

И.Ф.РОМАНОВИЧ

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Допущено Министерством высшего и среднего
специального образования СССР в качестве
учебного пособия для студентов
геологических специальностей вузов*

W

а

Криворожский „
Горнорудный институт”
БИБЛИОТЕКА

МОСКВА „НЕДРА” 1986

ичи
юй
ски
ча-
де-
ных

кие
ме-

из
со-
тые,
от-
пеп-
: не
злее
ицо-

[дам
г не
(К,
, ис-
раз-
•рон-
т то
йым.
Глам
ля и
РУДЫ

Пеле-
Лрря:
гское
ювые
шны,
роды
таль,
д ви-
г для
лезит,

го Со-

Романович И. Ф. Месторождения неметаллических полезных ископаемых. Учеб. пособие для вузов. — М.: Недра, 1986. 366 с, ил.

Рассмотрены месторождения многочисленных нерудных минералов (полевые шпаты, силлиманит, андалузит, кварц, шпидель, опал и др.) и горных пород (песчаник, кварцит, туфолава, карбонатные породы и др.). Приведены их состав, свойства, геохимические особенности, требования промышленности к качеству минерального сырья. Охарактеризованы генетические типы месторождений. Показаны возможности взаимозаменяемости природных образований синтетическими продуктами.

Для студентов вузов, обучающихся по специальности «Геология, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых».

Табл. 15, ил. 25, список лит.— 17 назв.

Рецензенты: кафедра месторождений полезных ископаемых Весоюзного заочного политехнического института; А. С. Соловьев д-р геол.-минер. наук, проф. (Государственный научно-исследовательский институт горно-химического сырья)

На XXVII съезде КПСС перед геологами поставлены задачи дальнейшего укрепления и расширения минерально-сырьевой базы страны, повышения эффективности и качества подготовки к освоению разведанных запасов полезных ископаемых. В частности, указывалось, что особое внимание должно быть уделено поискам и разведке сырья для производства минеральных удобрений и строительных материалов.*

К неметаллическим полезным ископаемым относятся такие минералы и горные породы, которые не являются источником металлов и не представляют минерального топлива.

Рудное неметаллическое сырье — минеральные агрегаты, из которых в процессе переработки извлекают элементы, их соединения или минералы (например, руды асбестовые, алмазные, борные, калийные). К нерудному неметаллическому сырью относят глины, гравийно-песчаные смеси и другие промышленные горные породы. Некоторые горные породы используют целиком, а извлекают из них в процессе переработки наиболее ценные компоненты (например, блоки строительного и облицовочного камня). Такие виды сырья относят к полурудным.

Исторически сложилось, что к неметаллическим видам сырья относят полезные ископаемые, из которых извлекают не только неметаллы (S, Se, P, As и др.), но и ряд металлов (K, Mg, Na и др.). Однако неметаллы, в отличие от металлов, используются не в сплавах, а в виде элементов (частично) и различных химических соединений. Некоторые виды сырья (стронциевые, титановые, литиевые, бериллиевые и др.) относят то к металлическим, то к неметаллическим полезным ископаемым. В ряде зарубежных классификаций, например, к неметаллам относят бокситы, руды титана, лития, бериллия, циркония и гафния. А. Е. Ферсман считал неметаллическим сырьем руды урана, тория и ряда редких металлов.

В системе Министерства геологии СССР принято разделение неметаллических ископаемых на следующие виды сырья: горно-химическое (сера, бор, фосфор и др.), горнотехническое (асбесты, тальк, графит, цеолиты, полевые шпаты, фарфоровые камни и др.); строительные материалы (керамические глины, цементное сырье, песок, гравий, кристобалит-опаловые породы и др.); камнесамоцветное и пьезооптическое (горный хрусталь, исландский шпат, агат, нефрит, орлец, жадеит и др.). Ряд видов неметаллического сырья включается в состав сырья для черной и цветной металлургии (формовочные пески, магнезит, огнеупорные глины и др.).

* Материалы XXVII съезда Коммунистической партии Советского Союза. М., Политиздат, 1986.

А. Е. Ферсманом разработана поотраслевая группировка неметаллического сырья, позднее усовершенствованная.

1. Сырье для химической и туковой промышленности: руды калия, бора, фосфора, барит, стронций, мышьяк, сода, иодобромные воды, алунит, глауконит, известняк, доломит, флюорит, вивианит-торфяные смеси, инертные газы, азот и кислород воздуха и др.

2. Сырье для керамической и стекольной промышленности, а также для производства минеральной ваты: глины, полевые шпаты, фарфоровые камни, жильный кварц, нефелин, тальк, пиррофиллит, волластонит, флюорит, стекольные пески, известняк, доломит, диопсид, базальты, обсидиан, перлит, сульфаты натрия, руды бора, диатомиты, геллефлинты, щелочные каолины, каолин, маложелезистые тремолит, энстатит, форстерит и др.

3. Сырье для синтеза кристаллов и минеральных агрегатов: флюорит, жильный кварц, бокситы, руды бериллия, хрома, кобальта и др.

4. Сырье для сплавов и легирования металлов: руды бария, стронция, бора, фосфора и др.

5. Флюсы: известняк, флюорит, полевые шпаты, нефелин, соединения бора, кварциты и др.

6. Огнеупорное сырье: магнезит, брусит, графит, огнеупорные глины, андалузит, силлиманит, кианит, дюмортьерит, кварциты, дуниты, топаз, оливиниты, песчаники, доломит, топаз, перидотит, тальковый камень, бокситы, хромит, асбесты, руды циркония и бериллия.

7. Литейное сырье: пески, бентонитовые глины, оливиниты, малосерпентинизированные дуниты и перидотиты.

8. Петругическое сырье: базальты, диабазы, габбродиабазы, амфиболиты.

9. Кислотоупорное сырье: кварциты, амфиболовые асбесты, тальк, кислые вулканические породы (бештауниты, риолиты и др.).

10. Сырье для производства вяжущих веществ: известняк, глина, гипс, суглинок, мергель, магнезит, трассы и пуццоланы, глиежи, трепела, опоки, диатомиты, спонголиты, радиоляриты, силикофлагеллиты, выветрелые диабазы, ангидрит, полевой шпат, бокситы, железные руды и др.

11. Электроизоляционные материалы: слюды, асбесты, волластонит, тальк-хлоритовый камень, мрамор, кровельный сланец и др.

12. Тепло- и звукоизоляционные материалы: диатомиты, трепел, асбест, вермикулит, перлит, пемза, вулканический шлак, известняк-ракушечник, сырье для производства минеральной ваты (мафиты, доломит, мергель, диопсид и др.) и др.

13. Высокосорбционные материалы: бентонитовые, палыгорскитовые и сепиолитовые глины, цеолиты, щелочные асбесты, девейлит, диатомит, каолинит, ломкий хризотил-асбест и др.

14. Абразивные материалы: алмаз, корунд, наждак, песчаники, пески, маршаллит, гранат, пемза, трепел, диатомит, полевые шпаты, соединения бора, кварц, ставролит, топаз и др.

15. Утяжелители: барит, железные руды и др.

16. Наполнители: каолинит, глины, известняки (включая мел), тальк, пиррофиллит, слюды, цеолиты, брусит, гипс, асбесты, цеолиты, глинистые сланцы и др.

17. Заполнители и сырье для их производства: гравий, песок, нигозерит, пемза, барит, вулканический шлак, карбонатные породы, изверженные и метаморфические породы (гранит, гнейс, габбро, диорит и др.), диатомит, трепел и др.

18. Строительные материалы: изверженные и метаморфические породы, песчаники и кварциты, пески, песчано-гравийные смеси, галечники, карбонатные породы, гипс и ангидрит, глинистые сланцы, тальковый камень и др.

19. Облицовочные камни: гранит, лабрадорит, мраморный оникс, серпентинит, мрамор, песчаники и кварциты, травертины, мраморизованные известняки, карбонатные породы вообще, тешениты, габбро, яшмы, кровельный сланец и др.

20. Камнесамоцветное и техническое сырье: алмаз, изумруд, янтарь, благородные корунды, шпинель, диопсид; гранаты, малахит, хризопраз, бирюза, лазуритовая порода, орлец, нефрит, жадеит, агат, амазонит, селенит, ангидрит, яшмы, мраморный оникс, окаменелое дерево, хризолит и др.

21. Минеральные пигменты: железистые и марганцовистожелезистые охры, волконскоит, киноварь, барит, графит, тальк, пиррофиллит, волластонит, природная сажа, карбонатные породы, азурит, глауконит и др.

22. Сырье для атомной промышленности и защиты от облучения и удаления радиоактивных отходов: бор, барит, руды стронция и натрия, графит, цеолиты, серпентинит, амфиболовые асбесты, бентонитовые глины и др.

23. Сырье для радио- и телетехники, радиоэлектроники, счетно-решающей техники, голографии, производства лазеров и мазеров, полупроводниковой техники: мусковит, исландский шпат, горный хрусталь, рубин, изумруд, благородная шпинель, руды селена, мышьяка, кремния и др.

В настоящее время в значительной мере стихийно установилась следующая группировка месторождений неметаллов: 1) строительные материалы (в основном месторождения горных пород); 2) индустриальные минералы (слюды, асбесты и др.); 3) камнесамоцветное сырье (а — драгоценные камни, б — поделочные камни, в — коллекционные образцы). В учении о месторождениях строительных материалов обособилось направление, посвященное облицовочным камням. Кроме того, месторождения металлического сырья традиционно называют рудными, не учитывая того, что к рудным следует относить и месторождения промышленных минералов (алмаза, асбеста и др.) и элементов-неметаллов (бора, фосфора и др.).

По нашему мнению, наиболее приемлемо разделение минерального сырья всех видов, включая металлические и горючие полезные ископаемые, на три группы: 1) элементы и их соединения; 2) минералы, 3) горные породы. С учетом этого положения в первой группе неметаллических полезных ископаемых (сырье для извлечения элементов и их соединений) выделяются два класса: а) туковое и химическое сырье (сера, фосфор, калий, хлор, натрий, азот и др.); б) промышленное и химическое сырье (бор, селен, мышьяк, стронций, магний, инертные газы, кислород). Месторождения сырья первой группы по особенностям разведки и оценки очень близки к месторождениям металлов.

Во второй группе неметаллических полезных ископаемых (сырье для извлечения промышленных минералов) выделяются три подгруппы: сырье с промышленно ценным химическим составом (полевые шпаты, высокоглиноземистое сырье, магнетит); сырье с промышленно ценными физическими свойствами и химическим составом (талек, пирофиллит, волластонит, каолинит и др.); сырье с промышленно ценными физическими свойствами. Сырье последней подгруппы разделяется на кристаллы и минеральные агрегаты и аморфные вещества. Среди кристаллических видов сырья выделяются классы: а) промышленное сырье (слюда, асбест, исландский шпат); б) камнесамоцветно-промышленное сырье (алмаз, благородные корунд, берилл, шпинель, пьезокварц и оптический кварц, турмалин и др.); в) камнесамоцветное сырье (благородные гранаты, диопсид, сподумен, хризоберилл, эвклаз, топаз и др.). Сырье, представленное минеральными агрегатами и аморфными веществами, также разделяется на три класса: а) промышленное (графит, корунд, цеолиты); б) промышленно-камнесамоцветное (агат, янтарь, малахит); в) камнесамоцветное (бирюза, благородный опал, хризопраз и др.).

В третьей группе неметаллических полезных ископаемых (промышленные горные породы) также выделяются три подгруппы: сырье с промышленно ценным химическим составом (гипс и ангидрит); сырье с промышленно ценными физическими свойствами и химическим составом (глинистые, кремнистые, карбонатные, изверженные, метаморфические и другие породы); сырье с промышленно ценными физическими свойствами. Сырье последней подгруппы разделяется на классы: а) промышленно-камнесамоцветное сырье (минеральные пигменты, обсидиан, яшмы); б) камнесамоцветное сырье (гагат, жадеитит, нефрит и др.); в) облицовочные материалы (мраморный оникс, орлец, серпентинит и др.).

- Существует целый ряд видов сырья, которые одновременно могут принадлежать разным классам или даже разным группам (подгруппам). Например, месторождения каменной соли могут рассматриваться и в качестве источника горной породы — каменной соли и в качестве источника элементов.

Месторождения неметаллических полезных ископаемых - весьма разнообразны по условиям генезиса и значительно богаче в этом отношении, чем месторождения металлов. Целый ряд генетических типов месторождений, характерных для металлов, у металлов неизвестен. Это, например, пирометаморфические (подземных угольных пожаров) месторождения «горелых глин» (глиежей), интеграционные метаморфические месторождения крокидолит-асбеста, возникающие при взаимодействии компонентов из ряда ассоциирующих пород (интеграция компонентов). Как результат тектонических процессов возникают месторождения хризотил-асбеста в ультрамафит'ах или месторождения графита. В результате сложных биохимических процессов и при определенной степени приближения к дневной поверхности («экзогенное раскрытие») формируются за счет гипсов и ангидритов месторождения серы. Генезис многих месторождений (магнетита, родусит-асбеста и др.) не вполне ясен и нередко является предметом острых дискуссий. До сих пор во многом загадочно происхождение крупных месторождений селитры.

В связи с тем что генезис ряда месторождений остается недостаточно ясным, выделение промышленных типов месторождений целесообразно проводить не на генетической, а на формационной основе, имея, однако, в виду, что особенности той или иной формации связаны с ее генезисом. В соответствии с воззрениями Е. Е. Захарова, развившего взгляды С. С. Смирнова и других советских и зарубежных исследователей, к *ведущим признакам формаций* следует относить химический и минеральный состав полезных ископаемых (ведущие полезные минералы, их количественные соотношения, сопутствующие минералы, ведущие элементы-примеси), парагенетические ассоциации минералов, типичную геологическую обстановку (состав вмещающих пород, околорудные изменения и др.), технологическую характеристику сырья, структурно-текстурные особенности полезных ископаемых, а также масштаб оруденения, формы рудных тел и закономерности размещения оруденения.

Генетическая классификация месторождений, принятая в настоящем пособии (табл. 1), учитывает следующие основные факторы: 1) роль человека в создании месторождений (техногенные и природные объекты); 2) характер процессов в целом (экзогенные, эндогенные); 3) характер среды образования полезных ископаемых (воздушная, подземноводная, водная, расплав); 4) степень переноса полезных компонентов при формировании месторождений; 5) роль процессов магматизма и его характер; 6) роль тектонических процессов; 7) физико-химические условия; 8) степень эволюции минеральной массы в процессе литогенеза и метаморфизма; 9) особенности дифференциации и интеграции вещества; 10) роль процессов телескопирования.

