом песка. Лимитируется содержание следующих компонентов (в %): SiO_2 не менее 97; глинистой составляющей (частицы размером $< 0,022$ мм) не более 1,1; щелочей и щелочных земель не более 1; Fe_2O_3 не более 0,6.

Для песка, используемого в производстве силикатного кирпича, требования такие (в %): SiO_2 более 50; SO_3 не более 2; сумма щелочей в пересчете на Na_2O не более 3,6; частиц диаметром меньше 0,05 мм не более 10, в том числе частиц размером менее 0,005 мм не более 2. Те же компоненты лимитируются при производстве изделий из автоклавных бетонов.

Не нормируется содержание кварца (несвязанной кремнекислоты) в песках, применяемых в качестве мелкого заполнителя тяжелого силикатного бетона. В большинстве случаев в строительных песках вредной считается глинистая фракция.

В качестве крупных заполнителей бетонов применяются гравий, природный или искусственный щебень из гравия или дробленых горных пород. Песок, гравий и щебень широко используются также и в дорожном строительстве в качестве балласта, компонентов асфальтобетонных смесей и др. Строительные песок, гравий, щебень, валуны оцениваются по общим показателям; к ним относятся петрографическая характеристика, содержание песка, гравия, валунов, суммарные содержания пылевидных и глинистых частиц, плотность породы в целике и после разрыхления, коэффициент разрыхления. Гравий, щебенка и валуны оцениваются по составу, форме (нежелательны пластинчатая, игольчатая формы частиц, ухудшающие прочность бетона), прочности, содержанию слабopочных пород, морозостойкости, водопоглощению, плотности и пористости. Определение пригодности пород для производства строительных материалов нередко требует технологических испытаний сырья.

По масштабу среди песчано-гравийных месторождений различают (в млн. м³): мелкие <10; средние 10—30; крупные >30; а среди месторождений строительных песков: мелкие <10; средние 10—15; крупные >15. Мировая добыча песка и гравия достигла в 1978 г. 8,3 млрд. т, в том числе в США — 0,99 млрд. т. В СССР в 1980 г. добыто более 500 млн. м³ песчано-гравийного материала. Эксплуатируется более 100 месторождений кварцевых песков, потребность в которых к 1980 г. составила около 10 млн. т стекольных и 27 млн. т формовочных. Разведанные запасы и добыча кварцевых песков размещены на территории СССР резко неравномерно, в связи с чем высоки расходы на перевозку стекольных и формовочных песков. В районах с ограниченными ресурсами кварцевых песков необходимо использовать песчаники, кварциты, жильный кварц, а также нетрадиционные виды сырья — маршаллиты, липариты, перлиты и др. Строительные песок и гравий во многих случаях целесообразно заменить техногенным сырьем — отходами обогатительных фабрик, золой ТЭС и др.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Экзогенные месторождения песка и гравия представляют собой продукты выветривания или возникшие при переносе последних ветром или водными потоками механические осадки. Выделяются элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, ледниковые и флювиогляциальные, золотые, морские и озерные месторождения.

Элювиальные отложения кварцевых песков развиты в коре

выветривания песчаников или кварцитов; к этому типу относятся и мучнистые кварцевые породы — маршаллиты, образующиеся при выветривании метасоматически окварцованных карбонатных пород; значение подобных месторождений (Харгинское кварцевых песков в Прибайкалье, Тактубайское маршаллитов на Урале) невелико. Нередко они ассоциируют с делювиальными отложениями кварцевых песков; запасы последних также ограничены. **Пролувиальные отложения** формируют шлейфы у подножий гор (Средняя Азия, Кавказ), покрывающие значительные площади; мощность залежей достигает десятков метров. Несортированный и необработанный обломочный материал используется для строительных целей.

Аллювиальные отложения представлены русловыми, долинными, террасовыми залежами — современными и древними, в том числе погребенными. Для них характерны удлиненно-линзовидные формы, длина до 1 км, мощность до десятков метров, а в дельтах до 100 м. Сортировка песчано-гравийно-галечного материала наименьшая в горных участках рек, наибольшая на равнинных участках и в дельтах. Дельтовые пески самые мелкозернистые, содержат значительную примесь пелитовой фракции. Полиминеральные разной крупности и сортировки пески и крупнообломочный аллювий — важный источник строительного сырья.

Моренные отложения образованы несортированным песчано-гравийно-валунным материалом, иногда с существенной примесью глины, суглинка или супеси. **Флювиогляциальные отложения** талых ледниковых вод разделяются на ледниково-речные и озерно-ледниковые. Те и другие могут быть внутриледниковыми (интрагляциальными) и приледниковыми (перигляциальными). В первом случае они создают специфические формы рельефа (озы, камы), во втором — озерно-ледниковые равнины — зандры, а также другие аккумулятивные формы — террасы, валы и т. п. Полимиктовые по составу, песчаные, песчано-гравийно-галечниковые, иногда с примесью валунов, обычно грубослоистые, в разной степени сортированные флювиогляциальные отложения широко используются в европейской части СССР как строительное сырье; изредка среди них отмечаются мелкие по масштабу месторождения кварцевых песков.

Оловые образования сложены дюнными отсортированными песками морских побережий и пустынных областей. Песчинки отполированы; пески мелко-среднезернистые, содержат гидроксиды железа, гипс, карбонаты; используются они для производства силикокальцитных и иных изделий (месторождения Каракумское, Чарджоуское и другие в Средней Азии).

Морские и озерные отложения песка и гравия по возрасту разделяются на древние и современные, а по геоморфологическому признаку — на прибрежные пляжей, кос, береговых валов, подводные прибрежные и шельфовые и надводные мор-

ских террас. Современные песчаные, песчано-гравийно-галечниковые отложения пляжей, кос и береговых валов полимиктовые по составу, нередко хорошо окатаны и отсортированы. На месторождениях этого типа, характеризующихся крупными масштабами, отсутствует вскрыша. Разработка подобных месторождений нередко вызывает уничтожение пляжей, обвалы, оползни, поэтому в СССР в отдельных регионах она ограничивается или полностью запрещена действующим законодательством. Среди подводных месторождений, по Л. Б. Розовой [48], выделяются: 1) месторождения современной береговой зоны, сформированные в условиях литодинамической связи с приурезовой полосой — подводные продолжения дельт, конусов выноса, затопленные банки, косы, острова (в случае их подводных разработок возможны нарушения устойчивости берегового склона); 2) месторождения, залегающие в верхней части трансгрессивного шельфа вне литодинамической связи с приурезовой полосой, представленные реликтовыми аллювиальными, флювиогляциальными, моренными, золовыми и другими континентальными осадками, переработанными в ходе трансгрессии моря (разработка их не вызывает изменений инженерно-геологических условий береговой зоны). Активно разрабатываются в настоящее время для строительных целей реликтовые моренные и флювиогляциальные песчано-гравийные донные осадки Балтийского моря (месторождения ГДР, ПНР, СССР), реликтовые аллювиальные пески «Одесской банки» в Одесском лимане Черного моря и др.

Надводные песчаные, песчано-гравийно-галечниковые отложения морских и озерных террас, поднятые при регрессиях над современным уровнем моря или озера, по возрасту могут быть древними и четвертичными. Среди них для строительных целей эксплуатируются древнечетвертичные террасы, иногда располагающиеся в несколько ярусов, в виде площадок, вытянутых вдоль побережий Белого, Балтийского, Каспийского морей, Онежского озера. Среди древних отложений наибольшее практическое значение имеют морские кварцевые пески.

Морские пески образуются на глубинах моря до 150 м и формируют выдержанные пластовые залежи мощностью 20—40 м (иногда более). Пески удовлетворительно и хорошо сортированные благодаря длительному перемыву и неоднократному переотложению; минеральный состав их варьирует в широких пределах — от полимиктовых глинистых с примесью других аутигенных минералов (глауконит, кальцит, фосфаты, сульфиды, гидроксиды железа и др.) до чисто кварцевых; преобладают мелкие фракции с размером зерен 0,1—0,3 мм. Озерные донные пески отличаются от морских иным составом раковин, присутствием растительных остатков, меньшими размерами залежей. Многочисленные месторождения морских кварцевых песков известны на Восточно-Европейской платформе.

Полимиктовые строительные пески и песчано-гравийные смеси представляют собой в основном четвертичные образования, среди которых выделяются отложения ледниковой и внеледниковой зон. Главная закономерность пространственного и временного размещения песчано-гравийных и песчаных месторождений в ледниковых областях — их прямая или косвенная связь с разновозрастными четвертичными материковыми или горными оледенениями.

Внутри контура зоны максимального днепровского оледенения в европейской части СССР, по данным В. В. Равина, устанавливается единый генетический ряд песчано-гравийных и песчаных месторождений в виде трех близширотных подзон, протягивающихся на сотни километров, последовательно сменяющих друг друга в направлении с севера, северо-запада на юг, юго-восток. Это следующие подзоны: 1) преобладающих надморенных флювиогляциальных месторождений позднеплейстоценового возраста (Северо-Запад РСФСР и большая часть БССР); 2) межморенных флювиогляциальных месторождений среднеплейстоценового возраста и аллювиальных древнечетвертичных и современных месторождений (Центральные области РСФСР); 3) преобладающих аллювиальных древнечетвертичных и современных месторождений с резко подчиненным развитием флювиогляциальных (южные области БССР, север и центр УССР, Волгоградская и другие области РСФСР). Песчано-гравийные месторождения практически не выходят за пределы зон максимальных горных или материковых оледенений.

Четвертичные месторождения полимиктовых песков широко распространены также и во внеледниковых зонах — на равнинах юга европейской части СССР, в Западной и Восточной Сибири, на Дальнем Востоке, где широко развиты аллювиальные месторождения, реже отмечаются озерные и эоловые; в приморских районах Черного, Каспийского и других морей эксплуатируются пески и гравий морских отложений.

Месторождения кварцевых песков для четвертичного периода не характерны и приурочены, в основном, к древним образованиям, среди которых ведущая роль принадлежит морским и аллювиальным отложениям, тесно связанным с древними корами выветривания каолинового типа, формирующимися в условиях гумидного климата и широко распространенными на платформах [48]. Кварцевые пески часто ассоциируют с огнеупорными глинами, бокситами, обычно слагая базальные трансгрессивные слои, реже они присутствуют среди регрессивных серий. Важное условие появления кварцевых песков — устойчивый геотектонический режим платформ: в складчатых областях подобные пески встречаются реже и возникают на поздних стадиях эволюции этих регионов.

Кварцевые пески сохраняются в синеклизах и по периферии антеклиз платформ. Промышленные их залежи на территории СССР отмечаются в осадочных образованиях кембрия, ордовика, девона, карбона, юры, мела, особенно многочисленны они в палеогене и неогене. Более 60 % месторождений расположено на Восточно-Европейской платформе. В центре Московской синеклизы эксплуатируются в крупных масштабах морские пески Егановского, Люберецкого и других месторождений верхней юры. С палеогеном связаны дельтовые и морские пески Ульяновско-Саратовской впадины, где добыча ведется на Ташлинском (Ульяновская область) и Балашейском (Куйбышевская область) месторождениях. К Днепровско-Донецкой впадине приурочены морские палеогеновые высококачественные пески Гусаровского (Харьковская область), Миллеровского (Ростовская область) и палеоген-неогеновые высококачественные пески Новоселовского (Харьковская область), Авдеевского и Часовъярского (Донецкая область) месторождений. Неогеновые кварцевые пески развиты в Предкавказском, Предкарпатском прогибах, Причерноморской впадине. Палеозойские месторождения морских и озерных кварцевых песков на Восточно-Европейской платформе выявлены на северо-западе и в центре. Среди них эксплуатируются девонские месторождения Бале-Берзени, Крупели и другие (Прибалтика и Ленинградская область) и раннекаменноугольное Неболчинское (Новгородская область).

В азиатской части СССР кварцевые пески отмечаются в образованиях кайнозоя и мезозоя, начиная с юры; более древние пески обычно метаморфизованы, превращены в песчаники или кварциты. Месторождения кварцевых песков известны на Урале, в Казахстане, Средней Азии, южных районах Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы. В крупных масштабах отрабатываются Тулунское месторождение кварцевых песков среднеюрского возраста (Иркутская область) и палеогеновые пески Кичигинского месторождения (Челябинская область).