« Т а б л и ц а 1. Генетическая классификация месторождений неметаллических полезных ископаемых

Группа	Подгруппа	Класс	Подкласс	Вид	Виды сырья и примеры месторождений	
ПРИРОДНАЯ СИСТЕМА						
<i>Эндогенная серия</i>						
Интрузивная	Экзоплутоногенный	Химический (скарны магматической стадии)			Диопсид, волластонит, энстатит	
			Эндоплутоногенный	Механический		Графит (Ботокольское)
	Эндоплутоногенный			Полнокристаллический		Дунит, перидотит, гранит, габбро и другие породы (Шкурлатовское); алмаз (СССР)
				Дифференционный	Ликвационный	S, Se (Талнахское)
					Раннемагматический	Сапфир (Бо-Кео в Кампучии), Сг (Бушвельд в ЮАР)
		Позднемагматический	Pt, Ti			
	Эффузивная	Лавовый	Лавовые потоки		Окситы	Перлит (Артени), обсидиан (Арагацкое)
					Ультрамафиты	S (Австралия)
				Дайки		Перлит (Паратунское)
		щМящ				
			Экструзивный	Окситы	Пемза (Ильинское)	
			Эксплозивный	Мафиты	Вулканический шлак (Ключевское, Кармрашен-Мастаринское)	
Магматически - постмагматическая	Пегматитовая	Малых глубин			Пьезокварц, топаз (СССР, Бразилия)	
		Средних глубин			Полевые шпаты, мусковит, Ве	
	Карбонатитовая	Магматический			Оливинит, нефелин, флогопит, барит, флюорит, Р (Ковдорское)	
		Метасоматический				
Постмагматическая	Альбитит-грейзеновая	Альбититовый			Криолит, Ве, Zr	
		Грейзеновый			Флюорит, Ве	
	Скарновая	Известковых скарнов			В, гранат, волластонит, графит, Р (Дальнегорское и Босагинское в СССР, Уисборо и Айрон-Маунтин в США, Блек Дональд в Канаде)	
		Магнезиальных скарнов			В (Тажное)	
	Скарново-грейзеновая				Флюорит, Ве	

Группа	Подгруппа	Класс	Подкласс	Вид	Виды сырья и примеры месторождений
Постмагматическая	Гидротермальная	Плутоногенный			Барит, S, Se (СССР); тальк (Светлоключское); S, Se, As, барит (Новое); фарфоровый камень (Гусевское в СССР, Нань-Кан в КНР); исландский шпат (СССР); корунд, андалузит (Семиз-Бугу); бентонитовые глины (Саригюхское); каолины (Береговское)
Метаморфическая	Амобильная	Ограниченно-дифференцированный	Пегматитов		Полевые шпаты, мусковит (Карело-Кольская провинция в СССР)
		Без дифференциации			Графит, кианит, силлиманит (Петровское и Кейвское)
	Мобильная	Гидротермальный			Барит (Полярный Урал)
		Тектоногенно-гидротермальный			Флюорит (Забайкалье)
	Ограниченно-мобильная	Дифференцированный	Тектоногенно-гидротермальный	Малых глубин.	Горный хрусталь (Швейцария); хризотил-асбест (Баженовское и Молодежное в СССР)
	Тектоногенный		Больших глубин	Сг (Кимперсайская группа в СССР)	
			Умеренных	Графит (Богала в Шри-Ланка)	
		Интеграционный	Контактово-метасоматический	Малых глубин Больших глубин	Тальк (Пугачевское) Диопсид, флогопит (Алданкаж группа в СССР)
			Объемной интеграции		Крокидолит- и амозит-асбесты: (ЮАР) Горный хрусталь (Якутская: АССР)
Постмагматически-метаморфическая			<i>Экзогенная серия</i>		
Аэробассейновая					Кислород, азот, инертные газы: (атмосфера)
Выветривания экзогенных горных пород	Механического выветривания				Доломитовая мука, песок (Окско-Цинская группа в СССР)
	Химического выветривания	Остаточный	Умеренного выветривания		Фосфориты, выветрелые каменные угли (Ашинское)
/			Интенсивного выветривания		Гипс и бор в кепроках (Индерское), охры по пиритоносным глинам (Горны Лукавичев в ЧССР)
		Инфильтрационный	Слабого переноса вещества		В (Индерское)
			Умеренного переноса вещества		Благородные опалы (Австралия); фосфориты (Данеллон в США)

Группа	Подгруппа	Класс	Подкласс	Вид	Виды сырья и примеры месторождений	
Бассейноводная	Океанических и морских вод				К, Mg, Na, Cl (Красное море, Мировой океан)	
	Лагунная				Сульфат натрия, Mg, Li, NaCl	
	Озерных и речных вод					
Осадочных месторождений	Осадков	Океанических и морских			Глинистые и диатомовые илы, ракушка	
		Озерных			Диатомовые, глинистые и сапропелевые илы, соли	
		Наземных			Гуано	
	Осадочных горных пород	Механический	Речной, озерный, озерно-болотный, морской, ледниковый, флювиогляциальный, эоловый, делювиальный, пролювиальный		-	Алмаз, корунд, пески, глины, гравий, галечник и др.
			Диagenетический		Фосфориты, Sr, Ba	

		Биогеохимический	Морской, озерный, болотный	Первичных залежей	Торф, торф-вивианитовые туки. (Западная Сибирь, Белоруссия)'; фосфориты (Каратауское); доломиты (Хоч Доломит в ЧССР);, пирит (Хвалетице в ЧССР);, диатомит (Кисатибское); трепел (Фокинское); опока (Алексеевское) спонголит (Рава-Русское)*
				Переотложенных залежей	Фосфориты (формация Броун-Велли в США)
Подземноводная и газонефтяная	Подземноводная				К, Mg, Br, I
	Фильтрационная	Хемогенный	Поверхностный		Известковая гажа (Пермская группа в СССР)
			Приповерхностный		Селитра
		Биогенный	Приповерхностный		Пещерные фосфориты
	Близповерхностный			S (Язовское)	
Газовая и нефтяная	Газовый			S, He (Астраханское)	
	Нефтяной			S	
Космоударная					Влтавины, ланделейт
Пирометаморфическая					Глиежи

Группа	Подгруппа	Класс	Подкласс	Вид	Виды сырья и примеры месторождений
Выветривания эндогенных концентраций	Механическая	Россыпной	Элювиальный, делювиальный, пролювиальный		Алмаз, горный хрусталь, драгоценные камни (Бразилия, Конго)
			Коллювиальный		Лазурит
	Химическая	Без существенной дифференциации вещества			Вермикулит (Ковдорское в СССР, Либби в США); графит (Тамаровинци на Мадагаскаре); выветрелые диабазы
			Остаточный		Каолин (Просьяновское); галлуазитовая глина (Михаловец в ЧССР); боксит, Р (Сокли в Финляндии)
		Инфильтрационный		Магнезит (Забковец в ПНР)	
Переотложенных кор выветривания эндогенных горных пород	Близкого переотложения				Вторичный каолин (Пологское); галлуазитовые глины (Михаловец в ЧССР); полевой шпат (Хламки в ЧССР); магнезит (Роденсион на Кубе); охры (Малкинское)
	Отдаленного переотложения				Пальгорскитовые и бентонитовые глины (Черкасское)

— , »

Метаморфизованных месторождений	Видоустойчивая				Фосфориты (Мау-Кок в СРВ)
	Трансформационная				Графит (Ногинское); корунд (Чайнытское); наждак (Прииртяшская группа в СССР)
Вулканогенно-осадочная	Одноэтапная	Наземной пирокластики			Вулканический туф, пемза
		Вулканогенно-озерный	Кратерно-озерный		S, трона и другие содовые минералы
			Близвулканических озер	Озерной рапы	
		Озерных отложений			B, содовые минералы (Крамер в США)
		Вулканогенно-морской			Барит, пирит
-	Полиэтапная	С этапом механического переотложения			Пемза
		С этапом химического преобразования			Бентонитовые глины (Огланлинское в СССР, Блек Хиллс в США); цеолиты (Айдагское)

Виды сырья

Выделяют следующие виды серного сырья: 1) самородная сера; 2) сульфидная сера (пирит, пирротин, халькопирит и др.); 3) сероводород природных горючих газов; 4) сернистая нефть; 5) битуминозные песчаники; 6) газы коксохимического производства; 7) металлургические газы; 8) сульфатная сера (гипс, ангидрит, алунит); 9) нефтеносные сланцы; 10) сероводород подземных вод; 11) газы ТЭС.

Руды самородной серы разделяют на богатые (25% S), средние (10—25%) и бедные (5—10 %).

По минеральному составу среди руд самородной серы выделяют: известняковые (серно-кальцитовые), доломитовые, глинистые, мергелистые, гипсовые, песчаниковые разности, серные опалиты, серные кварциты, серно-алунитовые кварциты, серно-каолиновые кварциты, вкрапленно-прожилковые серно-каолиновые и рыхлые сублимационно-метасоматические разности, серные илы, а также натечные, натечно-агломератовые, конгломератовые, оквасцованные и другие разновидности.

Известняковые руды характерны для сероносной провинции Предкарпатья. Руды на 90—92 % состоят из кальцита и серы. Массовая доля серы в среднем составляет 25%. Среди предкарпатских известняковых руд, по А. Г. Трухачевой, выделяются: вкрапленные, гнездовые, прожилковые, гнездово-вкрапленные, гнездово-прожилковые, гнездово-прожилково-вкрапленные и брекчиевые. Сера в рудах представлена как скрытокристаллической, так и явнокристаллической разностью. Среди последних выделяют тонкокристаллические (диаметр зерен от 0,004 до 0,1 мм), средне- и крупнокристаллические разновидности. Средне- и крупнокристаллическая сера (диаметр зерен 0,1—15 мм и более) обычно формирует агрегаты и друзы кристаллов (в кавернах).

Скрытокристаллическая сера (диаметр зерен менее 0,01 мм) формирует гнезда и вкрапления, состоящие из серы с примесью тонкозернистого кальцита, глинистого вещества и битумов. Явнокристаллическая сера образовалась позже скрытокристаллической.

Доломитовые руды встречаются реже известковых, они известны на месторождениях Поволжья. Массовая доля серы в них колеблется от первых процентов до 12%. Как и в известняковых рудах, каверны выполнены кальцитом и серой. Сера нередко окрашена битумами, руды часто имеют полосчатую текстуру.

Глинистые руды развиты ограниченно и относятся к бедным разностям (5—10% S); сера формирует прожилки, а также послойные выделения.

Мергелистые руды близки к известняковым, но массовая доля серы в них ниже.

Гипсовые руды встречаются в Поволжье и Предкарпатья. Руды относятся к категории бедных. Сера в основном представлена прожилками в гипсах, а также отдельными включениями в ассоциации с карбонатами.

Песчаниковые руды формируют вкрапленность, линзовидные скопления и прожилки, нередко служат цементом песчаников.

Рассмотренные руды — типичные первичные руды серы, связанные с гипс-ангидритовыми толщами. Окисленные руды представлены комковатыми и порошкообразными агрегатами. Массовая доля серы в них низкая (1—10%) — Окисленные известняковые руды состоят из тонкозернистого кальцита, глинистого вещества, а также обломочного кварца, слюды, глаукогнита, гипса, полевых шпатов и других минералов.

В серных опалитах массовая доля серы составляет 20—80%. Сера находится в тонком срастании с опалом. Диаметр частиц серы — менее 0,001 мм. В *серных кварцитах* массовая доля серы достигает 80%. Кремнезем представлен кварцем и опаловым кристобалитом. В *серно-алунитовых кварцитах* массовая доля серы обычно колеблется от 18 до 25%. Сера формирует тонкие прожилки, а также тесные срастания с кварцем и алунитом. *Серно-каолиновые кварциты* сравнительно редки, массовая доля серы в них изменяется от первых процентов до 15%, реже более. Кроме серы и каолинита присутствуют кварц, опал, алунит, сульфиды железа.

Вкрапленно-прожилковые серно-каолиновые руды развиты в каолинизированных породах и распространены достаточно широко. Массовая доля серы колеблется от первых процентов до 10%.

Рыхлые сублимационно-метасоматические руды («сыпучка») имеют изменчивый состав; массовая доля серы составляет от 8 до 60%. Руды развиты сравнительно широко, но скопления их невелики.

Серные илы современных кратерных озер содержат каплеобразные, сферические и полусферические зерна, а также неправильной формы обломки и дипирамидальные кристаллы серы. Кроме самородной серы, в илах установлены вулканические стекла (среднего или кислого состава), галлузит, каолинит, алунит, гипс, сульфиды железа (мельниковит, марказит) и небольшие количества органического вещества. Массовая доля серы изменяется в широких пределах (25—60%), влажность илов достигает 50%, текстура — тонкослоистая. Плотные (диагенезированные) серные илы содержат 35—50 % серы, а также опал, алунит, гипс, каолинит, марказит, пирит и барит.

Натечные руды содержат обычно 80—90 % серы. В виде примеси встречен опал. *Натечно-агломератовые руды* содержат 40—60 % серы, цементирующей обломочный материал. Массовая доля серы в сублимационных отложениях состав-

ляет 5—9S %, а в серных потоках достигает 9% %, в алгомератовидных рудах доля серы уменьшается.

Среди руд сульфидной серы выделяют серноколчеданные (сероносные минералы — пирит, пирротин, марказит) и сероносные руды цветных металлов (меди, полиметаллов и ДР-).

К сульфидным рудам относятся как массивные, вкрапленные, пятнистые и другие разновидности, которые часто содержат кварц, хлорит, серицит, барит и карбонаты, так и колчеданосные каменные и бурые угли, песчаники и глинистые сланцы. В сульфидных рудах сера часто является попутным компонентом.

В природном горячем газе в ряде случаев установлена повышенная массовая доля H_2S . Например, на некоторых месторождениях Канады доля H_2S составляет 1—33 % объема горючих газов, а иногда достигает 87%. Во Франции (месторождение Лак) содержание H_2S — 15,3%. В ряде стран известны сернистые нефти, в которых массовая доля серы составляет обычно 1,3—5,4 %.

Как потенциальные источники серы рассматриваются гипс, ангидрит, алунит, кизерит, астраханит, тенардит, мирабилит и другие минералы.

Месторождения самородной серы разрабатываются как открытым способом, так и путем подземной выплавки (ПВС). В последнем случае в серные залежи по скважинам закачивается под давлением перегретая вода (150—160 °С), которая расплавляет серу на месте ее залегания и выносит в расплавленном виде на поверхность (фраш-сера).

Применение

Главная область использования серы — получение серной кислоты («хлеба химической промышленности»). Серная кислота широко применяется при производстве минеральных удобрений, искусственных волокон, ряда кислот, пластмасс, а также в гидрометаллургии и других производствах. Сера и ее соединения используются в целлюлозно-бумажной, резиновой, химико-фармацевтической отраслях промышленности, для производства взрывчатых веществ, спичек, ряда синтетических материалов, для осветления крахмала, патоки, сахара, вин, сиропов.

В сельском хозяйстве сера используется в составе инсектицидов, а также для лечения животных. Соединения серы применяются в нефтехимической промышленности, при изготовлении смазочных веществ для аппаратов сверхвысоких давлений, для получения антидетонаторов, при получении косметических средств, в лакокрасочной промышленности, для производства светящихся составов, в пиротехнике, в производстве серных асфальтов, бетонов, серных покрытий и т. д.

Таблица 2. Требования промышленности к качеству серного сырья

Сорт	Массовая доля (в %) не более					
	зола	As	Fe	Mn	Si	Se
<i>Природная сера</i>						
9995	0,03	0	0,02	0,001	0,001	0
9990	0,05	0	0,02	0,001	0,001	0
9950	0,2	0	0,02	0,001	0,001	0
9920	0,4	0,003	—	—	—	0,04
<i>Газовая сера</i>						
9998	0,02	0	—	—	—	—
9985	0,1	0,01	—	—	—	—
9900	0,4	0,05	—	—	—	—

Потребление серы и ее соединений на душу населения — один из важнейших показателей экономического развития государства. Для ряда производств вредными примесями в сере являются мышьяк, селен, битумы.

Требования промышленности к качеству сырья. Сорта серы соответствуют массовой доле серы в продукте (например, в сорте 9995 массовая доля серы составляет не менее 99,95%). ГОСТом предусмотрены следующие сорта природной серы — 9995, 9990, 9950, 9920; газовой серы — 9998, 9985, 9900 (табл. 2).

Товарная сера выпускается шести видов: комовая, гранулированная, молотая, чешуированная, литьевая, жидкая.

Экономические сведения

Месторождения самородной серы и сероводородсодержащих горючих газов распределены крайне неравномерно, более равномерно распространены месторождения сульфидов и сульфатов. По запасам месторождения серы разделяются следующим образом (в млн. т): самородная сера — весьма крупные (более 50), крупные (10—50), средние (1—10), мелкие (менее 1); пиритосодержащие — крупные (более 5), средние (0,7—5), мелкие (менее 0,7).

По данным Горного бюро США, мировая добыча серы в 1983 г. составила около 50 млн. т; серы подземной выплавки 9,8; естественной 2,7; пиритной 9,9; из металлургического производства 7; из горючих газов 11,5; из нефти 5; из нефти и газа (без дифференциации источника) 1,6 (табл. 3).

Мировое производство серной кислоты в 1980 г. составило 115 млн. т моногидрата: США 39,2; Япония 6,8; Франция 4,9; ФРГ 4,8; Великобритания 3,4; Италия и Канада по 3; Испания 2,9; ЮАР 2,6; Мексика 2,4; Индия и Бельгия по 2,3; Бразилия и Австрия по 2,2; Нидерланды 1,8; ЧССР 1,3; СФРЮ 1,2; ГДР 1; НРБ 0,9. Производство серной кислоты на душу населения в 1980 г. составило (в т): США 176; НРБ 97; Франция 92; ЧССР 84;

Таблица 3. Добыча серы в развитых капиталистических странах в 1983 г. (в млн. т) [1]

Страна	Всего	В том числе				
		фраш-серы	металлургической	газовой	нефтяной	пиритной
США	9,2	3,2	0,8	2,4	2,6	—
Канада	6,6	—	0,8	5,3	0,2	<0,01
Япония	2,6	—	1,3	—	1,1	0,2
Франция	2,1	—	—	1,7	0,3	—
Мексика	1,6	1,1	0,1	0,4	—	—
ФРГ	1,5	—	0,7	?	0,2	0,2
Испания	1,2	—	0,1	—	0,01	1
ЮАР	0,6	—	0,1	—	0,03	0,5

ПНР 83; ФРГ 80; СРР 79; Великобритания 61; Япония 58; ВНР 57; ГДР 57; СФРЮ 53; Италия 53.

Цена серы в 1980 г. в США составила 120—160 дол./т.

Условия образования месторождений

Месторождения серы, включая комплексные серасодержащие месторождения металлов и сульфатов, формируются в разнообразных условиях. Для сульфидных месторождений большое значение имеют магматические и гидротермальные формации, меньшее — карбонатитовые, скарновые и осадочные. Сульфатные залежи связаны преимущественно с осадочными формированиями аридного климата, а также с кепроками, карбонатитами и другими типами.

Формации сульфидной и сульфатной серы рассматриваются в курсах промышленных типов месторождений металлов. Условия формирования газовой и нефтяной серы, а также каменноугольной относятся к учению о горючих полезных ископаемых.

В настоящем пособии основное внимание уделено условиям формирования самородной серы. В последнее время установлена важная роль серы в кислотных изменениях пород при вулканической деятельности. Главными газовыми компонентами магматических эманации, с которыми связывается формирование вулканических месторождений серы, являются сероводород и свободная сера (Г. М. Власов, О. Г. Борисов и др.). Изотопные составы серы метеоритов и вулканогенного сероводорода сходны, что также подтверждает глубинный источник серы. Г. М. Власов и О. Г. Борисов отмечают, что общая особенность генезиса всех месторождений самородной серы — отложение серы на границе сред с восстановительными и окислительными условиями — присуща и вулканогенным месторож-

дениям. Окислителем поднимающихся вулканических эманации с сероводородом служат поверхностные воды.

Возникновение скоплений сублимационной серы обусловлено сольфатарной деятельностью. Оранжевая и коричневая сера возникает при более высоких температурах, чем желтая (с повышенным содержанием селена). Натечная сера отлагается из кислых сульфатных термальных и относительно холодных сульфатных сероводородных источников. Образование натечной серы связывается с деятельностью фумарольных источников, температура которых близка к 100 °С. В. В. Иванов полагает при этом, что при окислении сероводорода и образовании серы большое значение имеют не только биологические процессы (В. В. Иванов), но и химическое окисление (М. В. Иванов). На первых стадиях формирования натечных руд возникает аморфная сера, которая затем относительно быстро раскристаллизовывается.

При изучении месторождений самородной серы в вулканических постройках следует учитывать, что у серы существует ряд ионов различной степени окисления: S^{2-} , $4S_2^{2-}$, S^0 , S^{4+} , S^{6+} . Примерно при 400 °С происходит диссоциация сероводорода по схеме $H_2S = 2H + S^{2-}$. При этом ранние растворы имели, по-видимому, рН близкий к 7 и хлоридно-щелочной состав (О. Г. Борисов и др.). Растворы поднимались; по мере поступления растворов в зоны приповерхностной трещиноватости на интервале глубин 500—250 м от поверхности и при температурах 350—250 °С, по данным Х. Мукаяма, Е. Д. Петраченко и др., происходило их вскипание с отделением Тазовой фазы (H_2O , H_2S , CO_2 и др.) и повышением рН до 8-9. Эти процессы обусловили пропилитизацию и (выше по разрезу) монтмориллонитизацию пород. Монтмориллонитовые породы располагаются в подошве серных залежей, формирование которых осуществлялось как метасоматическим, так и импрегнационным путем (выполнение пустот). Интенсивное окисление серы вело к появлению сульфата алунита (при рН=5-3), а затем (выше по разрезу) опалитов и кварцитов с самородной серой (рН=1-3). Ближе всего к поверхности формировались кварциты и опалиты без серы.

Таким образом, для вулканических месторождений самородной серы характерна следующая вертикальная зональность (сверху вниз): 1) монокварциты и опалиты; 2) сероносные кварциты и опалиты; 3) алунитовые кварциты; 4) каолинизированные вулканыты; 5) монтмориллонитизированные вулканыты; 6) пропилиты; 7) исходные вулканыты. Основное количество самородной серы приурочено ко второй зоне, менее насыщена серой третья зона. В четвертой зоне сера представлена в основном сульфидами железа.

В горячих кратерных озерах с сильно минерализованной водой формирование промышленных залежей серы происходит за счет деятельности донных сольфатар. Температура серасо-

державших газов составляет обычно 100—120 °С; газы содержат пары воды, CO₂, H₂S, SO₂ и HCl. Сера формируется на глубине от первых метров до 30 м, реже более. Часть серы возникает у береговых fumarol и переносится в озеро ветром. В серных илах присутствует не только α-сера, но и ι-сера. Кратерные озера, как правило, недолговечны (50—100 лет). Сохранение сформированных залежей серы возможно при условии захоронения залежей пирокластическим материалом, поступающим из соседних вулканов или кратеров.

Серные залежи, образованные импрегнационно-метасоматическим путем или кратерно-озерным, при активизации вулканической деятельности могут расплавиться и образовать серные потоки (кратерные серные расплавы).

Месторождения самородной серы формируются также в ангидрит- и гипсоносных осадочных толщах, при этом горизонты с серой приурочены к контактам сульфатных и карбонатных пород. Г. Бишоф еще в 1863 г. выдвинул гипотезу об образовании самородной серы из сульфатов с помощью органического углерода. Эта гипотеза была развита и обоснована трудами В. И. Вернадского, А. С. Уклонского и других исследователей, которые установили тесную генетическую связь месторождений серы в осадочных толщах с нефтегазоносными районами. Первые исследователи (Г. Бишоф, Р. Гуалтери и др.) предполагали возможность прямой химической редукции гипса углеводородами. Позднее Х. Гофман, В. Мостович и А. С. Уклонский показали, невозможность этого процесса при нормальных условиях. В то же время преобразование гипса в сероводород и кальцит может осуществляться и при невысоких температурах при участии бактерий (М. В. Иванов, А. С. Соколов, Н. П. Юшкин и др.).

Месторождения серы приурочены к положительным тектоническим структурам (антиклинальным складкам, куполам и др.) и к участкам дизъюнктивных нарушений (Г. И. Теодорович, А. А. Коноплянец, А. С. Соколов и др.). Эти особенности позволили прийти к выводу о метасоматическом происхождении серно-кальцитовых руд по ангидрит-гипсовым толщам в местах восходящих потоков глубинных вод с битумами и нисходящих вод, богатых кислородом. Последние обуславливают окисление сероводорода, возникающего за счет сульфатов кальция, до самородной серы.

Эрозионная деятельность способствует проникновению поверхностных вод в зоны формирования сероводорода, что отчетливо установлено на средневожских месторождениях (А. И. Отрешко, И. С. Лазарев и др.). Здесь благоприятны для серообразования площади, прилежащие к глубоким долинам неогенового размыта сульфатно-карбонатных комплексов. Размыв удалил глинистые покрывки над нефтегазоносными структурами. Последующий размыв и особенно карст способствовали разрушению серных залежей. Некоторые геологи по-

лагают, что в серообразовании участвовал не только сероводород, продуцируемый из сульфатов кальция, но и привносимый восходящими хлоридными щелочноземельно-натриевыми рассолами. Считается, что в некоторых случаях окисление только этого (привносимого из глубин) H₂S может обусловить образование мелких гидрогенных месторождений серы. Эти же глубинные воды, по мнению ряда геологов, явились источником Sr, Ba и некоторых других элементов, представленных цестинном, баритом и другими минералами в серных рудах.

Изотопные исследования состава серы подтвердили формирование серно-кальцитовых залежей за счет сульфатных толщ. Вторичный кальцит серных руд обогащен изотопом ¹²C, что указывает на его поступление из углеводородов.

Залежи серы в кепроках формируются в условиях, близких к условиям пластовых залежей сульфата кальция, и также приурочены к зонам контакта гипсовой зоны кепроков с перекрывающей карбонатной зоной.

Стратиформные пиритоносные залежи формируются, по мнению геологов ЧССР (М. Кужварт и др.), биохимическим путем вследствие глубинных эксгаляций (термы) или путем привноса серы из нижележащих зон гранитизации сульфатных осадков.

Основные формации

Сера извлекается попутно из следующих формаций месторождений полезных ископаемых: медно-никелевая магматическая ликвационная (Талнахское в СССР, Седбери в Канаде); карбонатитовая флюорит-ангидрит-баритовая (Амба-Донгар в Индии); карбонатитовая медно-фосфор-железородная (Палабора в ЮАР); медная (Турьинская группа в СССР, Клифтон в США); полиметаллическая (Дальнегорское и Кансай в СССР, Стари Трг в СФРЮ, Эль-Потоси в Мексике) в скарнах; медные, полиметаллические и медно-молибденовые гидротермальные. Кроме того, к формациям с попутным извлечением серы из сульфидов относятся формации спорного генезиса, например медистых песчаников, пирит-баритовая (Мегген в ФРГ), формации метаморфизованных месторождений, например, полиметаллических (Горевское в СССР, Брокен-Хилл в Австралии). Все эти формации детально охарактеризованы в курсах рудных полезных ископаемых. Месторождения горючих полезных ископаемых (сероводородсодержащих горючих газов, сернистых нефтей, сульфид со держащих бурых и каменных углей) охарактеризованы в курсе горючих полезных ископаемых. Месторождения сульфатной серы (алунитовые, ангидритовые и гипсовые) также охарактеризованы в курсе рудных полезных ископаемых.

Формации битуминозных песчаников, песков и нефтеносных сланцев — незначительный источник серы. Месторождения

известны в Швеции и Канаде. Залежи имеют пластовую и лей» зообразную форму.

Формации пиритовая и пирит-пирротиновая вулканогенные гидротермальные играют большую роль. Форма залежей — линзо- и пластообразная, реже штокообразная. Мощность залежей измеряется от первых метров до десятков метров, протяженность — сотни метров и первые километры. Крупные месторождения этой формации известны в Испании, Японии, Португалии, Алжире. Сырье нередко комплексное, в ряде случаев дополнительно извлекают цветные и благородные металлы, селен, барит. Колчеданные огарки (отходы переработки пирита и пирротина) используются в цементной промышленности, а иногда для получения железа.

Формация импрегнационно-метасоматических гидротермальных месторождений самородной серы в вулканических постройках имеет существенное значение. Месторождения этой формации — наиболее крупные из месторождений самородной серы, связанных с вулканизмом. Запасы их исчисляются от сотен тысяч до десятков миллионов тонн. Форма рудных тел — пласто-, линзо- и штокообразная, жильная. Мощность залежей измеряется от первых метров до многих десятков метров, протяженность залежей — сотни метров. Попутные компоненты — алуит, сульфиды железа, гипс, барит, а также кварциты, глины, пиррофиллит, возможно бурые железняки и рутил. Месторождения известны в Японии (Мацуо, Акан, Огуси, Кусацу-Сиране и др.), Эквадоре, Колумбии, Мексике, США (рудник Левиантан) и некоторых других странах.

Формации сублимационных и натечных руд самородной серы имеют небольшое значение. Форма залежей — пластообразная, жильная, гнездовая. Запасы месторождений достигают обычно всего нескольких десятков тысяч тонн. Месторождения известны в Канаде, Японии, Индонезии, Чили, Боливии, Перу и других странах.

Формация серных потоков редка. Наиболее известно месторождение Сиретоко (Сиритоко-Иоцан), расположенное на склоне вулкана Иоцан (Япония). Мощность потоков серы составляет от 0,5 до 5 м, ширина — первые десятки метров, протяженность — 1,5 км. Неоднократно наблюдались по мере активизации вулканической деятельности излияния потоков расплавленной серы сольфатарных полостей. На некоторых островах Тихого океана известны кратерные расплавы самородной серы. Запасы серы на месторождениях серных потоков небольшие — от тысяч до сотен тысяч тонн.

Формация кратерно-озерных залежей самородной серы имеет небольшое значение. Форма рудных залежей — пласты и линзы. Мощность залежей составляет от первых метров до десятков метров. Известны донные сероносные илы современных кратерных озер и более древние, погребенные залежи. Запасы месторождений изменяются от сотен тысяч до миллионов

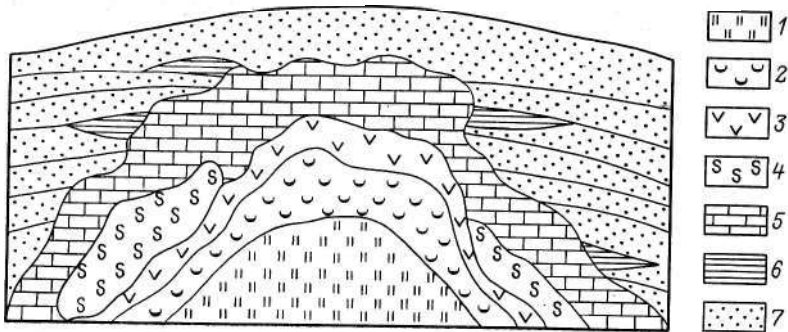


Рис. 2. Разрез типичного соляного купола с хорошо развитым кепроком (по Г. Тоду и др.):

1 — соляной шток; 2–5 — зоны кепрока (2 — ангидритовая, 3 — гипсовая, 4 — кальцитовая сероносная, 5 — кальцитовая); 6 — нефть; 7 — осадочные породы, дислоцированные при образовании соляного купола

тонн. Месторождения известны в Индонезии (Телаго Бодас, Кава Путих), Гватемале (Икспако), Новой Зеландии, Японии и других странах.

Формация самородной серы, связанная с гипс-ангидритовыми породами, играет большую роль. Форма залежей — пласты и линзы. Мощность залежей колеблется от единиц до первых десятков метров, реже достигает 130 м. В формации выделяются два типа: связанный с пластовыми залежами гипсов и ангидритов (рис. 1); связанный с кепроками (рис. 2). Первый тип распространен шире. Месторождения известны в СССР (Язовское, Раздольское и в Прикарпатье, Алексеевское и Водинское на Средней Волге, Гаурдакское в Туркмении и др.), ПНР (Тарнобжегское, Гжибов и др.), Ираке (Мишрак), Италии, СРР и других странах. А. С. Соколов выделяет две разновидности месторождений: связанных со сплошными толщами сульфатных пород; связанных с толщами переслаивающихся сульфатных и карбонатных пород (обычно доломитов). Массовая доля серы в рудах первой разновидности высокая — 25% (известняковые руды). В рудах второй разновидности массовая доля серы составляет 12–14% (кальцит-доломитовые руды).