Глава 20

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

К группе карбонатных пород относятся известняки, мел, мергели, доломиты и их разновидности. Они составляют около 20 % осадочных отложений земной коры с соотношением между известняками и доломитами 1,5:1.

Известняки — осадочные породы, состоящие в основном из кальцита и примесей доломита, кварца, опала, халцедона, сидерита, каолинита, глауконита, апатита и органических ве-

ществ. По химическому составу чистые известняки приближаются к кальциту — 56,04 % CaO и 43,96 % CO_2 . В зависимости от примесей различают доломитизированные, железистые, глауконитовые, битуминозные, песчаные и другие известняки. Цвет пород самый различный: белый, серый, желтый, зеленый, красный, черный.

По структурным и текстурным признакам выделяют кристаллические, органогенные и обломочные известняки. Среди первых различают крупно- (размер зерен более 0,5 мм), средне- (0,5—0,1 мм), мелко- (0,1—0,05 мм), тонко- (0,05—0,01 мм) и микрозернистые (менее 0,01 мм). Последнюю разновидность известняков часто называют пелитоморфной или скрытокристаллической. Условно к кристаллическим можно отнести оолитовые и сферолитовые известняки. Органогенные известняки, наиболее распространенные, сложены в основном фаунистическими остатками. К типичным органогенным известнякам относятся рифовые и ракушечные. Обломочные известняки, образованные преимущественно обломками известняков и окатанными фаунистическими остатками, разделяются на пелитовые, алевроитовые, псаммитовые и псефитовые. По текстурным признакам различают известняки массивные, слоистые, брекчиевые и др.

Мел — природная разновидность мягкого белого известняка, в составе которой главную роль играют кристаллы кальцита и одноклеточные известковые водоросли — кокколитофориды и фораминиферы.

Мергели — осадочные породы, занимающие промежуточное положение между известковыми и глинистыми, содержащие 20—70 % глинистых частиц и 20—70 % кальцита. При меньшем количестве глинистых частиц мергели переходят в глинистые известняки. Мергели, состоящие на 75—80 % из CaCO_3 и на 20—25 % из глины, называются цементными мергелями-натуралами. Типичные мергели — однородная мелкозернистая порода, во влажном состоянии пластичная, обычно окрашенная в светлые тона. При выветривании мергели увеличиваются в объеме, растрескиваются, рассыпаются, образуя «трескуны» и «рухляки».

Доломиты — осадочные породы, сформированные в основном минералом доломитом $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$; отмечается различное количество минеральных примесей: кальцита, магнезита, сидерита, анкерита, родохрозита, опала, халцедона, кварца, глин, лимонита, глауконита, галита, калийных солей, фосфоритов и гипса. По структурным признакам доломиты разделяются на крупно-, средне-, мелко- и скрытокристаллические, а также на мучнистые, оолитовые, почковидные и ячеистые. Хорошо сохранившиеся органические остатки в доломитах встречаются редко. По внешнему виду и цвету доломиты похожи на известняки.

Мраморы — это карбонатные породы, претерпевшие пере-

кристаллизацию в результате регионального или контактового метаморфизма, состоящие в основном из кальцита или доломита и минеральных примесей: кварца, гематита, пирита, хлорита, граната и турмалина.

В СССР ежегодно добывается более 900 млн. т карбонатных пород (на 1/I 1980 г.). Их ценность и пригодность использования определяются вещественным составом и физико-механическими свойствами. Основные отрасли и объемы потребления следующие (в %): производство строительного и облицовочного камня — 60, цементная промышленность — 20, металлургическая — 10, известковая — 5, огнеупорная — 2, сельское хозяйство — 1, остальные — 2.

Для производства строительных и облицовочных камней используются известняки, доломиты, мраморы, отличающиеся декоративностью и хорошей полируемостью, высокими физико-механическими свойствами — твердостью, прочностью. Из карбонатных пород получают бутовый камень, щебень, крошку, штучные и облицовочные камни. Только на нужды гражданского, промышленного и дорожного строительства ежегодно расходуется около 220 млн. т карбонатных пород.

В цементной промышленности широко используются известняки, мел, мергели или их смеси с определенными соотношениями Al_2O_3 , SiO_2 , Fe_2O_3 и CaO . Кондиционными считаются маломagneзиальные карбонатные породы, содержащие не менее 40 % CaO и не более 3,5 % MgO . К основным вредным примесям относятся также SO_3 , P_2O_5 , Na_2O и K_2O .

Из карбонатных пород изготавливают портландцементы, глиноземистый цемент и многие другие виды вяжущих веществ. Сырьем для производства силикатного портландцемента служат различные карбонатные породы, среди которых преобладающую роль играют известняки, мел и мергели. Среди них особую ценность имеют мергели-натуралы, которые в природном виде могут поступать на обжиг и последующий помол.

Основной составной частью портландцемента является алит $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$, обладающий способностью затвердевать при смешивании с водой. Получение оптимального количества алита в цементе контролируется коэффициентом насыщения KH : $\text{KH} = [\text{CaO} - (1,65 \text{Al}_2\text{O}_3 + 0,35 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 0,70 \text{SO}_3)] / 2,8 \text{SiO}_2$.

Коэффициент насыщения показывает, какая часть CaO может вступать в соединение с кремнеземом и образовывать алит. При этом учитывается, что часть CaO соединяется с глиноземом, оксидами железа и серным ангидритом. Для высококачественных цементов KH принимается 0,80—0,92.

О качестве портландцемента можно судить также по значениям силикатного (M_s) и глиноземного (M_A) модулей: $M_s = \text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) = 1,2 \div 3,5$; $M_A = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 = 1,0 \div 2,5$.

Если $M_s < 2$, то шихта легкоплавкая и трудно поддается обжигу. Оптимальные значения M_s от 2,0 до 3,0.

M_d прямо пропорционален скорости схватывания и твердения цемента. Значения глиноземного модуля находятся обычно в пределах 1,2—2,4.

Портландцементы применяются для изготовления бетонов. Качество портландцементов характеризуется их маркой. Марки изменяются от «300» до «700» и соответствуют пределу прочности бетонов на сжатие в МПа.

В СССР ежегодно для производства портландцемента используется 130 млн. т карбонатного сырья, из которого изготавливается около 100 млн. т цемента (первое место в мире).

В металлургической промышленности чистые карбонатные породы служат главным образом флюсами. Они переводят в шлак пустые породы и вредные примеси. Флюсовые известняки должны содержать не менее 50 % CaO , не более 3 % полуторных оксидов и минимальное количество серы и фосфора. Значительное количество доломитов используется как сырье для получения магния и огнеупорного материала в металлургии.

Известковая промышленность для производства гидравлической, воздушной, медленногасящейся, маломagneзиальной жирной и тощей и других видов строительной извести потребляет в основном известняки и мел, реже доломитизированные разности.

Чистые известняки применяются в химической промышленности для производства соды, карбида кальция, едких калия и натрия, хлора и др. В пищевой, в основном сахарной промышленности, они используются для очистки сахара. В сельском хозяйстве пригодны мягкие известняки и мел для известкования подзолистых почв. Значительное количество карбонатного сырья применяется в стекольной, бумажной, лакокрасочной, резиновой и других отраслях промышленности.

При разведке и оценке месторождений карбонатных пород должна обязательно учитываться возможность комплексного их использования, в том числе пород вскрыши.

Большинство месторождений карбонатных пород разрабатывается карьерами, реже шахтами, штольнями (ракушечные известняки). Карбонатное сырье относится к числу малотранспортабельных, поэтому перерабатывающие заводы строятся вблизи от месторождений.

Мировое потребление карбонатного сырья достигло 5 млрд. т в год. Наиболее крупными потребителями являются США (30 %), СССР (25 %), Япония (15 %), ФРГ (10 %). Стоимость 1 т известняка в США составляла в 1978 г. 1,4—2,8 дол.

Ресурсы карбонатных пород в СССР огромны: запасы составляют свыше 20 млрд. т. Распределены они на территории СССР крайне неравномерно. Около 35 % запасов сосредоточено в европейской части РСФСР, 25 % в УССР, 20 % в Сибири, 13 % в БССР. Наименее обеспеченные районы — Ка-

рельская АССР и Мурманская область, где имеются пока лишь магнезиальное сырье и карбонатиты, а также Тюменская, Омская, Камчатская и Калининградская области.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений карбонатных пород по условиям образования различают экзогенные (осадочные и выветривания) и эндогенные (карбонатиты, гидротермальные и метаморфические). Подавляющая масса карбонатных пород имеет экзогенное осадочное происхождение.

Осадочные месторождения разделяют на две неравноценные подгруппы: морские — главные и континентальные — второстепенные. Морские карбонатные породы представлены различными известняками, доломитами, мелом и мергелями.

Континентальные карбонатные отложения — известняки, травертины (известковые туфы), сталактиты, сталагмиты, ледниковые отторженцы — имеют резкое подчиненное значение.

По условиям образования в основном различаются известняки обломочные, органогенные, хемогенные и смешанные.

В процессе химического выветривания различных горных пород поверхностные воды обогащались бикарбонатом кальция $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, который переносился в растворенном состоянии и в коллоидной форме (известковая муть) и осаждался в морях и океанах. Совместно с кальцием переносился и отлагался магний.

Карбонатные осадки формировались в обстановке нормальной солености морских вод и аридного, реже гумидного климата в результате химического осаждения, жизнедеятельности организмов и переотложения известнякового материала. В прибрежных теплых водах создавались условия для активной жизнедеятельности морских организмов, строивших свои скелеты и раковины из кальцита; эти же условия препятствовали растворению их раковин после отмирания. В глубинных зонах происходило выпадение из морских вод хемогенного кальцита. Поэтому мелководные известняки чаще представлены органогенными, в том числе ракушечными, оолитовыми, обломочными типами, а глубоководные — пелитоморфными разностями.

Среди доломитов по условиям формирования выделяют хемогенные, диагенетические и смешанные. Доломиты накапливались в теплых морях в условиях аридного климата, повышенной солености и щелочности вод преимущественно за счет MgCO_3 . Максимальное доломитообразование свойственно архейской, протерозойской и палеозойской эрам, что, по-видимому, обусловлено повышенным содержанием углекислого газа в атмосфере и водной среде. В подобной обстановке в основном осаждались и накапливались хемогенные доломиты.

Со временем в истории Земли намечается сокращение масштабов доломитообразования (по сравнению с накоплением из-

вестняков), что, вероятно, соответствовало понижению содержания углекислого газа в атмосфере и гидросфере. Изменение условий осадконакопления привело к увеличению количества известняков в составе карбонатных формаций и формированию седиментационно-диагенетических и диагенетических доломитов.

Карбонатные отложения формировались в различных фациальных, климатических и тектонических условиях. Многообразие геологических предпосылок накопления карбонатных пород обусловило их приуроченность к различным группам осадочных формаций: карбонатным (в том числе рифогенным), карбонатно-сульфатным, соленосным, флишевым, молассовым, осадочно-вулканогенным, сланценосным, угленосным, красноцветным. Поэтому в основу классификации осадочных карбонатных месторождений положен тектонический признак, отражающий сходство и различие происхождения, состава и строения всех перечисленных осадочных формаций и слагающих их собственно карбонатных пород.

Осадочные месторождения подразделяются на три геотектонических типа: геосинклинальные (складчатых областей, в том числе древних щитов современных платформ), платформенные и переходные (краевых, межгорных прогибов и внутренних впадин).

Геосинклинальные месторождения связаны с карбонатными (в том числе рифогенными), флишевыми, осадочно-вулканогенными и терригенными формациями. В пределах указанных формаций карбонатные породы, слагающие многочисленные выдержанные мощные (до сотен и тысяч метров) пласты и толщи, представлены в основном органогенными и кристаллическими известняками, хемогенными и диагенетическими доломитами, их переходными разновидностями, мраморами и мраморизованными разновидностями пород, реже мергелями. Наблюдаются карбонатные толщи собственно известняковые, доломитовые, переходные и флишевые. Для карбонатных толщ характерны кремнистые прослои и стяжения, для флишевых — чередование карбонатных пород, глин и песчаных разностей отложений. Карбонатные породы преимущественно мелко- и скрытокристаллические с тонкой слоистостью; кавернозность и органические остатки чаще всего отсутствуют. Иногда отмечается четкая разнопорядковая ритмичность.