Месторождения, связанные с кепроками, известны на побережье Мексиканского залива (территория США и Мексики).

По данным М. Кужварта, небольшое значение имеют осадочные (возможно, биохимические) месторождения пирита, известные в ЧССР (Хвалетице), ГДР и других странах.

ФОСФОР

Общие сведения

Распространенность фосфора, по данным А. П. Виноградова, следующая (в %): ультраосновные породы $1,7 \cdot 10^{-2}$, основные $1,4 \cdot 10^{-4}$, средние $1,6 \cdot 10^{-1}$, кислые $7 \cdot 10^{-2}$, осадочные $7,7 \cdot 10^{-2}$; кларк в земной коре $9,3 \cdot 10^{-2}$. Повышенная концентрация фосфора в щелочных породах объясняется А. Е. Ферсманом присутствием апатита. С фосфором часто ассоциируют Ca, F, Cl, U, Sr, TR, V, Th, Fe, Ti.

Природный фосфор состоит в основном из изотопа ^{31}P ; в атмосфере установлены изотопы ^{32}P и ^{33}P , которые возникают под воздействием космических лучей на ^{31}P .

Фосфор входит в состав более 190 минералов. Промышленное значение, однако, имеют в основном лишь разновидности апатита: фторапатит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6(\text{P}, \text{Cl})_2$; хлорапатит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6(\text{Cl}, \text{F})_2$; минералы ряда франколита (фторапатит, франколит, курсит) $\text{Ca}_{10}(\text{o-p})/2[\text{PO}_4]_6\text{-п}(\text{CO}_3)\text{пE}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$; гидроксилкарбонатапатит $\text{Ca}_{10}(\text{o-p})/2[\text{PO}_4]_6\text{-п}(\text{CO}_3)\text{п}(\text{H}, \text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$; подолит и даллит (штаффелит, коллофанит, коллофан) $\text{Ca}(\text{io-ii})/2[\text{PO}_4]_6\text{-п}(\text{C}_{20})\text{n}(\text{F}, \text{OH})_2$. По данным В. З. Блискового, подолит типичен для зон «глубинного» эпигенеза фосфоритов и при температуре 1000°C переходит в карбонатапатит типа $\text{A}-\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6(\text{CO}_3)\text{п}$; даллит типичен для зон выветривания. В состав ряда разновидностей апатита входит гидроксил-апатит $\text{Ca}_{10}[\text{PO}_4]_6(\text{OH})_2$.

Меньшее значение среди промышленных минералов имеют алюмофосфаты и феррифосфаты: вавелит $\text{Al}_3(\text{OH})_3[\text{PO}_4]_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$; аугелит $\text{Al}_2[(\text{PO}_4)]_4 | (\text{OVD})$; крандаллит $\text{CaAl}_4[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_8 \cdot \text{H}_2\text{O}$; миллисит $(\text{Na}, \text{Ca})\text{Al}_3[(\text{OH}, \text{O})_4] | (\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и его железистая разновидность паллит; вивианит $\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ штрентит $\text{Fe}[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и его алюминийсодержащая разновидность баррандит; фронделит $(\text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{2+})\text{Fe}^3_4 + [(\text{PO}_4)_3] | (\text{OH})_5$; рокбриджит $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})\text{Fe}^3_4 + [(\text{PO}_4)_3] | (\text{OH})_5$; лейкофосфит $\text{K}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_2[(\text{OH})] | (\text{PO}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. С формацией гуано связаны: стеркорит $(\text{NH}_4)\text{Na}(\text{HP}_0_4) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$; брушит $\text{CaHP}_0_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; ганнайит $(\text{NH}_4)_2\text{Mg}_3(\text{HP}_0_4)_4 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ и другие фосфаты.

Виды сырья

Среди фосфорных руд выделяют две главные группы: фосфоритовые и апатитовые руды.

Фосфориты — экзогенные образования фосфора, имеющие скрыто- или микрокристаллическое и аморфное строение. Нижний предел массовой доли P_2O_5 в фосфоритах строго не установлен (по Г. И. Бушинскому, 18%). Фосфориты слагают отдельные желваки («зерна») в массе той или иной (преимущественно глинисто-песчаной) породы или формируют собственно породу.

Г. И. Бушинский предложил следующую классификацию фосфоритовых руд по массовой доле P_2O_5 (в %): очень бедные 5—10; бедные 10—18; средние 18—28; богатые 28—35; очень богатые более 35. Горные породы, в которых массовая доля P_2O_5 составляет 0,5—5%, Г. И. Бушинский предлагает называть фосфатсодержащими породами.

Фосфориты состоят из различных разновидностей апатита с примесью нефосфатных минералов; в зонах выветривания установлены алюмо-, ферри- и алюмоферрифосфаты. Иногда гипергенный процесс приводит к весьма существенному замещению последними фосфата кальция.

Апатитовые руды — эндогенные образования. Зерна апатита в эндогенных рудах значительно крупнее (более 40 мкм), чем в фосфоритах, в связи с чем значительно легче может осуществляться их глубокое обогащение. Это определяет и низкую границу массовой доли P_2O_5 в апатитовых рудах (2,5—3%). Коллективом геологов ВНИИгеолнеруд предложено разделять апатитовые руды на следующие группы (по массовой доле P_2O_5 , %): убогие 3—5; бедные 5—8; средние 8—18; богатые более 18. Бортовая массовая доля P_2O_5 для Ошурковского месторождения составляет 2,5%. При попутной добыче апатита возможно еще большее снижение минимальной массовой доли P_2O_5 до 1,5 % и ниже.

По особенностям строения и состава руд среди фосфоритов выделяют ряд разновидностей (А. С. Соколов и др.).

Оолитово-микрозернистые фосфоритовые руды представляют собой обычно крепкие массивные образования темно-серой, коричнево-серой, черной окраски. Руды сложены фосфатными оолитами и другими зернами округлой формы (пеллетами). Цемент карбонатный, фосфатный или кремнистый. Размер зерен преимущественно составляет от 0,07 до 0,30 мм. Массовая доля P_2O_5 —18—30%. Фосфат чаще всего представлен франколитом (в метаморфизованных разностях — фторапатитом).

Кроме фосфора, фосфориты данной формации являются источником фтора (3—4% в фосфате), а иногда и ванадия. Так, в фосфоритах Скалистых гор (США) массовая доля ванадия составляет 300 г/т.

Зернистые фосфоритовые руды весьма близки к микрозернистым и, как подчеркивает А. З. Блисковский, отличаются от последних скорее не размером зерен, а наличием в рудах, наряду с зернами, фосфатизированных органических остатков (зубов и костей позвоночных, раковин моллюсков и фораминифер). Кроме того, зернистые руды обычно значительно слабее сцементированы и моложе (возраст мел — палеогеновый). Массовая доля P_2O_5 колеблется от 6 до 33%. Зерна фосфата представлены аморфными и в меньшей мере крипстокристаллическими разностями с примесями других минералов. По составу фосфат отвечает франколиту, нередко содержит 1—4 %

Изоморфной примеси SO_3 и около 1 % Na_2O (натрийсульфат-апатит).

Выветрелые зернистые фосфориты характеризуются изменчивым минеральным составом. Например, на месторождении Тиес (Сенегал) в зоне латеритного выветривания установлены алюмокальциевые фосфаты — крадаллит, ауегелит, железистый миллисит (паллит), присутствует много гидроксидов железа. В связи с существенным влиянием подобного изменения состава на технологические особенности руд выветрелые зернистые фосфориты следует рассматривать как особый, самостоятельный тип руд. Интересно отметить, что на месторождении Тиес латеритизации подверглись образования, которые предварительно испытывали некоторое перемещение, в связи с чем имеют брекчированное строение (В. Брюкнер). На месторождении известны также латеритные фосфаты, развившиеся по слоям фосфоритов с ненарушенным залеганием. В фосфатных рудах массовая доля P_2O_5 составляет 29—31%; Al_2O_3 —23,6—28%; Fe_2O_3 —4,8—12,7% (повышенная массовая доля Fe_2O_3 характерна для верхних горизонтов). В фосфатных рудах месторождения Таиба (Сенегал) массовая доля P_2O_5 составляет 15—32%, Al_2O_3 —14—32%, Fe_2O_3 —2,4—18 %.

Зернистые переотложенные фосфориты состоят из фосфатных образований, зерен кварца и глини монтмориллонитового состава примерно в равных соотношениях. Фосфатная часть представлена зернами фосфоритов диаметром от 0,1 до 15 мм. В фосфоритах формации Боун-Велли (США) массовая доля P_2O_5 составляет 32—37,5%, F—4%. Фосфат — франколит.

Выветрелые переотложенные фосфориты являются самостоятельным типом руд. Фосфатные минералы представлены в основном вавеллитом, крадаллитом, миллиситом и, в меньшей мере, реликтами франколита.

Желваковые фосфориты — желваки и гальки собственно фосфоритов, расположенных в песчано-глинистой массе, которая часто представлена кварц-глауконитовым песком и алевритом. Диаметр фосфатных стяжений изменяется от 1 до 15 см, реже более. Иногда пласт с фосфоритами сцементирован в так называемую «фосфоритовую плиту». Местами желваки перемыты, окатаны и формируют отдельные галечные слои. Неокатанные желваки имеют шероховатую поверхность, форма их преимущественно эллипсоидная и неправильная. Иногда несколько желваков сливаются в сложные конкреции. Нередко встречаются биоморфные конкреции — псевдоморфозы фосфата по раковинам гастропод и аммонитов.

Желваки, как правило, состоят из зерен кварца, глауконита, округлых или овальных выделений аморфного или микрокристаллического фосфата; существенно реже встречаются опал, полевые шпаты, слюды, карбонаты, сидерит, кальцит, пирит, гипс, гетит. Фосфатный цемент содержит органическое вещество, сульфиды и прочие примеси.

В некоторых фосфоритах в заметных количествах (до 40 % общей массовой доли фосфата) встречается радиально-лучистая разновидность — перекристаллизованная генерация фосфата. Фосфат относится в основном к курскиту, хотя в зонах выветривания иногда встречаются фосфаты алюминия и железа. Массовая доля P_2O_5 в желваках колеблется преимущественно от 15 до 29%. Массовая доля фтора обычно составляет 2,5—3,6%. Встречается в желваках и кристаллический кальцит, слагающий ростры белемнитов, выполняющий раковины ауцелл, фораминифер и других органических остатков. По преобладанию в желваках той или иной примеси желваковые фосфориты можно разделить на кварцевые (песчанистые) и глауконитовые (глинистые).

Ракушечные и ракушечно-детритусовые фосфориты представляют собой пески и песчаники, состоящие из зерен кварца, фосфата, карбонатов (доломита); в незначительной степени развиты пирит и продукты его окисления (гетит и др.), глауконит, магнетит, полевые шпаты, гидрослюда. Встречаются мелкие обломки (галки) кварцевых песчаников, аргиллитов, диктионемовых сланцев, фосфоритов (песчанистых), песчаников и других пород. Фосфат в основном сосредоточен в раковинах и обломках раковин беззамковых брахиопод (27—35 % P_2O_5). Местами встречаются железистые фосфаты и вивианит (на заболоченных участках).

Гуано (поверхностные накопления экскрементов морских птиц) разделяются на два вида: молодое и уплотненное, более древнее. Гуано недавнего происхождения имеет зернисто-пористое строение и кроме P_2O_5 (массовая доля 11—27 %) содержит нитраты (10—11 % NO_2) и калий (2—3 % K_2O). Более древнее гуано — плотные образования с массовой долей P_2O_5 21—40%. Среди фосфатов молодого гуано отмечаются стеркорит, брушит, ганнайит и другие минералы.

Островные фосфориты разделяются на собственно фосфориты и алюмофосфаты.

Собственно фосфориты являются фосфатизированными карбонатными породами и отличаются высоким качеством (37—39% P_2O_5). Известны рыхлые и плотные разновидности. Среди рыхлых фосфоритов выделяют обломочные (фосфатизированные обломки рифовых известняков и раковин), оолитовые (замещенные фосфатом известняки) и глинистые (смесь рыхлого кальциевого фосфата с нерастворимым остатком известняка). Плотные фосфориты объединяют также три типа: аккреционные (нарастания); фосфатизированные вмещающие породы (обычно известняки); науруиты. Аккреционные фосфориты слагают блоки, валуны и линзообразные тела (главным образом в основании залежей). Науруиты — полупрозрачные фосфатные образования, формирующие жилы; иногда они заполняют поры в известняках. Нередко науруиты имеют крустификационную текстуру.

Алюмофосфатные островные фосфориты имеют достаточно высокие массовые доли P_2O_5 (34—42,6%) и Al_2O_3 (25—30,5%); содержание Fe_2O_3 колеблется от 2 до 10%. Среди фосфатных минералов установлены миллисцит, вавеллит, крандаллит и др. Фосфатные бокситы (P_2O_5 27—28 %, Al_2O_3 37—42%) известны в Бразилии (месторождение Пирокауа).

Пещерные фосфориты бывают нескольких типов: гуано, косяные брекчии, фосфоритовые земли. Массовая доля P_2O_5 в фосфоритах этих типов колеблется от 22 до 33%. Интересной разновидностью являются фосфатизированные (под действием гуано летучих мышей) железные руды, известные в Либереи. В пещерных фосфоритах установлены штрэнгит, фосфосидерит, лейкофосфат $K_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 2P_2O_5 \cdot 5H_2O$.

К разновидностям фосфоритов относятся «твердые» и «бурые фосфориты» в США. Массовая доля P_2O_5 в «твердых фосфоритах» составляет 35—36%, в «бурых фосфоритах» — 21—22 %. Породы имеют различную плотность — от рыхлых до уплотненных и весьма плотных.

Среди *карстовых фосфоритов* Алтае-Саянской области Н. А. Красильникова и Ю. Ф. Шмелькова выделяют каменистые, рыхлые, натечные, брекчиевидные и другие разновидности. Массовая доля P_2O_5 колеблется от 6 до 40 %.

Среди источников фосфора осадочного происхождения следует отметить *фосфорносные железные руды гидрогетит-гематит-лептохлоритового типа*. Руды (массовая доля P_2O_5 0,5—1,8%) являются источником железа; фосфор и ванадий получают при переработке руд попутно.

К рудам начальной стадии перехода от фосфоритов к апатитам следует, по-видимому, относить руды Лао-Кайского бассейна в СРВ. По данным Фам Хонг Хуана, здесь установлены первичные руды двух видов — доломит-фосфоритовые (23,5% P_2O_5) и фосфорит-мусковит-кварц-доломитовые (9—11% P_2O_5). Руды плотные, крепкие. Наряду с образованием таких минералов, как мусковит, скаполит, полевые шпаты и пирит, происходит частичная перекристаллизация фосфата с появлением зерен фторapatита диаметром 0,05—0,08 мм. Фторapatит формирует и отдельные агрегаты местами во вмещающих пластах фосфоритов породах появляются тремолит, актинолит, гранат, хлоритоид, ставролит, скаполит, полевые шпаты.

В зонах выветривания фосфоритов Лао-Кайского бассейна развиты пористые, иногда рыхлые руды. Они состоят из фосфата с примесью кварца, скаполита, мусковита, полевых шпатов, гидроксидов железа. По массовой доле P_2O_5 выделены два сорта руд: богатые (38—41 %) и бедные (16—18%).

По характеру минерального состава, массовой доле P_2O_5 , наличию попутных компонентов среди апатитовых руд выделяют ряд разновидностей.

Апатит-нефелиновые руды — источник фосфора, фтора, нефелина и других полезных компонентов. Массовая доля P_2O_5

колеблется от 6 до 30 %. В состав руд входят апатит, нефелин, полевые шпаты, эгирин, сфен, эгирин-авгит, титаномагнетит. По текстурным особенностям выделяют пятнистые, полосчатые, линзовидно-полосчатые, брекчиевидные, сетчатые и пятнисто-полосчатые разновидности; массовая доля P_2O_5 в них различна, например, в сетчатых она невысока — до 14%, в брекчиевидных — 3—19%. Богаты фосфором пятнистые и пятнисто-полосчатые руды. Некоторые разновидности руд выделяют по особенностям минерального состава, например руды, обогащенные сфеном. Разновидностью данной формации является *апатит-нефелин-редкометаллическая* (массовая доля P_2O_5 всего 2—5 %). Фосфор из руд этой формации можно получать попутно с редкими металлами.

Апатит-силикатные руды являются источником фосфора и фтора. Массовая доля P_2O_5 2,5—5%. Минеральный состав: апатит, флогопит, форстерит, пироксен, амфибол, полевые шпаты, биотит; в меньшей степени развиты сфен и магнетит.

Апатит-ильменит-титаномагнетитовые руды — источник фосфора, титана, ванадия, железа, иногда серы (пиритной). Массовая доля P_2O_5 2,0—8 %. В состав руд входят апатит, титаномагнетит, ильменит, магнетит, пироксен, оливин, серпентин, а также плагиоклаз, биотит, амфибол, пирит, пиротин. Разновидностью этого типа является *апатит-медносульфидно-титаномагнетитовый*, отличающийся от основного типа наличием борнита и халькопирита.

Апатит-магнетитовые и апатит-магнетит-пирохлоровые руды карбонатных комплексов являются источником фосфора, железа, циркония, тантала и других металлов и неметаллических полезных ископаемых (флогопита, вермикулита и др.). Массовая доля P_2O_5 изменяется от 2 до 22%. В состав руд входят апатит (иногда с повышенной массовой долей хлора), магнетит, кальцит, анкерит, доломит, флогопит, форстерит, пироксен, пироксены, роговые обманки, иногда баделлеит и другие минералы.

Апатит-магнетитовые руды кератофир-лептитовых комплексов — источник железа, фосфора и фтора. Массовая доля P_2O_5 колеблется от 2 до 25 %. В состав руд входят фторапатит, магнетит, гематит, а также халцедон, кварц, авгит, роговая обманка, биотит; в незначительных количествах присутствуют турмалин и циркон.

Апатит-редкометаллические руды — источник фосфора, тантала, ниобия и других элементов. Массовая доля P_2O_5 преимущественно составляет 3—8%. В составе руд установлены апатит, пироксен, анкерит, кальцит, диопсид, форстерит, магнетит, паризит, флюорит и другие минералы.

Апатит-доломитовые руды — источник фосфора (массовая доля P_2O_5 достигает 6 %). В состав руд входят апатит; доломит, мартит, гематит, иногда кварц и другие минералы.

Апатит-кварц-карбонат-диопсидовые руды рассматриваются

как потенциальный источник минералов, упомянутых в названии. Массовая доля P_2O_5 составляет обычно 2—6 %.

Апатит-тремолит-диопсидовые руды — источник фосфора и фтора. Массовая доля P_2O_5 обычно составляет 26—29%.

В коре выветривания апатитовых и комплексных апатит-металлических руд отмечаются разновидности: *апатит-франколитовые, франколит-апатит-вермикулитовые, апатит-франколит-редкометаллические, апатит-франколит-магнетитовые, апатит-вермикулитовые* и др. Гипергенные руды являются источником фосфора, редких металлов, железа. Массовая доля P_2O_5 составляет 8—20 %, реже менее. Среди них встречаются плотные и рыхлые разновидности, в том числе брекчиевые, кавернозные, песчаные и суглинистые. Из вторичных минералов установлены франколит, вермикулит, сунгулит, монтмориллонит, гетит, гидроксиды Fe и Mn, карбонаты, каолинит, цеолиты.

В последние годы в СССР выявлен новый тип фосфатных руд — вивианит-торфовый. Массовая доля P_2O_5 в рудах изменяется от 1 до 12 %. Кроме вивианита, фосфатным минералом в них является бераунит $Fe_3^{+}[(OH)_3](PO_4)_2 \cdot nH_2O$.

Применение

Главный потребитель фосфора — туковая промышленность, которая производит большое количество собственно фосфорных и комплексных удобрений. Кроме того, соединения фосфора применяют в процессе получения моющих средств в химической промышленности (фосфорные кислоты), в органическом синтезе (галогениды фосфора). Фосфорорганические соединения идут на изготовление лекарств и средств для борьбы с вредителями сельскохозяйственных культур. Соединения фосфора используют для подкормки скота. Небольшое количество фосфора входит в состав сплавов, способных к небольшому расширению при затвердевании, чтобы обеспечить точность отливаемых форм. Используют фосфор в производстве спичек, фотореактивов, безлудного каучука (разрушается только при 350 °С). Радиоактивные изотопы фосфора применяют при биологических исследованиях.

Большую роль в первичной обработке руд фосфора имеет обогащение. Для апатитовых руд ведущий метод обогащения — флотация. Для фосфоритов широко применяют промывку и грохочение (желваковые, ракушечные и др.), рудоразборку, гравитационное разделение, флотацию и другие методы. Последующая переработка руд ведется путем простого помола (желваковые фосфориты, руды зон выветривания и др.), кислотной переработкой (экстракционный метод), электротермическим путем. В качестве дополнительных методов иногда используют обжиг, избирательное растворение.

Термическое восстановление с получением желтого фосфора ведется при 1400—1600 °С в присутствии кокса и двуоксида

кремния. Затем из желтого фосфора получают фосфорную кислоту, красный фосфор и другие продукты.

Термическая переработка без восстановления осуществляется для получения термофосфатов, плавящихся фосфатов и обесфторенных фосфатов. При получении термофосфатов спекают природные фосфаты со щелочными соединениями, а при получении плавящихся фосфатов — фосфатное сырье с силикатами магния. Термофосфаты и плавящиеся фосфаты, в которых массовая доля P_2O_5 (усвояемого) колеблется от 20 до 34 %, используются в качестве минеральных удобрений. Обесфторенные фосфаты для подкормки скота и птицы получают при высокой температуре в присутствии паров воды и небольшого количества SiO_2 .

Кислотное разложение фосфатов ведется серной, соляной, азотной и фосфорной кислотами. После разложения трудноусвояемый растениями фосфор переходит в более растворимые и легкоусвояемые формы.

При переработке осадочных фосфатонесущих железных руд получают обогащенный фосфором продукт — томас-шлак.

Среди минеральных удобрений выделяют следующие: водорастворимые (наиболее легко усваиваются растениями — суперфосфат, двойной суперфосфат, нитрофос, аммофос, нитрофоска и др.); нерастворимые в воде, но лимонно- и цитратнорастворимые (преципитат, мартеновский фосфат-шлак, томас-шлак, термические фосфаты; труднорастворимые (фосфоритная мука).

Водорастворимые удобрения (ведущий тип минеральных удобрений) получают при химической переработке сырья. В суперфосфате массовая доля усвояемого P_2O_5 составляет от 12 до 50 % (двойной суперфосфат). Большое внимание уделяется комплексным высококонцентрированным удобрениям (аммофосу, нитрофоске и др.), в которых питательные вещества представлены фосфором, азотом и калием и их общее содержание составляет 50—60%. При получении водорастворимых удобрений большую роль играет разложение фосфатов азотной кислотой или смесью кислот, например серной и фосфорной, а также смесью кислот с сульфатом аммония, хлористым калием, сульфатом калия и другими реактивами.

Требования промышленности к качеству сырья. Для производства фосфоритной муки основной мерой качества сырья или концентрата является массовая доля P_2O_5 (в %): мука высшего сорта — не менее 30, первого сорта — 30—25, второго — 25—22, третьего — 19.

При кислотной переработке ракушняковых фосфоритов с целью получения двойного суперфосфата массовая доля P_2O_5 должна быть не менее 28 %, а вредных компонентов (в %): CO_2 — не более 6; MgO — не более 2,5; $(Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ — не более 3. При получении из фосфоритов Каратау кислотной переработкой фосфорной кислоты и концентрированных удобрений массовая доля компонентов должна составлять (в %): P_2O_5 — не менее 24,5; CO_2 — не более 8; MgO — не более 3,5.

Для производства термических фосфатов (Ca-Mg плавящихся фосфатов) массовая доля P_2O_5 должна быть не менее 23%, а показатель $(B_{Юг}/P_{гСб}) \cdot 100$ — не более 0,8. Для производства термических фосфатов

Таблица 4. Требования промышленности к составу кормовых фосфатов

Фосфат	Массовая ДОЛИ > %				
	P *	Ca	F	As	Pb
Монокальцийфосфат:					
первый сорт	> 55	> 18	< 0,2	< 0,006	< 0,002
второй сорт	> 50				
Дикальцийфосфат	> 46	—	< 0,003	< 0,006	< 0,002
Трикальцийфосфат:					
высший сорт	> 41	—	< 0,02	< 0,002	< 0,002
первый сорт	> 28				

* Массовая доля фосфора (в пересчете на P_2O_5), растворимого в 0,4 %-ном растворе соляной кислоты.

(обесфторенных кормовых фосфатов) массовая доля P_2O_5 должна быть не менее 26,7 % при содержании нерастворимого остатка 15—18 %.

При производстве желтого фосфора из фосфоритов Каратау массовая доля компонентов должна составлять (в %): P_2O_5 — не менее 21, Fe_2O_3 — не более 3,5; нерастворимый остаток — 25—30; $(SiO_2 + Al_2O_3)$ — не более 25; $[3,7P_2O_5 + 1,1(SiO_2 + Al_2O_3) - 3,5(Fe_2O_3 - 2,5 O)]$ — не менее 100. Иногда нормируется также кислотный модуль $(SiO_2 + Al_2O_3)/(CaO - I - MgO)$ — не более 1.

Для большинства производств нормируется ситовый состав сырья. Для некоторых фосфоритов нормируется массовая доля хлора, так как он вызывает коррозию оборудования. Для сырья, предназначенного для экстракции фосфорной кислоты, массовая доля хлора не должна превышать 0,02 %, а при переработке на суперфосфат она может быть выше. Таким образом, для оценки сырья важны массовые доли P_2O_5 , Fe_2O_3 , CaO , Al_2O_3 , MgO , CO_2 , SiO_2 , иногда Cl , а также степени помола и влажности. Нередко для оценки сырья важны не столько массовые доли того или иного компонента, сколько их определенные соотношения, в частности отношения тех или иных компонентов к массовой доле P_2O_5 . Пониженная массовая доля P_2O_5 ведет к перерасходу кислоты или энергии и снижению качества продукции.

В апатитовом концентрате из руд хибинских месторождений массовые доли компонентов должны составлять (в %): P_2O_5 не менее 39,4; $Fe_2O_3(FeO + Fe_2O_3 + Al_2O_3)$ не более 3 (в пересчете на сухое вещество); влага $1,0 \pm 0,5$. Массовые доли компонентов в апатитовых концентратах ковордорских руд (в %): P_2O_5 не менее 36; MgO не более 5; F 0,8—1; CaO — 53; CO_2 2—6.

Для кормовых фосфатов (монокальцийфосфат, дикальцийфосфат, трикальцийфосфат) установлен ряд ограничений (табл. 4).

Для дикальцийфосфата (преципитата) и трикальцийфосфата ограничивается или запрещается наличие частиц магнитной примеси.

Экономические сведения

Месторождения фосфора распространены достаточно широко. Однако масштаб месторождений подвержен резким колебаниям, в связи с чем известны как богатые, так и бедные этим сырьем страны. Богаты фосфором Марокко, США, Западная Сахара, Иордания, Алжир, Бразилия, Перу, ЮАР, Австралия, Финляндия, Тунис, Мексика. Крупной сырьевой базой располагают СССР, КНР, СРВ.

По данным Горного бюро США, мировая добыча фосфатных руд (в пересчете на P_2O_5) в 1983 г. составила 42 млн. т, в том числе (в тыс. т): США 13 088; Марокко 6455; Тунис 1700; Иордания 1440; Бразилия 1300; Израиль 1179; ЮАР 1034; Науру 650; Сенегал 436; Сирия 377; Алжир 272; Индия 185; Мексика 210. В больших масштабах осуществляется добыча в СССР и КНР.

В 1983 г. цена марокканских фосфоритов составляла 43 дол./т, фосфоритов США 23—26 дол./т.

По запасам месторождения фосфора разделяются следующим образом (млн. т P_2O_5): крупные свыше 200; средние 50—200; мелкие менее 50.

Условия образования месторождений

Фосфор концентрируется при различных геологических процессах: магматических, гидротермальных, осадочных, выветривания. Наибольшее промышленное значение имеют осадочные, магматические и карбонатитовые месторождения.

Магматические месторождения представлены различными формациями, среди которых ведущую роль в СССР играют месторождения, связанные со щелочными породами. Большинство исследователей считают генезис этих месторождений гистеромагматическим, связанным с магматической дифференциацией. Так, А. Е. Ферсман и Н. А. Елисеев полагают, что обособление апатит-нефелинового расплава происходило в процессе остывания ийолит-уртитовой магмы. По представлению О. Б. Дудкина, апатит-нефелиновый расплав, обладая более низкой температурой кристаллизации, чем ийолит-уртитовый, кристаллизовался позднее. Е.А. Каменев считает, что в многофазном апатитоносном Хибинском плутоне на раннемагматическом этапе на стадии сжатия произошла ликвация магмы на фосфатно-силикатную и силикатную, а на стадии расширения протекала кристаллизация многих разновидностей руд: пятнистых, пятнисто-полосчатых, блоковых, линзовидно-полосчатых. Апатит-нефелиновые брекчии возникли на среднемагматическом этапе.

Месторождения апатита, связанные с габброидами, в том числе и щелочными, большинство геологов также относят к гистеромагматическим, хотя на некоторых месторождениях (Ощурковское и др.) при формировании апатитовых руд большую роль играл метасоматоз.

Апатитовые месторождения, связанные с комплексами ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов, многостадийные. Например, на карбонатитовых месторождениях Карело-Кольской провинции последовательно формировались следующие рудные разновидности: 1) флогопит-apatит-форстеритовые с примесью магнетита; 2) флогопит-apatит-магнетитовые с примесью кальцита; 3) флогопит-магнетит-кальцитовые с апатитом. Большинство апатитовых руд в карбонатитовых месторождениях формируется метасоматическим путем; явно метасоматический генезис имеет апатитовая минерализация в фенитах, среди которых также могут быть промышленные залежи, как и

в самих комплексах ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов.

Весьма незначительную роль играют апатитовые проявления в пегматитах и скарнах, небольшое значение имеют месторождения апатита в гидротермальных формациях.

Экзогенные месторождения фосфора формации гуано образуются только в условиях аридного климата за счет преобразования экскрементов птиц, в основном морских. На участках постоянных колоний птиц ежегодно формируется слой гуано мощностью 8—10 см, реже более. На первой стадии возникает азотистое гуано. В дальнейшем аммоний из слоев гуано вымывается, образуется фосфатное гуано. Происходит фосфатизация и подстилающих известняков, в связи с чем развиваются метасоматические островные фосфориты, а также фосфаты натечного и жильного типа. Пещерные фосфориты, приуроченные к пещерам в карбонатных породах, формируются благодаря жизнедеятельности летучих мышей.