Для геосинклинальных месторождений и бассейнов типичны линейная ориентировка, наличие интенсивных пликативных и дизъюнктивных дислокаций, проявление магматизма, широкое развитие метаморфизма. Геосинклинальным месторождениям свойственны специфические ассоциации карбонатных пород с фосфоритами (Каратау), магнезитами (Южный Урал), шунгитами (Карелия), бокситами (Восточный Урал).

Многочисленные геосинклинальные месторождения в СССР выявлены в следующих регионах: месторождения известняков — на Западном Урале (D), в Кузбассе (D), на Алтае (D), в Крас-

ноярском крае (С), Крыму и на Кавказе (К₂); доломитов — на Южном и Северном Урале (С), в Енисейском крыже и хр. Малый Хинган (PR).

К типичным геосинклинальным морским осадочным флишевым принадлежат Новороссийские месторождения цементных известняков и мергелей, прослеживающиеся вдоль побережья Черного моря в районе г. Новороссийска более чем на 50 км. Они приурочены к крылу антиклинальной складки, сложенной верхнемеловой карбонатно-терригенной формацией мощностью свыше 2000 м. Карбонатные отложения образуют маркотхскую свиту мощностью 250—300 м, в разрезе которой отмечается частое тонкое чередование известняков, мергелей, глин и их песчаных разностей. Мощности ритмов не превышают первых метров.

Карбонатные породы, падающие под углами 30—80°, представлены следующими разновидностями, выделяемыми по содержанию CaCO₃ (в %): «натуралы» — мергели и глинистые известняки (75—83); «высокие известняки» (более 83), «романтики» — мергели (60—75); «трескуны» — мергелистые сланцы (39—60), «дикари» — песчанистые известняки и «подмазки» — известковистые глины (менее 39).

Наибольшее практическое значение имеет подсвита «натуралов» мощностью 60—70 м, состоящая в основном из высококачественного природного цементного сырья.

Ежегодная добыча цементного сырья на Новороссийских месторождениях около 8 млн. т.

Платформенные месторождения пространственно связаны с карбонатными, карбонатно-сульфатными, галогенными, терригенными, сланценосными, угленосными, красноцветными формациями. Собственно карбонатные породы, залегающие в указанных формациях, характеризуются относительно небольшой мощностью (десятки — сотни метров), широким распространением по площади, горизонтальным или близким к нему залеганием, слабым развитием дислокаций, интрузий и метаморфизма.

Как правило, карбонатные породы тяготеют к средним частям платформенного структурного этажа. Чаше они подстилаются терригенными осадками и могут перекрываться различными отложениями: сульфатными, галогенными, терригенными, угленосными, вплоть до красноцветных. Отмеченная закономерность подтверждает, что наиболее благоприятные тектонические условия для образования карбонатных толщ существовали на платформах в этапы максимального проявления опусканий и связанных с ними трансгрессий.

Карбонатные породы представлены органогенными, кристаллическими, обломочными, оолитовыми известняками, мелом, мергелями, диагенетическими, реже хемогенными доломитами и переходными разностями. Карбонатные породы подстилаются, перекрываются, иногда чередуются с песчаными, глинистыми,

кремнистыми. Ритмичность карбонатных толщ многопорядковая и наиболее отчетливая в нижней и верхней частях разреза.

На площади часто наблюдается закономерная фациальная смена карбонатных пород, переходящих в карбонатно-терригенные и затем в терригенные.

Карбонатные породы слоистые, часто микро- и скрытозернистые, иногда пористые и кавернозные, подверженные процессам выветривания и карстообразования. Преобладают органогенные известняки, содержащие многочисленные, иногда крупные фаунистические остатки. Доломиты, как правило, диагенетические с характерными структурами замещения.

В парагенезе с карбонатными отложениями встречаются залежи горючих сланцев (Прибалтийский бассейн), солей (Предуралье), гипсов, ангидритов и нефти (Второе Баку), ракушечных фосфоритов (Прибалтийско-Ладожский бассейн).

Платформенные палеозойские месторождения многочисленны, имеют большое практическое значение и широко представлены на Восточно-Европейской и Сибирской платформах.

Переходные месторождения приурочены к карбонатным (в том числе рифогенным), соленосным, терригенным, молассовым, угленосным формациям, развитым в краевых и межгорных прогибах, а также во внутренних впадинах. В структурном отношении прогибы и впадины представляют собой депрессии типа синклинорий, грабен, мульды, часто ограниченных крупными дизъюнктивными нарушениями.

Осадочные формации характеризуются большой мощностью и быстрым выклиниванием на периферии указанных структур. Карбонатные отложения имеют переменную мощность, образуют как отдельные слои, так и мощные — до 350 м — толщи (Еленовское месторождение). Наряду с мощными сравнительно однородными толщами доломитов, известняков встречаются толщи, в которых карбонатные породы пересланяются с гипсами, ангидритами, солями и песчано-глинистыми образованиями. Нередко спокойное залегание пород осложнено дизъюнктивными нарушениями и складчатостью. Иногда отмечается смена по площади линейной складчатости брахиформной, постепенно переходящей к периферии структур в волнистое и горизонтальное залегание отложений.

Месторождения представлены органогенными, кристаллическими, реже обломочными и оолитовыми известняками, хемогенными и диагенетическими доломитами, переходными разностями между известняками и доломитами, мелом, мергелями и доломитовой мукой. Нередко карбонатные породы выветрелые, подвержены вторичной доломитизации, кавернозные, пористые, трещиноватые, закарстованные, содержат прослои и линзы сульфатных пород и солей.

В парагенезисе с карбонатными комплексами наблюдаются промышленные скопления солей (Донбасс), углей (Донбасс,

Караганда, Кузбасс), нефти (Второе Баку), калийных солей (ГДР).

Многочисленные месторождения (палеозойские, реже позднемеловые и неогеновые) приурочены к Предуральскому, Донецкому, Ангаро-Ленскому и другим прогибам, а также к внутренним впадинам на Восточно-Европейской и Сибирской платформах.

Крупнейшее в Европе Еленовское месторождение известняков и доломитов, расположенное в Донецкой области у г. Докучаевска, — типичное для переходного типа. Оно приурочено к южному крылу Кальмиус-Торецкой котловины Донецкого прогиба и протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 50 км. Карбонатные породы, имеющие углы падения 6—20°, осложнены слабой складчатостью, разрывными нарушениями и закарстованы. Нижнекаменноугольные карбонатные отложения мощностью 350 м подразделяются на три части: доломитизированные известняки, органогенные известняки и хемогенные доломиты; перекрываются они мергелями и кремнистыми известняками. Содержание отдельных компонентов следующее (в %): в известняках — CaO 50—52; $\text{SiO}_2 < 4$; $\text{MgO} < 5$; в доломитах — MgO 17—22; CaO 32—35; $\text{SiO}_2 < 1$.

Отрабатывается месторождение четырьмя карьерами с общей производительностью 15 млн. т в год. Доломиты в основном используются в металлургической промышленности для футеровки доменных печей и конвертеров и получения магния, известняки — в качестве флюсов, цементного сырья и строительных материалов.

Месторождения выветривания представлены месторождениями вторичных доломитов и доломитизированных известняков. Они возникали в результате химического выветривания ранее образованных карбонатных пород, сопровождавшегося выносом магния и вовлечением его в подземную циркуляцию вод с последующим замещением кальция известняков. Иногда вторичная доломитизация известняков имеет большие масштабы, например, Везенбергский ордовикский уступ в Прибалтийском бассейне.

Карбонатиты — сложные по составу, иногда крупные массивы карбонатных пород, генетически связанные с щелочно-ультраосновными интрузивными телами, содержащими ценные металлические и неметаллические полезные ископаемые. Карбонатиты должны рассматриваться как комплексное сырье, в том числе карбонатное, получаемое в процессе обогащения.

Гидротермальные месторождения доломитов представлены в основном мелкими жилами, штокверками и телами неправильной формы, развитыми в известняках и ультраосновных породах. Как правило, гидротермальные месторождения практического значения не имеют.

Метаморфические месторождения мраморов и мраморизованных пород образуются в процессе регионального и термаль-

но-контактового метаморфизма карбонатных пород. Месторождения мраморов в основном приурочены к карбонатным осадочным формациям геосинклинальных зон (Белогорское в Карелии), Коелгинское на Урале, Газганское в Узбекистане.

МИНЕРАГЕНИЯ

Несмотря на широкую распространенность карбонатных отложений в литосфере и связь их с различными осадочными формациями, можно выделить ряд региональных закономерностей размещения месторождений карбонатного сырья. Эти закономерности обусловлены взаимосвязью тектонических, стратиграфических, фациальных, климатических и других геологических факторов.

Максимумы карбонатного осадконакопления в геосинклинальных, платформенных и переходных областях приурочены к главнейшим осадочным формациям: карбонатным (в том числе рифогенным), отчасти терригенным, флишевым и молассовым. Карбонатные формации преимущественно подстилаются и перекрываются терригенными формациями, что предопределяется тектоническим режимом образования геоструктур. Основное накопление известняков происходило при максимальном развитии трансгрессий в открытых и прибрежных участках морей в условиях аридного и частично гумидного климата, а доломитов — в условиях аридного климата при регрессиях морей, а также в лагунах, заливах и озерах.

Залегают карбонатные отложения среди пород всех групп и систем, однако максимумы их накопления характерны для архея, протерозоя, палеозоя, верхнего мела и неогена.

К регионам, богатым карбонатным сырьем, следует отнести значительную часть Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Урал, Таймыр, Алтай, Саяны, Крым и Кавказ.

Глава 21

ГИПС И АНГИДРИТ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Гипс — широко распространенный минерал состава $\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$ (CaO 32,6 %; SO_3 46,5 %; H_2O 20,9 %); кристаллизуется в моноклинной сингонии. Представлен следующими разновидностями: гипсовый шпат — крупнокристаллический пластинчатый или призматический; селенит — тонко- и параллельно-волокнистый; алебастр — мелкозернистый сахаровидный или крупнозернистый с беспорядочной ориентировкой зерен; землистый гипс — скопления гипса, содержащие глинистые вещества, кальцит, доломит и др. В чистых разновидностях гипс бесцветен, но чаще окрашен в медово-желтые, розоватые цвета. Гипс слабо растворим в воде (около 2 г/л), является плохим проводником тепла.

Ангидрит — безводный сульфат кальция CaSO_4 ; кристаллизуется в ромбической сингонии. Встречается обычно в виде зернистых агрегатов, белого, сероватого, голубоватого, фиолетового цвета. В воде растворяется хуже гипса. Ангидрит отлагается в соленосных бассейнах либо образуется за счет дегидратации гипса на глубинах более 200 м в зоне значительного давления. Гипс устойчив при давлениях до 45 МПа и при температуре до 110 °С. Ангидрит обладает значительно худшими, чем гипс, вяжущими свойствами.

Гипс и ангидрит как полезные ископаемые представляют собой мономинеральные породы, называемые гипсовым камнем. Они содержат примеси песчанистых частиц, пирита, серы, карбонатов, галита, глинистого и битуминозного вещества. Главный показатель качества товарного гипсового камня — содержание $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, которое в зависимости от сорта (I—IV) изменяется от 95 до 70 %. Гипсовый камень должен поставляться в виде щебня фракции 5—50 мм или в кусках размером 50—300 мм.

Основное свойство гипса, определяющее его промышленное использование, это способность терять при нагревании кристаллизационную воду и давать при затворении водой пластичную массу, постепенно твердеющую на воздухе и превращающуюся в прочный искусственный камень.

Из гипсовых вяжущих наиболее широко применяется строительный гипс для штукатурных и отделочных работ, изготовления строительных конструкций. Для получения строительного гипса природный гипс дробят и размалывают, а затем обжигают во вращающихся или шахтных печах при 130—180 °С в течение 1,5—2 час. Выделяют два сорта строительного гипса, отличающихся тонкостью помола и пределом прочности при сжатии образцов.

При обработке природного гипса насыщенным паром под давлением в автоклавах получают высокопрочный полуводный гипс — вяжущее вещество с малыми сроками схватывания и твердения, обладающее повышенной механической прочностью (временное сопротивление сжатию от 15 до 40 МПа, тогда как в образцах из обыкновенного строительного гипса — около 10 МПа), используемое как формовочный и медицинский гипс. Первый употребляется для изготовления рабочих форм в фарфоро-фаянсовом и керамическом производстве, для литья металлов и сплавов, выполнения различных скульптурных работ; второй применяется в хирургии и зубоврачебном деле.