Фосфориты осадочного генезиса формировались в зонах апвеллинга, то есть в зонах шельфа в условиях привноса глубинных восходящих вод. Источником фосфора в морских фосфоритогенерирующих бассейнах одни геологи (Н. С. Шатский, Г. Мансфильд и др.) считают речной привнос, другие (Г. И. Бушинский, Д. Пивер)—вулканическую деятельность. Р. Хаит предложил прямую связь между фосфоритами и эвапоритами. Осаждение фосфатов, по его мнению, происходит в результате взаимодействия фосфатноносных континентальных рассолов и холодных океанических вод. Г. И. Бушинский и Г. Н. Батулин установили, что фосфатное вещество, привносимое в зоны апвеллинга, прежде чем попасть в осадок, участвует в биологических процессах. В связи с этим интересны данные о развитии на современном дне океанов ассоциаций фосфоритов с диатомитами и другими явно обогащенными органическими образованиями. Некоторые геологи полагают, что органические вещества, связанные с зонами фосфатообразования, могут служить источниками нефти. Во всяком случае, не вызывает сомнения интенсивное развитие жизни в богатых фосфором областях апвеллинга.

В образовании месторождений осадочных желваковых фосфоритов большое значение имеют процессы диагенеза, приводящие к формированию желваков, последующему перемиыву осадков, повышению концентрации и так называемому «сгужению» желваков.

Формация желваковых фосфоритов возникает в условиях гумидного климата, формации зернистых и микрозернистых фосфоритов — в субэкваториальных условиях.

Многие геологи (Б. М. Гиммельфарб, П. Кук, М. Макелхинни и др.) считают, что фосфатонакопление приурочено к определенным глобальным эпохам фосфатогенеза, когда фосфориты формировались одновременно в разных регионах мира.

В то же время А. С. Соколов показал, что максимумы фосфатонакопления в разных регионах различны.

П. Кук, М. Макелхинни и В. И. Покрышкин связывают генезис месторождений фосфоритов с процессами глобальной тектоники плит. По их мнению, фосфориты появляются тогда, когда полностью «прорежется» рифт, возникнет сравнительно узкий морской бассейн и наступят благоприятные условия для так называемого «сильного динамического» апвеллинга; при этом связь эвапоритов и фосфоритов зависит от скорости спрединга.

Возможность формирования остаточных месторождений фосфора обусловлена малой подвижностью этого элемента в зонах гипергенеза. Процессы выветривания, способствующие в большинстве случаев концентрации фосфора, в том числе за счет растворения и выноса карбонатов, нередко ухудшают качество руд в связи с появлением в них алюмо- и феррифосфатов.

Зональность при выветривании фосфоритов охарактеризована С. Риггсом на примере месторождений. В верхней зоне (максимальное изменение фосфата) развит алюмофосфат вавеллит; ниже присутствуют совместно фосфаты алюминия и кальция — крадаллит и миллисит; зона исходных фосфатов представлена карбонатфторапатитом. При этом по мере увеличения степени выветривания руд изменяется и состав глинистых примесей. В верхних зонах присутствует каолинит, ниже — монтмориллонит и каолинит, а в исходных невыветрелых рудах — монтмориллонит и палыгорскит. Всего С. Риггс выделяет семь зон выветривания, из которых наиболее выветрелые представлены чистым кварцевым песком и не содержат фосфатов.

Метаморфические процессы приводят к укрупнению кристаллов апатита в исходных фосфоритах и тем самым повышают технологические качества фосфорных руд.

Основные формации

Апатит-нефелиновая формация в щелочных породах (рис. 3) в СССР имеет большое значение. Рудные залежи имеют линзообразную и пластообразную форму, длина их изменяется от сотен метров до первых километров, мощность — от десятков до сотен метров.

В пределах Хибинского массива известно около десяти крупных месторождений (Коашва, Кукисвумчорр, Юкспор, Апатитовый Цирк, Олений Ручей, Ньоркпахк, Партомчорр и др.). По данным Е. А. Каменева, Д. А. Минеева и других геологов, хибинские руды могут служить источником не только фосфора и фтора, но и стронция, редких земель, алюминия, галлия, титана и других элементов.

Апатит-редкометалло-нефелиновая формация в щелочных породах развита ограниченно, рудные залежи имеют пластообразную форму. Апатит может извлекаться попутно с редкими

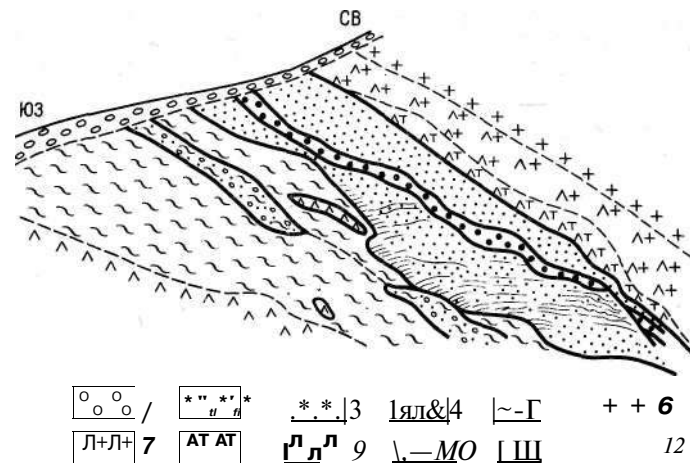


Рис. 3. Схематический геологический разрез месторождения фосфора Кукисвумчорр (по Г. М. Вировлянскому);

1 — рыхлые отложения; 2—5 — руды (2 — пятнистые, 3 — апатитовая брекчия, 4 — крупноблочные, 5 — линзовидно-полосчатые); 6 — рихчоррит; 7 — полевошпатовый ийолит; 8 — сфенизированный ийолит; 9 — ийолит-уртит; 10 — послеапатитовые конические разломы и тектонические контакты; 11 — полосчатость в рудах; 12 — магматические контакты

металлами. В связи с повышенной концентрацией P_2O_5 в щелочных породах сами массивы заслуживают внимания как возможный источник фосфора. Например, апатитоносность Сыннырского массива (Бурятская АССР) на отдельных участках составляет 5—10 %, а иногда повышается до 25 % и более.

Апатитовая формация в габбро-сиенитовых комплексах щелочных габброидов имеет ограниченное значение. Штоко- и линзообразные рудные тела объединены в крупные апатитоносные зоны. Примером является Ошурковское месторождение в Бурятии. Апатитоносным является весь массив, но наибольшей фосфороносностью отличаются зоны, длина которых 500—600 м, а ширина 100—400 м. Бортовая массовая доля P_2O_5 в рудных телах 2,5 %, средняя 4 %. В связи с невысокой массовой долей фосфора в апатит-силикатных рудах формации большое значение имеет выяснение возможностей и попутного использования сопровождающих апатит минеральных комплексов.

Апатитоносные титаномagnetитовые и ильменит-титаномagnetитовые формации в мафитах и ультрамафитах служат источником получения фосфора, сопутствующего основным компонентам руд, — железу, титану, ванадию, меди. Медная минерализация представлена халькопиритом, в связи с чем возможно получение из руд также и серы. Форма рудных тел — линзы, пласто- и жилообразные залежи, штоки. Вмещающие породы представлены габбро, пироксенитами, габбро-норитами анортозитами. Примерами формаций являются фосфор-

медно-титаножелезородная титаноносная в габбро и пироксенитах (Волковское месторождение в СССР), апатит-ильменит-титаномагнетитовая в анортозитах и габбро-норитах (Джугджурская группа и Стремигорское месторождение в СССР, Розленд в США и др.), апатит-титаномагнетитовая в габбро-дунит-пироксенитовых комплексах (Кручинское и Патынское месторождения в СССР). Значение рассматриваемых формаций как источника фосфора в настоящее время небольшое, хотя общие ресурсы этого элемента в них могут быть значительными.

Формации апатитоносных комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов выявлены в ряде стран. Ведущим компонентом при разработке месторождений этих формаций нередко является фосфор. Например, на месторождении массива Караури в Индии к основным промышленным компонентам относят апатит, титаномагнетит и пироксид. Нередко апатит является попутным видом сырья. Например, на Ковдорском железорудном месторождении в СССР апатит извлекается попутно с магнетитом. В ряде случаев апатит добывают попутно с флогопитом. Форма рудных тел — штоки, гнезда, линзы, жилы, пластообразные, кольцеобразные и конические залежи и др. Промышленную апатитовую минерализацию в комплексах несут собственно карбонатиты, пироксениты, магнетитовые руды, фениты (вмещающие породы). Массовая доля P_2O_5 в рудах колеблется от 2 до 33 %.

Фосфороносные карбонатиты известны в Канаде, Бразилии, Зимбабве, ЮАР, Шри-Ланка, Уганде и других странах.

Апатит-флогопитовая формация в магнезиальных скарнах практически как источник фосфора потеряла значение. Апатит из месторождений в скарнах извлекался попутно с флогопитом в основном в Канаде. Форма рудных тел на месторождениях — сложные линзы, гнезда, пластообразные и седловидные залежи, столбы. Апатитоносные скарны известны и в КНДР.

Весьма небольшое значение имеют гидротермальные месторождения апатита; *apatитовая формация в карбонатных породах* (КНР, Испания), *apatит-карситеритовая* (Испания) и *ураноносная редкометалл-аршиновит-apatитовая в карбонатных породах* (СССР). Форма рудных тел — сложные жилы, линзы, гнезда.

К метаморфогенным формациям апатита следует отнести *apatит-диопсид-кварц-кальцитовую*. При невысокой массовой доле P_2O_5 руды формируют пластообразные и линзообразные залежи и являются потенциальным источником диопсида (для керамики и минеральной ваты), кальцита (для известкования почв) и кварца. Месторождения известны в СССР и КНР.

Среди метаморфических толщ встречаются проявления фосфора в *apatит-кварц-графитовой* формации (Эрзинское проявление в СССР), *apatит-уранинит-магнетитовой* формации (рудный пояс Сингхум в Индии) и ряде других.

Формации фосфоритов, связанные с корами выветривания фосфатоносных осадочных и эффузивно-осадочных толщ осадочных фосфоритов, сравнительно широко распространены, но масштабы месторождений, как правило, небольшие. Форма рудных тел — сложные линзы, пластообразные залежи, пласты, штоки. Рудные залежи нередко приурочены к карстовым депрессиям. Мощности залежей измеряются обычно от первых метров до десятков метров, протяженность — от сотен метров до 8 км. Наиболее крупное месторождение данной формации в СССР. Телекское в Красноярском крае (мощность залежи достигает 120 м, протяженность 8 км). На эксплуатирувавшемся в СССР месторождении Ашинское средняя массовая доля P_2O_5 в рудах составляла 23,11 %, при протяженности залежи до 1,6 км и мощности от 0,5 до 77 м.

Формация выветрелых зернистых фосфоритов наиболее известна в Сенегале. Здесь расположено месторождение алюмофосфатных руд Тиес, в котором мощность залежи достигает 12 м. В процессе переработки руд применяют обжиговую технологию, способствующую переходу значительной части P_2O_5 в растворимую форму.

К формациям, включающим осадочные фосфатоносные отложения и продукты их взаимоотношения с подстилающими породами, следует относить формации гуано и пещерных фосфоритов.

Формация гуано в ряде стран (Чили, Науру, Новая Зеландия и др.) имеет существенное значение. Форма залежей плащеобразная, мощность колеблется от первых метров до 35 м. Подстилающие «островные фосфориты» сформировались за счет инфильтрации фосфора из слоя гуано. Инфильтрационные фосфориты представлены плащеобразными и линзообразными залежами с жилообразными апофизами, проникающими по трещинам в нижележащие породы.

Формация пещерных фосфоритов представлена сравнительно широко развитыми мелкими месторождениями (Австралия, Индонезия, Либерия и др.). В Европе месторождения этой формации известны в Австрии и Франции. Промышленное значение этих фосфоритов невелико.

Осадочные формации фосфоритов (зернистых, оолито-микрозернистых, афанитовых, континентально-галечниковых, желваковых), сформировавшихся в водной среде, имеют большое практическое значение.

Формация зернистых фосфоритов представлена пластовыми залежами мощностью от 0,4 до 25 м (средняя мощность 2—6 м) с высокой массовой долей P_2O_5 . Для формации характерен сравнительно небольшой (в основном мел-палеогеновый) возраст. Месторождения известны в Марокко (Хурибга, Мескала и др.), Западной Сахаре (Бу-Краа), Сирии (Кнейфис, Восточное и др.), Ираке (Акашат, Рутба), Сенегале (Таиба), Алжире, Тунисе, Иордании, Саудовской Аравии, Израиле, Перу

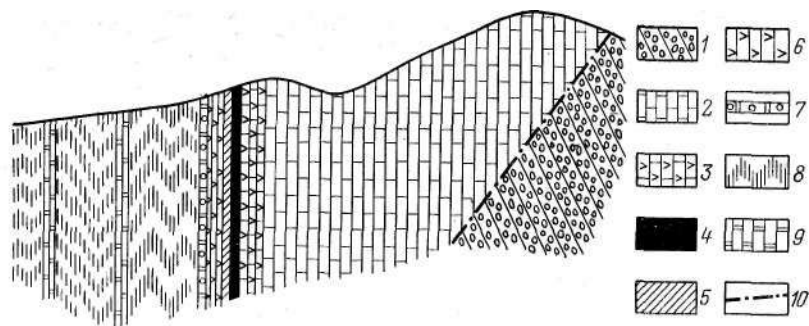


Рис. 4. Схематический геологический разрез центральной части месторождения фосфора Чулактау (по Б. М. Гиммельфарбу и А. С. Соколову):

1 — верхнедевонские конгломераты; 2,3 — среднекембрийские-нижнесилурийские породы (2 — известняки и доломиты, 3 — «бурые» известняки); 4—7 — среднекембрийские породы (4 — фосфатная серия, главная фосфоритовая пачка; 5 — фосфатно-кремниевая и нижняя фосфоритовая пачки; 6 — фосфатная серия, кремниевая пачка; 7 — горизонт «нижних доломитов»); 8—9 — нижнекембрийские породы (8 — кремнистые породы, 9 — доломиты); 10 — разлом

(Сечура) и других странах. В последнее время они выявлены и на территории Средней Азии в СССР.

Формация оолитово-микрозернистых и афанитовых фосфоритов имеет большое промышленное значение в СССР и ряде других стран. Руды представлены пластовыми залежами (рис. 4) мощностью преимущественно от первых метров до 20 м. Месторождения относятся в основном к древним образованиям, преимущественно синийским (рифейским), кембрийским, пермским. Месторождения известны в СССР (Каратауская группа), США (бассейн Скалистых гор), МНР (Хубсугульский бассейн), Австралии (бассейн Джорджина), Индии (Удайпурский бассейн), КНР (Южно-Китайский бассейн). Близок к этой формации и Лао-Кайский бассейн в СРА, но отличается развитием метаморфизма. Каратауский кембрийский фосфоритовый бассейн, объединяющий десятки месторождений, расположен в Казахстане. Массовая доля P_2O_5 в кондиционных рудах бассейна составляет 16—30%. Руды перерабатываются главным образом электротермическим и кислотным способами. При электрической переработке используют в качестве флюсовой добавки кремнистые руды (кремни), в которых массовая доля P_2O_5 составляет 2—10%, а SiO_2 60—80%.

Бассейн Скалистых гор пермского возраста (протяженность 750 км, ширина 100—150 км) включает более двадцати месторождений. В настоящее время разрабатываются фосфориты с минимальной массовой долей P_2O_5 24—25,5%. В фосфоритах повышена массовая доля ванадия (0,04—0,27, реже до 1,75% V_2O_5), а также селена, кадмия, серебра, сурьмы, молибдена, мышьяка и некоторых других элементов. Ванадий частично из-

влекается попутно с фосфором. Повышение массовых долей ряда элементов связывается с совмещением в одном бассейне фосфоритовосной и ванадиносной углисто-сланцевой формаций. Массовая доля S_{org} достигает здесь 11%.

Формация желваковых фосфоритов в нашей стране имеет существенное значение. Месторождения (позднеюрско-раннемеловое Егорьевское в Московской области, Актюбинская группа в Казахстане, Волго-Камское и др.) представлены пластовыми залежами мощностью от десятых долей метра до 2,5 м. Площадь Егорьевского месторождения около 1000 км². На месторождении выделяют два фосфоритовых пласта. В средней части верхний пласт местами сцементирован в фосфоритовую плиту. Известны желваковые фосфориты и в других странах, но промышленное значение их невелико. В перспективе не исключается добыча фосфоритовых желваков со дна морей.

Формация ракушечных и ракушечно-детритусовых фосфоритов играет заметную роль в СССР. Руды представлены пластовыми залежами мощностью от десятых долей метра до 12 м (Раквересский район). К обширному Прибалтийскому фосфоритовосному нижнеордовикскому бассейну относятся Кингисепское, Маарду и другие месторождения. Ширина развития фосфоритовосных образований 10—15 км. Отложения вытянуты вдоль Балтийско-Ладожского глинта, расположенного на северо-западном крыле Московской синеклизы.

Формация переотложенных зернистых фосфоритов («континентально-галечниковых») имеет огромное значение в США. Месторождения известны в основном во Флориде и связаны с плиоценовой формацией Боун-Вэлли. Мощность фосфатоносного слоя колеблется от 0 до 15 м (в среднем 6 м), наиболее богата нижняя часть слоя мощностью 4,5 м. Продуктивные отложения протягиваются на 115 км при ширине 65 км. Переотложенные фосфориты сформировались при размыве миоценовой формации Хауторн морского генезиса. Причем местами эта формация также имеет промышленное значение. Площадь развития формации Хауторн составляет 18 тыс. км². Верхняя фосфоритовая зона формации Боун-Вэлли в связи с процессами выветривания представлена в существенной степени алюмофосфатами. Формация переотложенных зернистых фосфоритов Флориды — источник добычи более 2/3 фосфоритов США.

Формация вивианит-торфовых руд выявлена в Западной Сибири и Белоруссии. Залежи имеют пластовую форму. Мощность торфов, обогащенных фосфатами, составляет первые метры. Вивианит и бераунит формируют в торфах линзы, прожилки, вкрапления. Торфяники развиваются в низинных торфяных болотах грунтового питания.

К эндогенно-экзогенной серии относятся как формации, связанные с выветриванием эндогенных концентраций, так и осадочные месторождения, претерпевшие региональный или кон-

тактовый метаморфизм. К формациям фосфора, связанным с выветриванием карбонатитовых комплексов, относятся *апатит-франколитовая* (Сокли в Финляндии, Якупиранга в Бразилии), *апатит-франколит-редкометалльная* (Сукулу в Уганде, Мрима в Кении), *апатит-франколит-магнетитовая* (Ковдорское в СССР), *вермикулит-апатит-франколитовая* (Букусу в Уганде, Кокшаровское в СССР). Апатит, магнетит, пирохлор в этих формациях являются реликтовыми, а франколит и вермикулит — новообразованными минералами. В процессе выветривания массовая доля P_2O_5 во многих случаях существенно повышается по сравнению с исходными эндогенными рудами, что связано в основном с выщелачиванием карбонатов и накоплением фосфора в корках выветривания. Форма рудных тел — сложные линзы, жиллообразные тела, гнезда, штоки. Значение, формаций, связанных с корками выветривания карбонатитов, невелико, но для отдельных стран (Уганда) существенно.

К метаморфизованным формациям принадлежат апатит-магнетитовая, апатитовая и другие. *Апатит-магнетитовая формация в кварцевых порфирах, кератофирах и лептитях* известна в Швеции и представлена широко известными месторождениями Кирунавара, Луссавара, Ректор и др. Форма тел — пластообразные залежи и линзы. Месторождения интенсивно обрабатываются на железо и фосфор. В СССР к этой формации принадлежит Холзунское месторождение на Алтае. Следует отметить, что ряд авторов относят месторождения Швеции к магматическим. Спорным по генезису (метаморфическое или карбонатитовое) является и Селигдарское месторождение в Якутии.

Апатитовая формация в зонах контакта пластов фосфоритов с интрузивами известна в пределах Каратауского бассейна в СССР. Метаморфизм улучшил технологические свойства фосфоритовых руд.

К образованиям *формации интенсивно выветрелых метаморфизованных фосфоритов* относится Лао-Кайский бассейн в СРВ. Залежи фосфоритов имеют здесь пластовую форму. Мощность рудного горизонта изменяется от первых метров до 15 м. Наибольшую ценность представляют выветрелые руды, характеризующиеся пониженной прочностью (массовая доля P_2O_5 38—41%). Мощность зоны выветривания в бассейне составляет 70—80 м. Метаморфизм протекал в основном в условиях хлоритовидной субфации фации зеленых сланцев. В КНДР также известны интенсивно выветрелые метаморфизованные фосфатные руды. Однако, в отличие от руд СРВ, здесь метаморфизм прошел более интенсивно (вплоть до образования апатитовых руд), а массовая доля P_2O_5 в метаморфизованных рудах составляет всего 4—7%. Однако в зоне выветривания содержание P_2O_5 возрастает до 35 % (месторождения Ханчхон, Еню и др.).

КАЛИЙ, НАТРИЙ, МАГНИЙ, ХЛОР

Общие сведения

Для получения калия, натрия, магния, хлора и азота широко используются месторождения минеральных солей, в составе которых ведущее значение имеют хлориды и сульфаты. Кроме того, в последнее время эти неметаллы добываются не только из солей, но и из нефелина; теоретически возможно использовать кальсилит и лейцит.

С калием, натрием, магнием, хлором нередко ассоциируют и попутно извлекают Вг, I, В, Cs, Li, Rb.

Распространенность ряда элементов в земной коре приведена в табл. 5.

В промышленности и сельском хозяйстве в основном используются следующие минералы:

галит $NaCl$	алуниг $KAl_3(OH)_2(SO_4)_2$
гидрогалит $NaCl \cdot 2H_2O$	трона $Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3$
сильвин КСИ	натрон (природная сода) $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$
бишофит $MgCl_2 \cdot 6H_2O$	термонатрит $Na_2CO_3 \cdot H_2O$
карналлит $KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$	нахколит $NaHCO_3$
каинит $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$	шортит $Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 5H_2O$
кизерит $MgSO_4 \cdot H_2O$	пирсонит $Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 2H_2O$
эпсомит $MgSO_4 \cdot 7H_2O$	гейлюсит $Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 5H_2O$
тенардит $NaSO_4$	тихит (тишит) $2Na_2CO_3 \cdot 2MgCO_3 \cdot NaSO_4$
мирабилит $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$	
глауберит $Na_2SO_4 \cdot CaSO_4$	ганкстит $2Na_2CO_3 \cdot 9Na_2SO_4 \cdot KCl$
левеит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2H_2O$	
астраханит $Na_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$	норгупит $Na_2CO_3 \cdot MgCO_3 \cdot NaCl$
лангбейнит $K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$	давсонит $NaAl(OH)_4$
леонит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 4H_2O$	беркит (буркент) $Na_2CO_3 \cdot 2NaSO_4$
шенит (пикромерит) $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$	
сингенит $K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$	нитронатрит (чилийская селитра) $NaNO_3$
тахгидрит $CaCl_2 \cdot 2MgCl_2 \cdot 12H_2O$	дарапскит $Na_3[SO_4][NO_3] \cdot H_2O$
полигалит $K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$	нефелин $(Na, K) [AlSi_3O_8]$
	лейцит $K [AlSi_3O_8]$
	кальсилит $K [AlSi_4O_{16}]$

Таблица 5. Средняя массовая доля (в %) солеобразующих элементов в земной коре (по А. П. Виноградову)

Породы	К	Na	Mg	Cl	Вг	I	N
Ультра-мафиты	3-Ю⁻²	5,7-Ю ⁻¹	25,9	5-Ю ⁻³	5-10 ⁻⁵	1-10-e	6-10-4
Мафиты	8,3-Ю ⁻¹	1,94	4,5	5-Ю ⁻³	3-Ю ⁻⁴	5-10-5	1,8-10 ^{-a}
Мезиты	2,3	3	2,18	МО-"	4,5-10 ^{-*}	3-10-5	2,2-10 ⁻³
Окситы	3,34	2,17	0,56	2,4-Ю ⁻²	1,7-10-4	4-10-5	2-Ю ⁻³
Осадочные	2,28	0,66	1,34	1,6-Ю ⁻²	6-10-"	1-10-5	6-Ю ⁻²
Кларк	2,5	2,5	1,87	1,7-10 ⁻²	2, Ы0-«	4-10-5	1,9-Ю ⁻³

Соляные минералы слагают ряд горных пород: каменную соль (галит с примесями гипса, ангидрита, а также глинистых и других минералов); твердую соль (каинит, лангбейнит, полигалит и другие хлориды и сульфаты); карналлитит (карналлит, галит и др.); сильвинит (сильвин-галитовая порода). Названия большинства соляных пород даны по ведущим минералам: бишофитовая, кизеритовая, мирабилитовая, эпсомитовая, глауберитовая, астраханитовая, полигалитовая, галит-полигалитовая, каинитовая, карналлит-бишофитовая, полигалит-карналлит-бишофитовая, каинит-лангбейнитовая, кизирит-сильвинитовая, галит-каинит-кизеритовая, тахгидритовая и др. Известны породы, состоящие из так называемых «содовых»-минералов: троновая, натровая, термонатритовая, нахколитовая, тихитовая, давсонитовая и др. К селитрам относят породы, состоящие из нитронатрита и нитрокалита.

Соляные породы отличаются низкой плотностью (2,10—2,15 г/см³ и 10¹⁵ Ом·м). Для солей, содержащих минералы калия, характерна повышенная радиоактивность из-за присутствия радиоактивного изотопа ⁴⁰K.

Виды сырья

Среди видов сырья солеобразующих неметаллов выделяют твердые, жидкие и газообразные. К твердым видам сырья относят соляные и несоляные породы. Соляное сырье: 1) каменная соль; 2) калийные, магниевые и калийно-магниевые соли; 3) сульфаты натриевые и магниевые-натриевые; 4) содовые минералы; 5) селитры. Несоляное твердое сырье: алунитовые, кальсилитовые, лейцитовые, нефелиновые и глауконитовые породы.

Каменная соль сложена галитом с примесью ангидрита, карбонатов, глинистого вещества и алевролитового материала. Глинистое вещество представлено в основном гидрослюдами и гидрохлоритами; алевролитовый материал — зернами кварца, полевых шпатов, слюд, хлорита, реже — гранатом, турмалином и другими минералами. Текстура породы в основном массивная и слоистая, встречаются брекчиевидные, пятнистые и другие разновидности. Диаметр кристаллов галита колеблется от долей миллиметра до 20 мм. Форма зерен — неправильная и кубическая. Массовая доля NaCl в каменной соли составляет обычно 93—99 %. Гидрогалит — соляной осадок, еще не перешедший в породу, формируется при непосредственной садке хлорида натрия в соляных озерах или соляных источниках. Более уплотненная молодая соляная порода — гранатка — состоит из слабосцементированных зерен галита. Массовая доля NaCl в гранатке оз. Бурлинского составляет 73,18—92,16 %.

Сильвинит состоит из сильвина, галита, а также примесей карналлита, кизерита, каинита, лангбейнита, ангидрита, карбонатов, глинистых и других минералов. Состав сильвина Пред-

уральского прогиба (в %): KCl 19—56; галит 39—86; ангидрит 0,6—3,2; MgCl₂ до 2,3; глинистые минералы 0,3—3,6. Синяя или фиолетово-синяя окраска галита обусловлена присутствием радиоактивного изотопа ⁴⁰K.

Карналлитит состоит из карналлитита и галита. На месторождениях сульфатного типа в составе карналлитита присутствуют каинит, кизерит, шенит, эпсомит, латбейнит, бишофит, полигалит, тахгидрит и другие минералы; на месторождениях бессульфатного типа — сильвин, ангидрит, карбонаты и незначительное количество глинистых минералов и кварца. Состав карналлитита калийного пласта Штассфурт в ГДР (в %): карналлит 40; кизерит 20; галит 40; в верхних горизонтах присутствует тахгидрит 8—10.

В яркоокрашенных (сургучно-красных, оранжево-красных и др.) кристаллах карналлита установлены чешуйчатые, игольчатые и хлопьевидные включения гематита; в темноокрашенных кристаллах — ожелезненной глины; в лимонно-желтом карналлите — дугласита 2KCl-FeCl₂ · 2H₂O. Для карналлита характерно присутствие многочисленных микровключений газов (азота, водорода, метана), находящихся под давлением. Нередко наблюдается замещение карналлита сильвином.

Твердая соль (хартзальц) сложного состава представлена калийными и магниевыми сульфатными и хлоридными солями. Например, в калийном районе Верра (ГДР) в пластах Тюрингия и Гессен минеральный состав хартзальца соответственно (в %): сильвин 20 и 18; карналлит 4 и 2; кизерит 14 и 23; галит 62 и 57. Химический состав хартзальца соответственно (в %): K₂O 13 и 11; MgCl₂ — 1; MgSO₄ — 12 и 20. В Южногариском калийном районе (ГДР) в пласте Штассфурт выделяют хартзальц двух типов. Минеральный состав хартзальца первого типа (в %): сильвин 20—30; ангидрит 15—20; галит 55—65; кизерит, лангбейнит, полигалит и глазерит — в переменных количествах. Массовая доля K₂O составляет 12—20%. Минеральный состав хартзальца второго типа (в %): сильвин 15—25; кизерит 0—15, полигалит 5—20; лангбейнит 0—10; глазерит 0—30; галит 50—60. Массовая доля K₂O составляет 12—20%.

Каинит содержащие породы имеют близкий минеральный состав (в %): каинитовая порода — каинит 35—60, галит 20—40, полигалит 3—7, глинистое вещество 6—10; вторичная каинитовая порода соляных шляп — каинит 65, галит 35; каинит-галитовая порода — галит 40—50, каинит 20—35, полигалит 5—10, глинистое вещество 10—25; лангбейнит-каинитовая порода — галит 30—40, каинит 20—30, лангбейнит 10—20, сильвин 5—10, кизерит 5—10, глинистое вещество 10—20.

По преобладанию тех или иных минералов выделяют породы: лангбейнитовую (лангбейнит, галит и примеси каинита, сильвина, кизерита, полигалита, ангидрита, шенита, эпсомита, иногда карналлита и глазерита); кизеритовую (кизерит, галит,

сильвин, иногда карналлит, полигалит, ангидрит); полигалитовую, бишофитовую, эпсомитовую, тахидритовую, галит-эпсомитовую, галит-астрахонит-эпсомитовую.

В группе горных пород, содержащих сульфаты натрия и магния, выделяют мирабилитовую, тенардитовую, глауберитовую и астраханитовую разновидности.

К «содовым» породам относятся троновые, пирсонитовые, трона-галитовые, давсонитовые, нахколитовые, термонатритовые, содовые песчаники. Содовые осадки состоят из десяти- и семиводной соды, троны, термонатрита.