Гипс и ангидрит при 800—1100 °С частично диссоциируют с образованием небольшого (до 3 %) количества свободной извести (CaO). Этот продукт называется эстрих-гипс. Он медленно соединяется с водой и становится вяжущим веществом, применяемым для изготовления плиточных и бесшовных полов, строительных растворов, подоконников и ступеней, искусственного мрамора и др.

Гипс широко используется при производстве различных цементов. Гипсошлаковый цемент представляет собой гидравлическое (твердеющее под водой) вяжущее вещество; получают его при совместном тонком измельчении высушенного гранулированного доменного шлака (80—85 % по массе), гипса и портландцементного клинкера. Подобный цемент успешно применяется при строительстве подземных и подводных сооружений, подвергающихся действию выщелачивания и сульфатной агрессии. Ангидритовый цемент вырабатывают путем обжига природного гипса при 600—700 °С и последующего тонкого помола вместе с активизирующими схватывание добавками. Природный ангидрит может быть использован без предварительного обжига. В качестве цемента при малоэтажном строительстве и отделке фасадов зданий может применяться также естественный гипс в необожженном виде, обладающий способностью к перекристаллизации. Гипс добавляют в смеси при изготовлении портландцемента (около 3 %) для регулирования скорости его схватывания.

При производстве гипсовых вяжущих веществ и в качестве добавок к цементам потребляется более 90 % всего добываемого гипса и ангидрита. В небольшом количестве гипс и ангидрит используется в качестве облицовочного и поделочного камня, флюса при плавке окисленных никелевых руд, в химической промышленности, сельском хозяйстве и при изготовлении бумаги.

В качестве облицовочного материала пригодны снежно-белые или ровно окрашенные разновидности алебаstra; селенит и плотный скрытокристаллический алебастр употребляется для изготовления поделок.

В химической промышленности в процессе совместного обжига глины, кокса и обезвоженного гипса получают сернистый газ для производства H_2SO_4 и портландцемент. Гипс используется для получения одного из азотных удобрений — сульфата аммония. Кроме того, гипс употребляется в тонкоразмолотом виде для гипсования засоленных почв (1—6 т/га).

Гипс служит наполнителем при производстве высших сортов писчей бумаги (процент белизны не менее 98—99 %). Дополнительными источниками при получении гипсовых вяжущих могут быть промышленные сульфатные отходы ряда химических производств — изготовления борной, фосфорной кислот, суперфосфата.

По А. Л. Куницину [21], крупными являются месторождения гипса с запасами более 50 млн. т, средними — от 5 до 50 млн. т, мелкими — от 1 до 5 млн. т. Поскольку с 70-х годов начато строительство крупных механизированных предприятий по добыче гипсового камня с годовой производительностью более 500 тыс. т (Новомосковское, Заларинское и др.), промышленный интерес могут представлять месторождения, имеющие запасы не менее 5 млн. т.

По природным ресурсам СССР занимает одно из первых мест в мире; на территории СССР разрабатывается свыше 100 месторождений гипса и гипсоносных пород. Крупные месторождения гипса разведаны почти во всех экономических районах СССР, за исключением Западной Сибири и Дальнего Востока. Из зарубежных стран крупными запасами гипса (около 20 млрд. т) обладают США.

Общесоюзная добыча сырья в 1974 г. составила 13,5 млн. т, потребность в сырье — порядка 15 млн. т. За рубежом в 1977 г. добыто 65,5 млн. т гипсового камня; наибольшая добыча в США (более 12 млн. т) и Канаде (7 млн. т).

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди месторождений гипса и ангидрита наиболее распространены месторождения осадочного происхождения, но известны также остаточные и инфильтрационные.

Осадочные месторождения — основной генетический тип месторождений гипса и ангидрита; месторождения крупные и средние по масштабам, характерны залежи пластовой или линзообразной формы, иногда невыдержанные по мощности. Вмещающие породы — известняки, доломиты, мергели. Наиболее крупные месторождения формировались в областях сухого и жаркого климата в изолированных соленосных лагунах и водных бассейнах, богатых солями сернокислого кальция. Гипс и ангидрит выделяются в начальные стадии испарения, когда концентрация других солей невысокая (15—25 %). В связи с этим на многих месторождениях солей гипс и ангидрит залегают в основании соленосных толщ. Различают син- и эпигенетические месторождения [21].

Сингенетические месторождения возникают в результате непосредственного осаждения гипса или ангидрита из истинных растворов. А. А. Кульчечкая по данным изучения включений в неогеновых гипсах Приднестровья сделала выводы о сингенетическом формировании их при относительно низкой концентрации солей (в частности, 1,5—9 % NaCl) при температуре воды 30—40 °C в среде, обогащенной сульфат-ионом и битумом. При дефиците кислорода окисление H_2S было неполным, тогда вместо гипса в осадок выпадали кальцит и сера.

К наиболее характерным сингенетическим месторождениям относятся Приднестровские месторождения гипса, расположенные во Львовской, Ивано-Франковской, Тернопольской, Хмельницкой и Черновицкой областях. Гипсоносная толща вытянута в виде полосы шириной 1,5—4 км, протяженностью 330 км; мощность толщи изменяется от 0,8 до 21 м (средняя 6—7 м). Вторым примером — месторождения девонских гипсов Коми АССР, Псковской, Тульской, Московской областей. Крупнейшим является эксплуатируемое Новомосковское месторождение в Тульской области: его площадь более 32 км². Оно размещается на

южном крыле Московской синеклизы, приурочено к гипсоносной толще фаменского яруса верхнего девона, которая подстилается кавернозными известняками и доломитами. Гипсоносная толща мощностью около 70 м имеет сложное строение: в нижней части наблюдается переслаивание гипсов с доломитами, в верхней выделяется пласт, представленный мелкокристаллическим, реже волокнистым гипсом общей мощностью 20—25 м. Содержание в промышленном пласте $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в среднем по месторождению 88,78 %, качество отвечает требованиям на гипсовый камень I и II сортов.

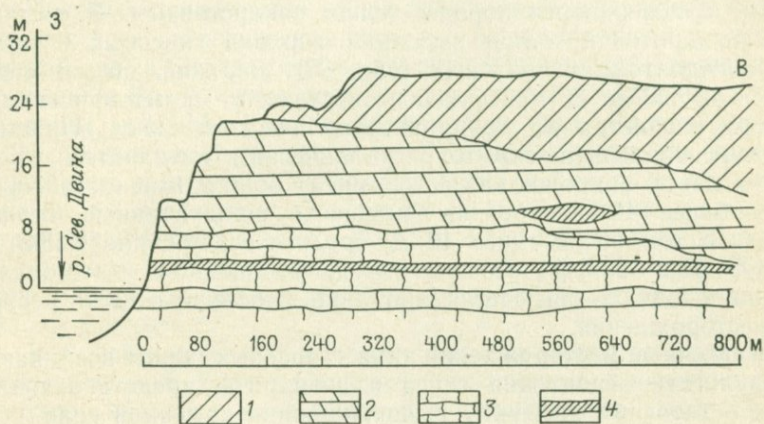


Рис. 65. Схематический геологический разрез Звозского месторождения гипса. По В. С. Артамонову.

1 — четвертичные отложения; 2 — гипс; 3 — ангидрит; 4 — глина алевроитовая

Эпигенетические месторождения формируются в результате гидратации подземными водами ангидрита сингенетических месторождений. Формы эпигенетических залежей осложнены вследствие вздутия и вспучивания породы при переходе ангидрита в гипс и вызываемых этим многочисленных нарушений в залегании пород. К данному типу относятся крупнейшие пластовые месторождения в СССР и в мире. В СССР важное промышленное значение имеют месторождения раннепермского возраста, разрабатываемые в Донбассе и на востоке Восточно-Европейской платформы, а также месторождения кембрийского возраста в Иркутской области, в частности крупнейшее Заларинское месторождение. Отложения нижнего кембрия представлены в верхней части доломитами и доломитизированными известняками, в нижней — доломитами и известняками с пластами гипсов и ангидритов. К этой части разреза приурочены два промышленных пласта гипса Заларинского месторождения: верхний мощностью от 10 до 18 м, нижний — от 5 до 8 м. Гипсы часто заме-

щаются карстовой глинисто-доломитовой брекчией. Содержание в гипсе $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ от 70,2 до 93,2 %.

Все главнейшие месторождения Архангельской области связаны с нижнепермскими отложениями, в нижней части которых развиты доломиты и доломитизированные известняки, а в верхней — гипсы и ангидриты. Известно около 50 месторождений и проявлений гипса; одно из перспективных и детально изученных — эксплуатируемое с конца XVIII в. Звозское месторождение Северо-Двинской группы.

Выходы гипс-ангидритовой толщи Звозского месторождения прослежены по берегам Северной Двины на расстояние до 25 км; с поверхности породы толщи закарстованы. В составе гипс-ангидритовой толщи выделяют верхний гипсовый и нижний ангидритовый горизонты (рис. 65). Верхний, общей мощностью от 0,2 до 30 м, сложен разностями от скрытокристаллического алебаstra до крупнокристаллического гипса. Нижний горизонт образован скрытокристаллическим ангидритом синеватого цвета с прожилками доломита; общая мощность горизонта более 40 м; средняя мощность продуктивной толщи 12,5 м, в том числе гипса 10 м; среднее содержание $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ 98,6—99,7 %. Запасы по промышленным категориям 40 млн. т, однако они составляют лишь небольшую часть ресурсов месторождения.

Остаточные месторождения типа «гипсовых шляп» возникают в результате накопления гипса и ангидрита, представляющих собой остаточные продукты выщелачивания каменной соли.

К этому типу относится позднедевонское Бриневское месторождение в Белоруссии, приуроченное к локальному поднятию в пределах Припятской впадины. Прогнозные ресурсы этого месторождения оцениваются в 1 млрд. т. Оно образовалось, по-видимому, в результате накопления при выщелачивании каменной соли сульфатных пород и последующей гидратации ангидрита.

Инфильтрационные месторождения разделяют на два подтипа. Месторождения первого подтипа формируются при растворении гипса, рассеянного в осадочных породах, переносе его грунтовыми и поверхностными водами и отложении (нередко в мелких водоемах) в смеси с песчанистыми, глинистыми и известковистыми частицами. Формы залежей: линзы, гнезда, прожилки, пласты. Месторождения многочисленные, мелкие (Северный Кавказ, Средняя Азия, Казахстан), но удобные для эксплуатации; разрабатываются для местных нужд.

Месторождения второго подтипа редки, возникают при воздействии на карбонатные породы сернокислых вод, источником которых обычно являются сульфиды. Небольшие месторождения данного метасоматического подтипа обнаружены в девонских известняках Хакасии.

Гипсоносные формации тесно связаны с осадочными формациями, хемогенных карбонатных пород, мергелей и глин, каменной и калийной солями. Гипсоносные формации обычно тяготеют к определенным стратиграфическим горизонтам. Гипсоносность проявляется в складчатых, платформенных и переходных областях. В складчатых структурах месторождения гипса чаще локализуются в сводах складок и куполов, что происходит за счет выталкивания гипса под давлением горных пород.

Месторождения гипса на земном шаре встречаются в отложениях всех геологических систем — от кембрийской до четвертичной, но в основном приурочены к девонской, пермской и триасовой. За рубежом наиболее крупные месторождения гипса известны в США, Канаде, Иране, Франции, Великобритании, ФРГ. Большая часть гипса в США добывается из пермских отложений в штатах Канзас, Оклахома и Техас, из палеогеновых в шт. Калифорния, а также из силурийских и каменноугольных. Месторождения ФРГ и Великобритании выявлены в пермских отложениях, Франции — в триасовых и др. Канадские месторождения относятся к силурийским, девонским и каменноугольным.

В Советском Союзе наиболее древние месторождения гипса обнаружены в Тиреть-Осинской гипсоносной провинции (Иркутская область) и связаны с образованиями кембрийского возраста. Крупные запасы гипса сосредоточены и в пределах гипсоносной толщи девонского возраста, прослеженной на площади Тульской, Московской, Калужской, Владимирской, Псковской, Рязанской областей. Широко развиты гипсоносные породы в отложениях пермского возраста в пределах Архангельской, Кировской, Горьковской, Куйбышевской и Пермской областей, а также в Донбассе и Латвийской ССР. Гипсоносные породы юрского возраста распространены в складчатых образованиях Предкарпатья, Крыма, Кавказа, Средней Азии, верхнемеловые — в Таджикской и Туркменской ССР; гипсы неогенового возраста установлены на западе Украинской ССР.

Глава 22

АКТИВНЫЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ ДОБАВКИ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В качестве активных минеральных добавок, используемых для придания цементам повышенной прочности или способности затвердевать под водой, а также для изменения сроков схватывания цементной массы, применяют сульфатные (гипсы, ангидриты) и кремнистые осадочные горные породы (диато-

Свойства пород — активных минеральных добавок

Порода	Объемная масса, т/м ³	Плотность, т/м ³	Общая пористость, %
Диатомит	0,426—0,960	2,03—2,20	* 90—92
Трепел	0,50—1,27	2,20—2,50	60—64
Опока	1,04—1,82	2,30—2,35	25—55

миты, трепелы, опоки), а также некоторые вулканогенные породы (пеплы, туфовые, пески, пемзы, туфы, туфолавы). В данной главе рассматриваются только осадочные биохимические и вулканогенные породы.

Диатомиты, трепелы и опоки, а также некоторые пирокластические породы содержат химически не связанный, так называемый «активный», кремнезем. Он присутствует в породе в виде тонкодисперсной или аморфной массы, способной реагировать со свободной известью; при этом образуются известковистые силикаты. Получающаяся силикатная масса обладает повышенной плотностью, упругостью, сопротивляемостью химическому воздействию кислот и солей и может быть использована в качестве цементирующего (вяжущего) вещества в различных бетонах и цементах.

Диатомит, трепел и опока — это осадочные кремнистые горные породы биохимического происхождения. Основу пород составляют кремнистые остатки простейших водорослей — диатомей, радиолярий и игл губок или мельчайших округлых телец, сложенных опалом или халцедоном. Кремнистые округлые образования представляют собой продукт диагенетического и эпигенетического преобразований органических остатков. В зависимости от соотношения в породе исходного материала и продуктов его преобразования, а также степени цементации различают диатомит, трепел и опоку (табл. 7).

Диатомит — порода, состоящая из неразложенных кремнистых органических остатков. Это легкая пористая мягкая землистая или слабо сцементированная порода белого, светло-серого цвета с желтоватым оттенком. В сухом состоянии хорошо впитывает воду. В качестве примесей в породе в малых количествах присутствуют кварц, глауконит, глинистые минералы.

Трепел — порода, сложенная почти нацело слабо сцементированными опаловыми и халцедоновыми тельцами округлой формы. Остатки панцирей диатомей, радиолярий и спикул губок редки и несут следы химического разложения. Примеси в породе представлены аутигенными минералами — глинистыми, глауконитом, гидроксидами железа, иногда встречаются обломочные зерна кварца, полевого шпата и чешуйки слюды. Трепел внешне похож на диатомит. Он мягок, порист, хорошо

впитывает воду. Твердость породы 1—3. Внешнее различие пород заключается в более разнообразной окраске трепела — от светло-серой и палевой до темно-серой и даже черной.

Опока — порода, которая в отличие от диатомита и трепела плотно сцементирована, но также имеет высокую пористость. Образована она опаловым микросферолитовым материалом, сцементированным по типу соприкосновения. Органические остатки отмечаются очень редко; сохранность их плохая. В качестве примесей в породе наблюдаются аутигенные минералы — глинистые, глауконит, карбонаты и гидроксиды железа. Встречаются мелкие обломки кварца и полевого шпата. Опока окрашена в серые, темно-серые, вплоть до черного цвета. Твердость ее 3—5 и более. Типичен полураковистый излом.

Химический состав рассматриваемых пород близок: их основу составляет SiO_2 (60—98 %). Суммарное количество Al_2O_3 , FeO и Fe_2O_3 , варьирует от долей процента до 15 %. Содержание K_2O , Na_2O , MgO , CaO и H_2O не превышает 2 % для каждого компонента. Отмечается незначительная примесь CO_2 и органического вещества. Наивысшие концентрации «активного» кремнезема характерны для трепела.

Среди вулканических пород, обладающих свойствами гидравлических добавок, различают пуццоланы и трассы.

Пуццоланы — это рыхлые или слабо сцементированные вулканические образования (пеплы, вулканические пески), а *трассы* — уплотненные аналоги этих пород (пемзы, туфы, туфолавы), содержащие «активный» кремнезем, а также значительное количество гидратной и цеолитной воды. В последние годы установлено, что пуццоланы, трассы, диатомиты, трепелы и опоки в значительной степени цеолитизированы (см. гл. 12). По химическому составу и петрографическим свойствам пуццоланы и трассы отвечают ряду липарит — дацит, реже андезит — базальт.

Выявление гидравлических свойств рассматриваемых пород сводится к определению количества извести (в миллиграммах), которое поглощает из известковистого раствора 1 г добавки (породы) в течение 30 суток (за 15 титрований). Для диатомитов, трепелов и опок эта величина должна быть не менее 150 мг, а для пуццоланов и трассов — не менее 50 мг.

Промышленное использование активных минеральных добавок основывается на их способности предотвращать вредные последствия, вызываемые наличием в цементах и бетонах свободной извести. Под действием минерализованных вод, особенно содержащих гумусовые кислоты или сернокислые соли, свободная известь из бетона может уноситься фильтрующимися водами или будет активно реагировать с массой портландцемента образуя сульфалоюминат кальция. В случае выноса свободной извести бетонное сооружение со временем теряет прочность и разрушается («белая смерть» бетона — на поверхности сооружения выступают белые пятна извести).

Сульфоалюминат кальция формирует в бетоне продолговатые, игольчатые кристаллы, называемые «цементными бациллами». Образование кристаллов происходит с увеличением объема (до 2,5 раз), что вызывает внутренние напряжения в бетонных сооружениях и приводит к их растрескиванию и разрушению. Поэтому для предотвращения таких явлений в цемент при помоле клинкера вводят активные гидравлические (пуццоланические) вещества, назначение которых — связать свободную известь в не растворимый в воде продукт по схеме: $\text{SiO}_2 + \text{Ca}(\text{OH})_2 + 1,5\text{H}_2\text{O} = \text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot 2,5\text{H}_2\text{O}$. Возникающий при этом однокальциевый гидросиликат представляет собой достаточно устойчивое соединение, не вступающее во взаимодействие с растворами сернокислых солей.

Для активных минеральных добавок помимо величины содержащегося в породе активного кремнезема важное значение имеет содержание в них глинистых минералов и прежде всего монтмориллонита. В первую очередь это относится к диатомидам, трепелам и опокам. Присутствие монтмориллонита в кремнистых породах значительно снижает прочность бетона после введения кремнистой добавки, и при этом резко увеличивается расход воды для приготвления цементной массы.

Главным потребителем активных минеральных добавок является цементная промышленность. Только для этих целей в СССР ежегодно добывается свыше 7 млн. т кремнистых пород. Значительное количество пуццоланов и трассов получают в Италии, Греции, Франции, ФРГ, Японии, СРР. Крупные месторождения активных минеральных добавок имеют запасы в несколько миллионов тонн.

Помимо цементной промышленности кремнистые породы, пуццоланы и трассы широко применяются в строительной промышленности для производства легковесного кирпича, тепло- и электроизоляционных наполнителей, мастик. Они используются в качестве наполнителей легких бетонов, для изготовления термолитного щебня, керамзитоподобного гравия и др.

Особое значение имеют кремнистые породы для получения так называемой порошковой продукции: различных фильтровальных порошков, наполнителей пластмасс, резины, красок, носителей катализаторов, химических и медицинских препаратов и др. Кроме того, многие разновидности кремнистых пород в специальной порошковой обработке являются ценными адсорбентами, используемыми для очистки жидких масел, нефтепродуктов, газов, сахарного сиропа, фруктовых соков.

В развитых капиталистических странах (США, Франция, Дания, ФРГ и др.) из ежегодно добываемых 1,5—1,6 млн. т кремнистых пород свыше 70 % используется для получения порошковой продукции.

Мировые запасы кремнистых пород, применяемых в качестве активных минеральных добавок и в других отраслях промышленности, оцениваются приблизительно в 3,4 млрд. т; на

долю СССР приходится около 2,5 млрд. т. Значительными запасами располагают США, Дания, Франция. Добываются кремнистые породы также в ФРГ, Мексике, Перу, Бразилии, Аргентине, Испании, Алжире, Японии. Крупные месторождения кремнистых пород известны в ПНР, ЧССР.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По условиям образования месторождения активных минеральных добавок можно разделить на два типа: вулканогенные (магматические) и осадочные биохимические.

Вулканогенные (магматические) месторождения формируются в областях широкого проявления вулканических эксплозий преимущественно кислого и умеренно кислого состава, что предопределяет возникновение различных мелкообломочных пепловых образований, среди которых преобладают скопления нераскристаллизованных обломков вулканического стекла (пуццоланы — рыхлые пепловые скопления и туфовые пески), а также вспученные слабо раскристаллизованные породы лавовых потоков, покровов и экструзивных тел (трассы — сцементированные туфы, пемзы, туфолавы и др.). Характерная особенность рассматриваемых пород — присутствие в них активного аморфного кремнезема и значительного количества (10—12 %) цеолитной и гидратной (опаловой) воды.

Крупные месторождения пуццоланов известны в Италии, Греции, Франции, Японии и других странах, а трассов — в ФРГ, СРР. В СССР месторождения пуццоланов имеются в Армении, а трассов — в Крыму, на Северном Кавказе, в Закавказье, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке, Камчатке, на западном склоне хр. Малый Хинган.

Осадочные биохимические месторождения кремнистых пород возникают в результате накопления и последующих преобразований кремнистых скелетных частей диатомовых водорослей, радиолярий, губок и других организмов.

По условиям формирования различают морские и пресноводные озерные месторождения. Органические остатки накапливались в холодноводных бассейнах, воды которых содержали незначительное количество кальция и углекислого газа. В этих условиях простейшие организмы усваивали из воды растворенный кремнезем для построения скелетных частей и панцирей. Искключительная плодовитость диатомей и частая смена режимов палеогеографической обстановки способствовали становлению мощных ($n \cdot 10 \div n \cdot 100$ м) толщ диатомитов.

В морских условиях накопление диатомитов чередовалось с отложением тонких прослоев глинистых осадков, в результате чего вся слоистая толща окрашена в темные тона. В пресноводноозерных месторождениях толща диатомитов, как правило, однородна, породы имеют массивное сложение и светлую окраску. Различия в характере сложения толщ диатомитов

тов вызваны тем, что накопление диатомей и других органических остатков простейших организмов в пресноводно-озерных бассейнах приурочено к центральной, наиболее глубокой и спокойной части озера, в то время как в морских условиях диатомиты образуются в периферической зоне шельфа, куда подводными течениями приносится тонкий взвешенный материал.

По вопросу формирования трепелов и опок, состоящих из мельчайших округлых сферолитовых опаловых телец, существуют две точки зрения. Согласно первой, разделяемой большинством исследователей, эти породы возникают в результате диагенетического и эпигенетического преобразований первичных органических кремнистых остатков. Сторонники второй точки зрения рассматривают трепелы и опоки как хемогенные образования, сформировавшиеся при коагуляции кремнистых коллоидных взвесей в морских и озерных бассейнах. Основным аргументом считается почти полное отсутствие органических остатков в составе пород.

Все же наиболее верной представляется первая гипотеза. Основные доказательства сводятся к следующему: 1) диатомиты, трепелы и опоки встречаются совместно, часто наблюдаются переходы от одних пород к другим; 2) формирование толщ пород приурочено к определенным фаціальным зонам морских и озерных водоемов, происходит в специфической палеоклиматической среде, благоприятной для развития простейших кремнистых организмов; 3) химическое осаждение опалового кремнезема из недосыщенных кремнеземом растворов, какими являются воды озер и морей, невозможно; 4) степень изменения первичного органического материала породы находится в зависимости от возраста отложений: опоки связаны с относительно древними породами (юра — мел), трепелы и особенно диатомиты — с молодыми (палеогеновые — современные).

Осадочные биохимические месторождения трепелов, опок и диатомитов широко распространены на территории СССР. Крупнейшими районами развития пластовых залежей этих пород являются Среднее Поволжье, восточный склон Урала, центральные области европейской части СССР и др., Так, к наиболее перспективным районам страны по преобладающему развитию чистых кремнистых пород принадлежит правобережная часть р. Волги. Здесь от широты г. Саратова в направлении к г. Уральску в отложениях нижнего палеоцена (нижнесызранский горизонт) широко проявлены диатомиты, слагающие горизонт мощностью от 2 до 75 м; в западном, южном и восточном направлениях они сменяются постепенно опоками, мощность толщи которых варьирует от 10 до 110 м. С этим продуктивным горизонтом связаны крупные разведанные месторождения диатомитов и опок: Инзенское и Сengiлевское в Ульяновской, Вольское в Саратовской, Балашейское в Куйбышевской областях, Атемарское и Алексеевское в Мор-

довской АССР и др. Диатомиты и опоки этих месторождений обладают высокими гидравлическими свойствами, они широко используются в цементной промышленности, а также для производства теплоизоляционного материала и легковесного кирпича. Лучшие по качеству диатомиты разрабатываются для получения фильтровальных порошков. Установлены высокие осушающие и адсорбционные свойства опок.

Восточный склон Урала и Зауралье по запасам и ресурсам кремнистых пород принадлежат к числу ведущих: только в Свердловской и Челябинской областях выявлено более 100 месторождений диатомитов и опок, из которых разведано 24, а общие прогнозные ресурсы диатомитов и опок этих регионов оцениваются в 15—20 млрд. м³. Продуктивные горизонты эоцена содержат пласты диатомитов и опок мощностью от 10 до 80 м, характеризующихся очень высокой гидравлической активностью. В Свердловской и Челябинской областях развиты чистые и слабоглинистые диатомиты, отрабатываемые на Потанинском, Красногвардейском, Килачевской, Ирбитском, Камышловском месторождениях. К югу и юго-востоку содержание глины в диатомитах возрастает, и уже в Курганской области наблюдаются сильно глинистые диатомиты и диатомитовые глины.

В центральных районах европейской части СССР многочисленные месторождения кремнистых пород приурочены к верхнемеловым толщам. Здесь кремнистые породы представлены трепелами и опоками мощностью от 10 до 27 м. Продуктивные горизонты распространены во Владимирской, Московской, Смоленской, Брянской, Калужской, Орловской и Курской областях. Наиболее крупные залежи кремнистых пород расположены в районе г. Брянска и ж.-д. ст. Жиздры. Здесь находятся известное Зикеевское месторождение адсорбционных опок и Фокинское месторождение опок и трепелов с высокой гидравлической активностью, используемых в цементной промышленности.

В Белоруссии и Прибалтике месторождения трепелов и опок локализируются в толщах пород верхнего мела (Стонишкяйское, Стальное и др.). Особое значение имеют месторождения кремнистых пород Северного Кавказа и Закавказья. На территории Армении с вулканогенно-осадочными озерными отложениями кайнозоя связаны многочисленные месторождения диатомитов с линзообразной, пластовой формой залежей мощностью до 15 м. Аналогичные месторождения найдены на территории Грузии. Диатомиты этих месторождений (Кисатибское, Парпинское и др.) обладают исключительно высокими фильтрационными свойствами даже в необработанном виде.

Многочисленные месторождения кремнистых пород известны также в Карело-Кольском регионе, Ленинградской области, Молдавии, на Украине, в Казахстане, республиках Средней Азии. В последние годы выявлены месторождения опаловых

пород в Забайкалье, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР, о-ве Сахалин. Перспективен для поисков и подобных месторождений Курило-Камчатский регион.

За рубежом крупнейшие месторождения диатомитов приурочены к морским и реже к пресноводным отложениям — от верхнемеловых до голоценовых, но наиболее распространены месторождения миоценового и плиоценового возраста. Так, в США (шт. Калифорния), площадь каждого месторождения достигает нескольких десятков квадратных километров при мощности диатомитовых пластов в первые сотни метров. Высокое качество диатомитов обуславливает очень широкое их (до 500 областей) применение, но главное значение имеет производство фильтров.

Морские и пресноводно-озерные месторождения диатомитов, трепелов и опок осваиваются также во Франции, ФРГ, Италии, Великобритании, Дании, Испании, Исландии, Алжире, Коста-Рике, Австралии и др.

Из стран социалистического содружества, кроме СССР, добыча и переработка диатомитов ведется в ЧССР, НРБ, ВНР, СРР и СФРЮ.

МИНЕРАГЕНИЯ

Месторождения активных минеральных добавок принадлежат к числу молодых, преимущественно позднемезозойских и кайнозойских образований. Месторождения трассов и пуццоланов приурочены к областям молодого, в основном наземного (орогенного) вулканизма, к кайнотипным вулканическим породам. В СССР к подобным районам относятся Курило-Камчатский, о-в Сахалин, Приморский и Хабаровский края, Магаданская область, Туркмения, Кавказ и Закавказье, Крым, Карпаты.

Среди осадочных биохимических месторождений кремнистых пород отчетливо устанавливается различие вещественного состава полезного ископаемого в зависимости от их возраста. В СССР свыше 90 % разведанных запасов трепелов относится к позднемеловым кремнистым осадкам; у опок только чуть больше четверти запасов связано с позднемеловыми отложениями, а главная их масса приурочена к палеоцен-эоценовым образованиям; диатомиты же в СССР развиты преимущественно среди эоценовых пород, а за рубежом — среди миоцен-плиоценовых.

По данным формационного анализа, среди кремнистых осадков можно выделить две принципиально отличные группы: морские и пресноводно-озерные отложения платформенного типа, широко распространенные на территории СССР, и морские отложения геосинклинального типа, характерные для зарубежных стран (США, Северная Африка и др.).

ЕСТЕСТВЕННЫЕ СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ**ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ**

В качестве естественных строительных материалов применяют магматические, осадочные и метаморфические горные породы, которые подвергают механической обработке; от вида получаемого конечного продукта зависит их дальнейшее использование. В общем случае по этому признаку различают дробленый, или «рваный», камень и штучный камень.

Дробленый, или «рваный», камень получают в результате взрывных работ на каменных карьерах и последующего дробления отбитой горной массы. Это неправильной формы и различной величины обломки, среди которых по размеру выделяют мелкую крошку — дресву, щебень и более крупные обломки — бут. Дресва и щебень широко применяются в качестве заполнителей бетонов, железнодорожного балласта и для других целей, а бутовый камень идет для закладки фундаментов и навалки оснований плотин, крупных гидротехнических сооружений (пирсы, причалы, волноломы и др.) и является грубым стеновым материалом.

В качестве дорожно-строительного пригоден камень, из которого можно получить брусчатку и шашку для покрытия дорожного полотна, бортовые поребрики и так называемый бордюрный камень.

Если в процессе обработки (пассирование, шлифовка, полировка) удастся получить камни нужных размеров с правильной внешней формой, то такие камни называют штучными. Они широко используются для кладки стен зданий и промышленных сооружений, для облицовки стен (облицовочный камень). Монументально-декоративный камень, как правило, подвергается специальной распиловке, шлифовке, полировке и применяется для сооружения памятников, монументов, специальных постаментов, изготовления декоративных изделий, отделки зданий и др.

Промышленные требования к естественным строительным материалам чрезвычайно разнообразны, поскольку разнообразны и области их использования, основывающегося на различных физических и технологических свойствах камня. Наиболее важные свойства — прочность и долговечность. Прочность — это способность камня не нарушать целостности при механических воздействиях, определяемых сжатием, растяжением, изгибом, абразивным износом и др.

Долговечность обуславливает способность камня сохранять прочностные, а для облицовочного и особенно монументного камней также и декоративные характеристики в результате длительного воздействия на породу агентов физического и химического выветривания.

Прочность и долговечность строительного камня зависят от минерального состава породы, структурно-текстурных особенностей, трещиноватости, пористости и многих других факторов. Минеральный состав в первую очередь предопределяет долговечность строительного камня. Из породообразующих минералов магматических горных пород наиболее стойким к химическому и механическому разрушению является кварц: его временное сопротивление сжатию более $2,2 \cdot 10^3$ МПа, растяжению — 85 МПа и изгибу — 92 МПа. Поэтому такие породы, как кварциты, — наиболее устойчивы и долговечны.

Полевые шпаты и плагиоклазы менее устойчивы, они подвергаются разложению в процессе выветривания (гидролиз), что снижает прочностные характеристики породы и ее долговечность. Но в свежем, невыветренном виде полевошпатовые и кварц-полевошпатовые породы (граниты, сиениты, диориты и др.) обладают высоким сопротивлением сжатию и относятся к высокопрочным и долговечным.

Темноцветные минералы (пироксены, амфиболы) и нефелин в свежем виде обладают высокой механической прочностью, но под действием колебаний температуры и окисления эти минералы со временем разлагаются, порода, состоящая из них, теряет прочностные свойства.

Еще более сказывается на долговечности породы присутствие в ней слюды — мусковита и биотита. В процессе морозного выветривания минералы расслаиваются, а порода становится трещиноватой, менее прочной.

Нежелательно присутствие в породах сульфидов, окисление которых сопровождается образованием серной кислоты: она активно воздействует на другие минералы, разлагая их или формируя новые сульфатные минералы. Все это приводит к резкому нарушению прочностных свойств породы, не говоря уже о том, что гидроксиды железа окрашивают камни: появляются ржавые пятна. Также нежелательно наличие вторичных минералов — хлорита, эпидота, серпентина, талька, каолинита, карбонатов. Сам факт их присутствия говорит о том, что порода претерпела изменения и, следовательно, прочностные характеристики строительного камня нарушены.

Собственно карбонатные породы — известняки, доломиты и мраморы, несмотря на невысокое сопротивление карбонатных минералов абразивному износу (этот их недостаток оборачивается положительной стороной строительного камня: мрамор и известняк хорошо обрабатываются и полируются), характеризуются прочностью на сжатие 150 МПа и представляют собой прекрасный строительный камень, идущий как для внутренней, так и для наружной отделки строений.

Важным обстоятельством в оценке прочностных характеристик строительного камня являются текстурно-структурные особенности горной породы. Даже в случае сходного минерального состава различие в текстурном сложении окажется определяю-

щим при выборе той или иной породы для конкретных строительных целей. Так, породы с массивной текстурой в целом более долговечны по сравнению с аналогичными по минеральному составу породами с полосчатой или сланцеватой текстурами. Структурные особенности строительного камня сказываются прежде всего на прочностных показателях: крупнозернистые породы менее устойчивы по сравнению с мелко- и тонкозернистыми. Важен также характер срастания зерен минералов. Роговиковый тип срастания зерен кварца обуславливает исключительно прочностные свойства кварцита, значительно более высокие, чем у кварцевого песчаника, в котором зерна кварца цементируются по типу соприкосновения или заполнения пор. В общем случае однородные равномернозернистые породы предпочтительнее пород с такситовыми неравномернозернистыми структурно-текстурными рисунками.

При оценке прочностных характеристик строительного камня важное значение имеет трещиноватость. Различают микро- и макротрещиноватость. Микротрещины возникают в породе в результате интенсивных динамических нагрузок, нарушающих силы сцепления минеральных зерен. Сильно трещиноватые породы наблюдаются в зоне тектонических деформаций; они характеризуются пониженной по сравнению с монолитными, нетрещиноватыми породами прочностью. Микротрещиноватость изучается под микроскопом. Микротрещины во многом определяют морозоустойчивость и долговечность строительного камня.

Макротрещиноватость выражается наличием в породе хорошо различимых глазом трещин отдельности и кливажа. От их расположения зависит размер наиболее крупных монолитных кусков породы: чем дальше удалены трещины друг от друга, тем больше размер каменных моноблоков. Учет закономерностей распределения в породе макротрещин позволяет проводить добычные работы наиболее эффективно — с максимальным выходом крупнокусового штучного камня. Самым благоприятным считается ортогональное расположение трещин отдельности и кливажа.

Окончательно оценивается горная порода как строительный камень на основе изучения ее физико-механических свойств, определяемых по результатам лабораторных испытаний. Для всех пород устанавливаются объемная масса и плотность, пористость, водопоглощение, морозоустойчивость, прочность на сжатие, растяжение и изгиб, абразивная истираемость, вязкость и др.

Для некоторых пород помимо общей, или суммарной, пористости лабораторным путем выявляется эффективная пористость, т. е. объем гидравлически связанного, сообщающегося порового пространства, влияющего на водопоглощение и морозостойкость породы.

Способность камня впитывать воду в атмосферных условиях называется водопоглощением. Эта величина определяется раз-

ностью объемных масс естественного и сухого камня. Выражается она в процентах к объемной массе сухой породы. Строительные камни с малой величиной водопоглощения устойчивы к выветриванию, в то время как породы с высокой водопоглощательной способностью (более 5 %) недолговечны.

Помимо водопоглощения для некоторых камней выявляется водонасыщение, то есть способность впитывать воду под давлением 15 МПа. Отношение водопоглощения к водонасыщению называется коэффициентом насыщения и указывает, какой процент открытых пор заполняется водой при водопоглощении. Чем выше коэффициент насыщения у породы, тем ниже ее морозостойкость.

О морозостойкости породы свидетельствует значение коэффициента морозоустойчивости, который показывает, насколько прочность строительного камня во влажном состоянии снижается после цикличного (15—25 раз) замораживания и оттаивания по сравнению с прочностью в сухом состоянии. Чем ниже пористость и особенно эффективная пористость, тем выше долговечность и, соответственно, морозостойкость камня. Морозостойкость может также выражаться максимальным количеством циклов замораживания и оттаивания, при котором не нарушается прочность строительного камня.

Прочностные характеристики камня определяют при лабораторных испытаниях на сжатие, изгиб, разрыв по обычной методике. Предел прочности на сжатие — исключительно важная характеристика строительного камня, регламентируемая ГОСТами для различных видов строительных работ.

В зависимости от природы строительного камня минимальные пределы прочности на сжатие могут варьировать от 0,3—1 МПа для известняков-ракушников до 100—120 МПа для изверженных пород.

Для строительных материалов, используемых для дорожного покрытия, лестничных маршей, тротуаров, устанавливают абразивную истираемость путем соответствующей шлифовки породы за единицу времени. Кроме того, для этих строительных камней проводят испытания в барабане Деваля для выявления изнашиваемости, выражаемой соответствующим коэффициентом.

Указанными испытаниями не ограничивается определение физико-механических свойств горных пород. В зависимости от применения камня дополнительно изучают такие его свойства, как обрабатываемость, вязкость, огнеупорность, полируемость, устойчивость окраски и др.

Промышленные требования к качеству строительного камня чрезвычайно разнообразны; они зависят от назначения камня и регламентируются соответствующими ГОСТами. Так, бутовый камень должен иметь предел прочности на сжатие 10—80 МПа, объемную массу не менее 1,8 т/м³, водопоглощение не более 10 %, морозостойкость 15—50 циклов; необходимый размер кусков 450—100 мм. Как бутовый камень могут ис-

пользоваться различные горные породы, за исключением рыхлых и сильно пористых.

Для обычных и гидротехнических бетонов, а также для дорожных покрытий применяют щебень, характеризующийся пределом прочности на сжатие 40—120 МПа; водонасыщением от 3—5 %, коэффициентом размягчения не менее 0,8; износом в барабане Деваля 3—15 %.

Физико-механические свойства дорожного камня (шашка, брусчатка), используемого для мощения дорог первого класса, должны быть следующими: минимальный предел прочности на сжатие 100 МПа, объемная масса не менее 2,55 т/м³, водопоглощение не более 0,6 %, износ в барабане Деваля не более 14 %, морозостойкость не менее 25 циклов.

Крупнокусовой камень, идущий для строительства плотин и других гидротехнических сооружений, должен обладать высокой прочностью на сжатие (60—100 МПа), большой объемной массой, минимальной пористостью и водопоглощением, ничтожной растворимостью в воде.

Иным требованиям должен удовлетворять стеновой камень (туфы, ракушняки); для этих целей применимы горные породы с низкой объемной массой и достаточно высокой общей пористостью. Такие породы характеризуются высокими теплоизоляционными свойствами. Кроме того, стеновой камень должен легко распиливаться и обрабатываться на блоки и плиты требуемых размеров, а также выдерживать без повреждений не менее 10—15 замораживаний при потерях прочности на сжатие не более 25 %.

Очень высокие требования предъявляет промышленность к качеству облицовочного и декоративного камня. Он должен иметь высокую погодостойкость (т. е. быть долговечным), красивые устойчивые текстурный рисунок и окраску, высокую прочность на сжатие и обеспечивать устойчивый выход моноблоков объемом не менее 0,1 м³.

Некоторые горные породы помимо их прямого назначения как бутового камня, щебня, дорожно-строительной шашки и брусчатки или монументного камня применяются также для иных строительных или промышленных целей. Так, известняки, мраморы и некоторые другие карбонатные породы широко используются как цементное сырье; вулканические горные породы (туфы) наряду с осадочными кремнистыми породами (диатомиты, трепелы, опоки) используются как активные минеральные добавки; магматические горные породы преимущественно основного состава (габбро, габбродиабазы, базальты и др.) могут служить сырьем для получения литого камня; некоторые разновидности вулканических горных пород и шунгитсодержащие метаморфические породы в процессе термической обработки преобразуются в легкие наполнители бетонов (перлиты, шунгизиты). Промышленные требования на эти виды применения строительного камня приведены в соответствующих главах.

Здесь уместно подчеркнуть, что при оценке промышленного использования горной породы, и в том числе как строительного камня, необходим комплексный подход, учитывающий требования экономики и рациональность использования недр.

Несмотря на все возрастающую потребность использования строительного камня для различных промышленных и хозяйственных целей, месторождения этого вида минерального сырья эксплуатируются только в пределах экономически освоенных районов с развитой сетью транспортных путей. Месторождения отрабатываются открытым способом, широко применяются буровзрывные работы, а также механизированные врубовые и камнепильные агрегаты, оснащенные твердосплавными или армированными алмазами пилами.

Основными районами СССР, производящими строительный камень, являются Карело-Кольский, Украина, Кавказ, Урал, Казахстан, Приморский край. Значительные работы по освоению месторождений строительного камня развернуты в зоне влияния Байкало-Амурской магистрали (Иркутская, Читинская области, Якутская АССР, Хабаровский край, Бурятская АССР).

В Карело-Кольском регионе, включающем северную часть Ленинградской области, эксплуатируются месторождения изверженных и метаморфических пород, из которых получают щебень, бут, дорожно-строительный и штучный камень. Общепризнана архитектурно-декоративная ценность монументного и облицовочного камня многих месторождений, представленных разнообразными по текстурно-структурным признакам и рисункам гранитами, сиенитами, монцонитами, габброноритами и другими породами. Исключительными свойствами обладают малиново-красные кварциты Шокшинского месторождения, использовавшиеся при сооружении Мавзолея В. И. Ленина.

В пределах Украинского кристаллического массива широко развиты древние граниты и гранитогнейсы, из которых получают прежде всего щебень и бут. Месторождения монументного и облицовочного камня отрабатываются в Житомирской, Кировоградской и Киевской областях. Это месторождения розово-красных гранитов (Лезниковское, Ново-Украинское и др.), лабрадоритов (анортозитов), кварцитов.

На Урале строительный камень представлен месторождениями изверженных и метаморфических пород; в районе Свердловска и Челябинска известны крупные карьеры по добыче гранитов. Облицовочные и монументные камни Урала (яшмы, мрамор) широко использованы при облицовке станций метрополитенов в Москве, Ленинграде и других городах (месторождения Мраморское, Уфалейское, Нижне-Тагильское и др.). Кроме того, в производстве щебня на Урале широко применяются отходы от вскрышных и эксплуатационных работ на месторождениях рудных и неметаллических полезных ископаемых.

На Кавказе важное значение имеют месторождения вулканических туфов (Артикское месторождение в Армении) и мраморов, широко использующихся в качестве стенового строительного камня и облицовочного материала (главным образом, месторождения Грузии и Армении).

Огромными минеральными ресурсами строительного камня располагает Казахстан, где большинство действующих месторождений поставляют щебенку и бутовый камень для местных строительных нужд. Значительны ресурсы строительного камня в Средней Азии. Высокодекоративный мрамор Газганского месторождения Узбекистана широко известен во многих городах нашей страны. Практически неисчерпаемы прогнозные ресурсы строительного камня на территории Алтае-Саянской горной системы, в Забайкалье, на Дальнем Востоке и Северо-Востоке СССР.

Вместе с тем европейская часть РСФСР, Западная Сибирь имеют весьма ограниченные возможности производства строительного камня, за исключением месторождений осадочных карбонатных пород, использующихся в основном для получения бута и низкосортного щебня (месторождения Прибалтики, Ленинградской области, Подмосковья и других районов). В связи со все возрастающими объемами строительных работ и неравномерностью распределения минерального сырья увеличивается объем транспортных перевозок строительных материалов, особенно в европейской части СССР, что составляет важную народнохозяйственную проблему. Так, для строящейся дамбы через Финский залив, ограждающей Ленинград от наводнений, потребуется несколько миллионов кубических метров строительного камня. Ориентировочная минимальная потребность в запасах каменных строительных материалов, разведанных по категориям А+В+С₁ на 1980 г. по промышленным районам и узлам зоны влияния БАМа, по данным С. А. Хакимова и др., составляла более 360 млн. м³.

Месторождения строительного камня по запасам классифицируются следующим образом (в млн. м³): крупные — свыше 30; средние 15—30; мелкие — менее 15.

Производство различных по назначению строительных камней ежегодно возрастает и в 1982 г. составило около 500 млн. м³.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

По происхождению выделяют магматические, осадочные и метаморфогенные месторождения строительного камня.

Магматические месторождения представлены интрузивными массивами и покровами, потоками, экструзивными телами вулканических излившихся продуктов и их пирокластических аналогов, сложенных разнообразными породами (граниты, сиениты, диориты, габбро, диабазы, базальты, андезиты, липариты, туфы и т. п.), использование которых в качестве строительного камня

удовлетворяет существующим требованиям промышленности. Важно, чтобы месторождения располагались в экономически освоенных районах и могли обрабатываться карьерами. Эти месторождения разнообразны по возрасту горных пород и приурочены к горно-складчатым геосинклинальным областям и выступам древних кристаллических массивов. По количеству добываемого строительного камня на долю магматических месторождений приходится большая часть, причем производство штучного и особенно монументного камня в основном связано с этими месторождениями.

Осадочные месторождения строительного камня образованы пластовыми залежами литифицированных обломочных (песчаники, конгломераты) и органогенно-химических (ракушечники, известняки, доломиты и др.) пород палеозойского (Прибалтика, центр европейской части СССР, Урал, Казахстан) и мезо-кайнозойского (юг Украины, Кавказ) возраста. Разрабатываются осадочные месторождения в основном для получения щебня и бута, в меньшей степени для стенового и облицовочного камня. Поскольку именно эти месторождения расположены в экономически наиболее развитых районах нашей страны, где ощущается дефицит магматогенного строительного камня, они интенсивно эксплуатируются и дают около трети всей продукции строительного камня.

Метаморфогенные месторождения представлены преимущественно пластообразными залежами мраморов, кварцитов, гнейсов, амфиболитов среди докембрийских кристаллических (Украина, Карело-Кольский регион), палеозойских (Урал, Казахстан, Узбекистан) и мезозойских (Кавказ) пород. Главное значение имеет отработка месторождений мраморов, используемых для самых различных строительных целей.

1. Аверьянов И. П. Баланс серы в поствулканическом процессе и проблемы промышленного серонакопления. М., Наука, 1981.
2. Анфимов Л. В., Бусыгин Б. Д., Демина Л. Е. Саткинские месторождения магнезитов на Южном Урале. М., Наука, 1983.
3. Арсеньев А. А., Вировлянский Г. М., Смирнов Ф. Л. Генетические типы промышленных месторождений апатита. М., Недра, 1971.
4. Борзунов В. М. Графит (сб. ВИЭМС). М., Недра, 1976.
5. Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л., Наука, 1974.
6. Виноградов Б. Н. Сырьевая база промышленности вяжущих веществ СССР. М., Недра, 1971.
7. Волластонит. М., Наука, 1982.
8. Вулканические серные месторождения и некоторые проблемы гидро-термального рудообразования. М., Наука, 1971.
9. Генетические типы и закономерности распространения месторождений бентонитов в СССР/ Н. В. Кирсанов, М. А. Ратеев, А. А. Сабитов и др. М., Недра, 1981.
10. Геология месторождений фосфоритов, методика их прогнозирования и поисков. М., Недра, 1980.
11. Горбачев Б. Ф. Каолиноносные геологические формации. — Сов. геология, 1982, № 1, с. 68—77.
12. Дроздов В. П., Мирочников И. И., Коваленко В. П. Жильный кварц СССР и перспективы его промышленного использования. М., изд. ВИЭМС, 1979.
13. Золоев К. К. Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., Недра, 1975.
14. Иванов А. А., Воронова М. Л. Галогенные формации (минеральный состав, типы и условия образования; методы поисков и разведки месторождений минеральных солей). М., Недра, 1972.
15. Иванова А. А. Прогнозирование флюоритового оруденения на основе формационной классификации. — Разведка и охрана недр, 1973, № 7, с. 12—18.
16. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н. Геология месторождений поделочных камней. М., Недра, 1983.
17. Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гаврилов А. П. Геология месторождений драгоценных камней. М., Недра, 1982.
18. Комарова Г. В. Основные формации месторождений флюорита. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 1. М., 1976, с. 269—322.
19. Корневский С. М. Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М., Недра, 1973.
20. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л., Недра, 1978.
21. Куницын А. Л. Гипс (Методические указания по производству геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые). М., Недра, 1975.
22. Курс месторождений твердых полезных ископаемых/ П. М. Татарinov, А. Е. Карякин, А. С. Голиков и др. Л., Недра, 1975.
23. Куришкова Л. Д. Физико-химические условия образования скарново-боросиликатных месторождений. М., Наука, 1976.
24. Лебедева Г. А., Озерова Г. П., Горлов В. И. Петругигическое сырье Карелии. — В кн.: Минеральное сырье Карелии. Петрозаводск, 1977, с. 27—38.
25. Мельников Е. П., Мельникова Н. И. Закономерности размещения гранулированного кварца в южной части Уральского антиклинория. — Тр. Свердл. горн. ин-та, 1970, вып. 80, часть III, с. 41—50.

26. Меркурьев Н. Д., Пожарицкий Л. Л., Чемякин В. И. Хризотил-асбест (Методические указания по производству геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые). М., Недра, 1975.
27. Месторождения талька СССР. М., Недра, 1973.
28. Милашев В. А. Структуры кимберлитовых полей. Л., Недра, 1979.
29. Минерально-сырьевые ресурсы строительных материалов зоны влияния Байкало-Амурской магистрали: Обзор/ С. А. Хакимов, П. П. Сенаторов, Н. В. Бужко и др. М., 1978. (ОНТИ, ВИЭМС).
30. Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М., Наука, 1975.
31. Озол А. А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М., Наука, 1983.
32. Перфильев Н. М. Методические указания по поискам и разведке месторождений керамзитового сырья. М., Недра, 1971.
33. Петров В. П. Месторождения магнезита в корях выветривания ультрабазитов.— Разведка и охрана недр, 1980, № 1, с. 60—62.
34. Природные цеолиты. М., Наука, 1980.
35. Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых (пособие для лабораторных занятий)/ И. Ф. Романович, А. В. Коплус, И. Н. Тимофеев и др., М., Недра, 1982.
36. Романович И. Ф. Тальк. М., Недра, 1974.
37. Савельев А. К. Геология баритовых месторождений. М., Недра, 1978.
38. Самсонов Я. П., Савельев А. К. Геология месторождений фторсодержащего сырья. М., Недра, 1980.
39. Скропышев А. В., Кукуй А. Л. Исландский шпат. Л., Недра, 1973.
40. Смирнов В. И. Геология полезных ископаемых. 4-е изд., перераб. и доп. М., Недра, 1982.
41. Соколов Ю. М. Метаморфогенные мусковитовые пегматиты. М., Наука, 1970.
42. Строение и закономерности размещения серных месторождений СССР/ В. И. Кытык, В. Ф. Полкунов, О. Т. Степаненко и др. Киев, Наукова думка, 1979.
43. Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск, Наука, 1981.
44. Супрычев В. А., Кирикилица С. И. Генетическая типизация цеолитов стратифицированных формаций: Обзор, М., 1980. (ОНТИ, ВИЭМС).
45. Сырьевая база кремнистых пород СССР и их использование в народном хозяйстве/ Под ред. В. П. Петрова. М., Недра, 1976.
46. Терновой В. И. Карбонатитовые массивы и их полезные ископаемые. Л., Изд. ЛГУ, 1977.
47. Трофимов В. С. Геология месторождений природных алмазов. М., Недра, 1980.
48. Цехомский А. М., Карстенс Д. И. Кварцевые пески, песчаники, кварциты СССР. Л., Недра, 1982.
49. Шабынин Л. И. Рудные месторождения в формации магнезиальных скарнов. М., Недра, 1974.
50. Шевелев А. И. К вопросу образования месторождений магнезита.— Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 67—75.

УКАЗАТЕЛЬ ОСНОВНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

- Абагайтуйское, флюорит 116, 119
Актотракское, асбест 69, 71, 75
Аспагаш, асбест 74, 75
Ахалцихское, цеолиты 138
Ашинское, фосфориты 166, 186, 187
Баженовское, асбест 69, 71, 75
Баскунчак, соли 143, 147
Белкинское, фосфориты 166, 187
Белорусский (Припятский) бассейн, соли 153, 154
Бирюзакан, бирюза 25
Ботогальское, графит 46, 51
Боровичского-Любытинского района, огнеупорные глины 243
Верхнекамский бассейн, соли 149, 159, 160, 161
Вятско-Камское, фосфориты 165, 182, 183
Гаурдак, сера 197, 200
Гусевское, фарфоровый камень 222
Дальнегорское, бор 210, 214
Джетыгаринское: асбест 71, 75; тальк 83
Джеффри, асбест 71
Егорьевское, фосфориты 165, 182
Изумрудные Копи, изумруд 20
Индер, бор 213
Калуш, соли 156, 157, 158
Кара-Богаз-Гол, соли 147—149
Каратау бассейн, фосфориты 164, 179, 182, 188
Карело-Кольская провинция, мусковит 55, 58, 64
Кейвы, кианит 229
Киембаевское, асбест 75
Кимберли, алмаз 30
Киргитейское, тальк 78, 80, 81, 82, 84
Ковдорское: апатит 175; флогопит 61, 64; хризолит 20
Кырка, бор 212
Латнинское, огнеупорные глины 243
Луликко, керамические пигменты 225
Люберецкое, песок 252
Маймеча-Котуйская провинция, апатит 175, 176, 187
Мамско-Витимский район, мусковит 55, 58, 64
Марокканский бассейн, фосфориты 185
Медведевское: барит 125, 127; тальк 83
Мексиканская провинция, сера 198
Мир, алмаз 38
Миргалимсай, барит 125, 127
Мишрак, сера 197, 201
Новороссийское, карбонатные породы 258
Онотское, тальк 78, 82, 84
Подольское, фосфориты 165
Прибалтийско-Ладожский бассейн, фосфориты 169, 184
Роздол, сера 197
Саткинская группа, магнезит 92
Славяно-Артемьевское, соли 156
Слюдянка: волластонит 229; флогопит 64
Тарнобжег, сера 197
Уилсборо, волластонит 229
Флорида бассейн, фосфориты 165, 166, 186, 187
Хибинская группа, апатит 170, 187
Хубсугульский бассейн, фосфориты 164, 179, 188
Часовьярское, песок 252
Шабровское, тальк 78, 82, 83
Шорсу, сера 197, 199, 200, 201

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Введение	5

Часть I

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДУСТРИАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Глава 1. Драгоценные (ювелирные), поделочные и технические камни. А. В. Козлов, Б. Н. Шаронов	12
Глава 2. Алмазы. Б. Н. Шаронов	26
Глава 3. Графит. В. В. Кирюков	42
Глава 4. Слюда. П. А. Строна	52
Глава 5. Асбесты. Ю. В. Лир	64
Глава 6. Тальк и тальковый камень. Ю. В. Лир	76
Глава 7. Магнезит и брусит. Б. Н. Шаронов	84
Глава 8. Пьезооптический кварц и кварц для плавки А. Е. Карякин	92
Глава 9. Флюорит. П. А. Строна	105
Глава 10. Барит и виверит. Б. Н. Шаронов	120
Глава 11. Исландский шпат. А. В. Козлов	127
Глава 12. Цеолиты. Б. Н. Шаронов	133

ЧАСТЬ II

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ХИМИЧЕСКОГО И АГРОНОМИЧЕСКОГО СЫРЬЯ

Глава 13. Минеральные соли. В. В. Кирюков	141
Глава 14. Фосфатное сырье (апатиты и фосфориты). Ю. В. Лир, Г. П. Дубарь	163
Глава 15. Серное сырье. А. И. Пертель, Ю. В. Лир	189
Глава 16. Борное сырье. А. И. Пертель	204

ЧАСТЬ III

МЕСТОРОЖДЕНИЯ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ И СЫРЬЯ ДЛЯ ИХ ПРОИЗВОДСТВА

Глава 17. Керамическое сырье (пегматиты, фарфоровые камни, высокоглиноземные силикаты, волластонит). А. И. Пертель	215
Глава 18. Глины и каолины. Н. Л. Шаманина	231
Глава 19. Песок и гравий. Л. Н. Черник	246
Глава 20. Карбонатные породы. Г. П. Дубарь	252
Глава 21. Гипс и ангидрит. Н. Л. Шаманина	261
Глава 22. Активные минеральные добавки. С. В. Сендек	275
Глава 23. Естественные строительные материалы. С. В. Сендек	283
Список литературы	285
Указатель основных месторождений	285

АЛЕКСАНДР ЕВГРАФОВИЧ КАРЯКИН, ПЕТР АНДРЕЕВИЧ СТРОНА,
БОРИС НИКОЛАЕВИЧ ШАРОНОВ И ДР.

ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор издательства Т. П. Мыскина
Художественный редактор В. В. Шутько
Технический редактор А. В. Трофимов
Корректор К. С. Торопцева

ИБ 5985

Сдано в набор 11.10.84. Подписано в печать 22.01.85. Т-04729. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 18,0. Усл. кр.-отт. 18,0. Уч.-изд. л. 19,85. Тираж 3900 экз. Заказ 1875/338—4. Цена 1 р. 10 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

Издательство «Недра»
готовит к печати — новые книги

ЛАРИЧКИН В. А.

Промышленные типы месторождений редких металлов (олово, вольфрам, молибден). 1985.— 14 л.— 70 к.

Предложена принципиальная схема группировки промышленных типов месторождений редких металлов, выделенных на формационной основе. Дана сравнительная характеристика промышленных типов месторождений олова, вольфрама и молибдена. Выделены три группы геолого-экономических критериев для редкометального оруденения (прогнозные, поисковые и оценочные), соответствующие масштабам геологических объектов и стадиям геологоразведочных работ.

Для геологов производственных и научно-исследовательских организаций.

Справочник по поискам и разведке месторождений цветных металлов / Кривцов А. И., Самонов И. З., Филатов Е. И. и др. 1985.— 25 л.— 1 р. 70 к.

Приведены сведения, необходимые для прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений меди, цинка, свинца, никеля и кобальта. Рассмотрены геохимия каждого металла, минералогия, области применения, геолого-промышленные типы месторождений, требования промышленности к качеству руд, технология переработки и возможности их комплексного использования. Проанализированы особенности разведки месторождений различных геолого-промышленных типов и дана их геолого-экономическая оценка.

Для инженеров-геологов, ведущих геологические съемки, поиски и разведку месторождений цветных металлов.

Интересующие Вас книги Вы можете приобрести в местных книжных магазинах, распространяющих научно-техническую литературу, или заказать через отдел «Книга-почтой» магазинов: № 17—199178, Ленинград, В. О., Средний проспект, 61; № 59 — 127412, Москва, Коровинское шоссе, 20.

Издательство «Недра»

1p1013

4656

НЕДРА