Селитры подразделяются на калиевые и натриевые. Наиболее известная чилийская селитра состоит из нитронатрита, нитрокалита, дарапскита, галита, ангидрита, гипса, тенардита, астраханита, лёвеита и глауберита; нерастворимый остаток (23—54%) представлен кластическим материалом выщелачиваемых пород. Чилийская селитра содержит (в %): галита 8,9—50,4; нитронатрита 8,3—27,1; нитрркалита 1,3—2,5; сульфата натрия до 11,7; сульфата магния до 10,6. В небольших количествах в глинистой селитре отмечаются углекислот, иод (0,03—0,4%), бор (0, п %) и хромсодержащие минералы (лаутарит, дитцеит и тарапакаит).

Алуитовые породы (K_2O 11,2 %; Al_2O_3 37,0%; $ЭО_3$ 38,6 %) — источник глинозема и сульфата калия; *нефелиновые* и *апатит-нефелиновые породы* — источник фосфора, алюминия и других соединений калия и содопродуктов. Например, в нефелиновых сиенитах Боргойского и Боцинского месторождений массовая доля K_2O составляет 6,1—6,4 %, а Кия-Шалтырского — 2—4 %.

Псевдолейцитовые (кальсилитовые) породы заслуживают особого внимания. В кальсилитовых породах Сынырского месторождения массовая доля K_2O составляет 18—20,4%, $АВ_3$ — 22—23%. Кроме кальсилита (K_2O 24,35%; Na_2O 0,44%), слагающего 60—90% породы, в ее состав входит ортоклаз, биотит, эгирин, нефелин и другие минералы.

Глауконитовые породы (массовая доля K_2O 6—9 %) обычно содержат много примесей: кварц, полевые шпаты, глинистые минералы и др. Глауконитовые пески часто вмещают желваки фосфорита и могут добываться попутно с фосфоритами. На Егорьевском и Вятско-Камском фосфоритовых месторождениях содержание глауконита в песках составляет 10—70 %.

К видам жидкого сырья относятся концентрированный рассол (рапа) озер и лагун, морская вода, подземные минерализованные воды. Среди морских вод промышленное значение имеют воды как с нормальной, так и с повышенной минерализацией. В океанической воде содержится (в %): Cl 19,3; SO_4 2,7; HCO_3 0,1; Br 0,07; B 0,004; Na 10,7; Mg 1,3; Ca 0,4; K 0,1.

Подземные воды используются в качестве источников хлористого натрия, йода, брома (йодобромные воды) и других компонентов.

К газообразным видам сырья относится воздух. Состав сухого воздуха следующий (в %): N_2 75,5; O_2 23,1; Ar 1,3; CO_2 0,04; Ne 0,001; He 7-10⁻⁵; Kr 3-10⁻⁴; Xe 3,6-10⁻⁵; в незначительных количествах присутствуют примеси CH_4 , N_2O , H_2 , O_3 и др.

Применение

Калий, хлор, натрий, магний и их разнообразные соединения имеют большое промышленное значение.

Хлористый натрий используется для получения более 1500 продуктов.

С учетом ведущих областей применения различают поваренные соли: пищевую (в СССР 50% производства), кормовую (10%) и техническую (40%) •

Пищевая поваренная соль по способам производства и характеру обработки разделяется на виды: выварочная; молотая (каменная, самосадочная, садовая); немолотая; йодированная. Среди немолотой соли выделяют: комовую («глыба»), дробленку и зерновую («ядро»). Соли дробленка и зерновая выпускаются с диаметром частиц не более 40 мм, глыба — с массой кусков от 3 до 50 кг (примесь мелочи и кусков массой менее 3 кг должна быть не более 10 %).

По химическому составу ГОСТ предусматривает сорта соли: экстра, высший, первый, второй. Массовая доля $NaCl$ в сортах должна быть соответственно не менее (в %): 99,7; 98,4; 97,7 и 97,0; нерастворимых в воде веществ при пересчете на сухое вещество — не более 0,03; 0,16; 0,45 и 0,85. Нормируются массовые доли Ca^{2+} , Mg^{2+} , SC_4^{2-} , Fe_2O_3 , Na_2SO_4 . Например, для сорта экстра они не должны превышать соответственно 0,2; 0,01; 0,16; 0,005 и 0,2%; для второго сорта — 0,65; 0,25; 1,5; 0,01 и 0,5%. Применительно к конкретным месторождениям в ряде случаев ГОСТ предусматривает некоторые исключения. Так, для сорта глыба Нахичеванского месторождения допускается пониженная массовая доля $NaCl$ (но не менее 93 %) и повышенная доля нерастворимых в воде веществ (не более 5 %).

Для выварочной соли западных областей УССР, а также для калийных комбинатов нормируется массовая доля калия (максимально допустимое количество 0,42%). В йодированной соли добавка йодистого калия составляет 25 г/т. В сорт экстра при этом для стабилизации йодистого калия добавляют тиосульфат натрия (250 г/т). Пятипроцентный раствор соли должен иметь «чистосолёный» вкус и не иметь запахов; исключение — йодированная соль, для которой допустим слабый запах йода. Соль экстра должна иметь белый цвет; для других сортов допустимы оттенки: сероватый, желтоватый, розоватый. Для соли большинства месторождений не допускается наличие заметных на глаз посторонних механических примесей (небольшое количество может быть в соли Артемовского и Солотвинского месторождений).

Кормовая поваренная соль имеет три вида: рассыпная, глыба, брикеты. В рассыпной соли массовая доля $NaCl$ должна быть более 93%, доля нерастворимого остатка — не более 5%; цвет соли должен быть белый (допускаются оттенки).

Техническая поваренная соль по способу получения разделяется на выварочную, каменную, озерную и садовую; по способу переработки — на молотую и зерновую. Для предотвращения слеживания соли допускается обработка железистосинеродистым трехводным калием $K_4[Fe(CN)_6] \cdot 3H_2O$ (10—150 г/т).

Стандартный образец каменной соли СЭВ отобран в ПНР на шахте Клодава. Его минеральный состав (в %): галит 97; ангидрит 3. Химический состав (в %): Cl^- 58,68; SO_4^{2-} 2,3; Br^- 0,0064; Na^+ 34,14; Ca^{2+} 0,93; K^+ 0,017.

Техническая соль идет на производство кальцинированной и каустической соды, соляной кислоты, хлористого кальция, хлора, натрия, аммония, цианистого натрия и др. Она применяется в текстильной, лакокрасочной, лесотехнической, фармацевтической, кожевенной, целлюлозно-бумажной и других отраслях промышленности, а также в холодильном деле, в производстве моющих средств, гербицидов, нашатырного спирта и др. Элементарный натрий используют в качестве теплоносителя (в атомных реакторах, в клапанах авиационных двигателей), в качестве активного восстановителя в производстве циркония и других редких металлов. Цианистый натрий используют при извлечении из руд золота. Хлор применяют в производстве инсектицидов, для получения поливинилхлорида (винипласта) и других материалов органической химии.

Соли магния, а также доломит и магнезит используют для получения элементарного магния и его соединений. Большое количество магния извлекают из морской воды. Магний применяют в металлургии (легкие сплавы с алюминием, цинком и марганцем, для авиационной и автомобильной промышленности), в производстве масляных реакторов, масляных насосов и др. Соединения магния применяют в химической, медицинской, резиновой отраслях промышленности. Хлористый магний — известный дефолиант, с помощью которого, например, удаляют листья хлопчатника перед машинной уборкой урожая; магний используют и в производстве цемента Сорреля.

Соединения калия широко применяются в туковой промышленности. Для ряда сельскохозяйственных культур бесхлорные калиевые удобрения существенно полезнее хлорсодержащих. Соединения калия применяют в производстве моющих средств, стекол, спичек, в медицине, для производства химических реактивов. Хромпик $K_2Cr_2O_7$ используют при дублении кож и в производстве красителей, а раствор едкого калия необходим в щелочных аккумуляторах. Цианистый калий применяют при переработке руд золота и серебра, азотировании стали и в других целях. Металлический калий используют в качестве катализатора в производстве синтетического каучука, а совместно с натрием — в качестве теплоносителя в атомных реакторах. Перекись калия идет для регенерации кислорода.

Глауконит применяется в качестве удобрения (калиевого) и для смягчения воды. Установлено, что глауконит необходим для создания питательной среды при выращивании хлореллы как поглотитель ряда токсиантов, в том числе тяжелых металлов, а также для очистки сточных вод на полях фильтрации. Применение глауконита способствует повышению продуктивности рыбохозяйственных водоемов.

Сульфаты и карбонаты натрия используют в стекольной и химической отраслях промышленности, в целлюлозно-бумажном производстве моющих средств, медицинских и пищевых продуктов, в нефтехимии, фото- и кинопроизводстве. Нитраты

или селитры используют в качестве азотных и калиино-азотных удобрений, в производстве черного пороха. Основное количество азотистых соединений получают из азота воздуха, природные селитры используют в небольшой степени.

Йод получают из подземных йодобромных вод (вод нефтяных и газовых месторождений и др.), рапы соляных озер, а также частично из морских водорослей. Применяют йод в химии, металлургии, медицине, фотографии, кинопромышленности, в производстве поляроидного стекла. Йод является катализатором в производстве искусственного каучука. Широко известен йодистый способ производства чистых металлов. Йод необходим в производстве некоторых мощных ламп накаливания, ряда тяжелых жидкостей.

Бром получают из минерализованных вод и карналлита, а также из морской соды. Бром используют для получения лекарств (успокаивающих и наркотических средств, антибиотиков, лекарств для лечения больных эпилепсией, язвенной болезнью и др.), для изготовления красителей, фотоматериалов, реактивов, инсектицидов, антидетонаторов, тяжелых жидкостей для разделения минералов и обогащения руд. К таким жидкостям относятся бромформ $CHBr_3$ (плотность 2,89), четырехбромистый ацетилен $C_2H_2Br_4$ (плотность 2,97), растворы SnI_4 и $AsBr_3$ (плотность 3,7). Бромистый литий используется при кондиционировании воздуха, обезвоживании минеральных масел, в холодильной технике. Бромистый натрий добавляют в дубильные растворы.

Экономические сведения

По данным Горного бюро США, добыча $NaCl$ в 1983 г. составила около 170 млн. т: США 22,3; ФРГ 10,4; Великобритания 7,7; Франция 7,1; Австралия 6; Мексика 5,5; Индия 4,7; Бразилия 3,8; Испания 3,4; Турция 1,4; Япония 1,2; Пакистан 0,8; Австрия 0,5.

Большое количество поваренной соли получают в социалистических странах. Ведущее место в производстве соли занимает СССР. В СССР 66 % хлористого натрия получают из твердой горной породы — каменной соли, 32 % — из озерной садочной соли, остальное количество — из естественных рассолов. В ряде стран большую роль играет поваренная соль, полученная из морской воды. Считается, что из океана добывают треть мирового сырья.

В США в заливе Сан-Франциско сооружены испарительные бассейны с поверхностью около 80 квадратных миль. В них ежегодно осажается 1,2 млн. т поваренной соли. Попутно извлекают Mg , Vg и другие элементы. В Швеции получают соль из морской воды путем вымораживания. В настоящее время около 40 % магния (без учета СССР) получают из вод Мирового океана. В Японии из океанских вод получают и калий.

Стоимость поваренной соли колеблется от 6 до 88 дол./т. Среднее потребление пищевой соли на человека в год составляет 6—9 кг.

Месторождения калийных солей распределены неравномерно. Наиболее крупными запасами калия обладают СССР, ГДР, Канада, ФРГ, США, Израиль, Франция, Испания, Великобритания, Италия и Бразилия. Месторождения калиевых солей известны в Таиланде, Эфиопии, Иордании, ПНР, Лаосе и других странах. Первое место по добыче K_2O занимает СССР, одно из ведущих — ГДР. В 1980 г. в СССР получено 11,4 млн. т K_2O . По данным Горного бюро США, добыча K_2O в 1983 г. составила (в млн. т): Канада

6,2; ФРГ 2,1; США 1,4; Израиль 1,0; Испания 0,7; Великобритания 0,3; Италия 0,14. Мировая добыча в целом составила около 30 млн. т.

Хлористый калий в 1981 г. на мировом рынке стоил 137 дол./т, сульфат калия — 349 дол./т. Цена поташа составляла в 1983 г. 146 дол./т.

Глаукозит добывают в США, Бельгии, Великобритании, Нидерландах, ПНР, Австралии и других странах.

Природная сода (содовые минералы) добывалась в больших количествах в США. Например, в 1978 г. в США было получено 7 млн. т троны и 1 млн. т кальцинированной соды. Мировая потребность в соде оценивается в 24 млн. т. В СССР в 1980 г. получено 4,8 млн. т кальцинированной соды и 2,8 млн. т каустической.

В 1980 г. в мире было произведено, по данным Г. Эрикссена, примерно 70,8 млн. т селитры, в том числе 23,4 млн. т в Чили и Перу.

Условия образования месторождений

Концентрация солеобразующих элементов в месторождения осуществляется различными путями. Эндогенные накопления калия связаны со щелочными магматическими породами (месторождения нефелиновых сиенитов) и гидротермальными образованиями. Кальсилитовые образования следует считать переходными от магматических к гидротермальным, причем на магматическом этапе формируется лейцит и затем на гидротермальном (вероятно, автотермальном) этапе по лейциту развивается кальсилит.

Месторождения алунита связаны с вулканическими комплексами и являются преимущественно гидротермальными вулканогенными. Залежи алунита представлены фациями вторичных кварцитов.

Пустынные приповерхностные селитряники возникают в аридном климате. Подсасывание грунтовых вод к поверхности и их интенсивное испарение приводят к засолению приповерхностного слоя и формированию мелких месторождений калия.

Месторождения селитры возникают при концентрации азотистых соединений. Причинами исходного, накопления азота считают разряды атмосферного электричества (В. Ветцель, Г. Мюллер), органические процессы (С. М. Корневский), вулканические эксгаляции. Например, в условиях Чили и Перу первоначальная концентрация азотистых соединений осуществлялась в горах, затем подземные воды выносили эти соединения в предгорья, где вступал в действие механизм подсасывания вод к поверхности, последующего их испарения и накопления селитры.

Озерные континентальные месторождения солей формировались также в условиях аридного и полуаридного климата. По промышленной значимости Л. М. Гроховский выделяет три группы озер: 1 — полезные компоненты заключены только в жидкой фазе; 2 — под слоем поверхностной рапы имеются отложения солей, пропитанные межкристальной рапой; 3 — основная масса солей сосредоточена в твердой фазе и в межкристальной рапе, пропитывающей пласт солей.

Различают озера рапные, сухие и подпесочные. Рапные озера имеют постоянный слой поверхностной рапы. У сухих озер слой поверхностной рапы появляется периодически, в сухое время года он исчезает («уходит» в донные отложения). У подпесочных озер слой поверхностной рапы отсутствует. Соли таких «озер» часто несут следы карстования. Слой соли, отложившийся в течение сезона (новосадка), может целиком или частично сохраниться и при последующем перекрытии перейти в старосадку. Старосадка, уплотняясь, формирует корневую залежь, которая отделена от вышележащих осадков слоем наносов, предохраняющих ее от растворения.

Концентрация солей в жидкой фазе озер осуществляется как путем испарения воды с поверхности, так и за счет испарения воды в соровых зонах, окружающих озера. В соровых зонах грунтовые воды расположены весьма близко к поверхности и в пустынном климате происходит их интенсивный капиллярный подсос на поверхность с последующим испарением. По мере приближения к озерам в соровых зонах существенно повышается концентрация солей, формируются солончаки, по наличию которых легко отличить соляное озеро от пресного. Нередко существуют целые системы сообщающихся озер, в которых по мере нарастания концентрации рассолов могут выпадать соли различного состава.

По составу рассолов М. Г. Валяшко выделил соляные озера следующих типов: 1) карбонатные (в рассоле присутствуют Na_2CO_3 , NaHCO_3 , Na_2SO_4 , NaCl , MgCO_3 , CaCO_3); 2) сульфатные с двумя подтипами (в сульфатно-натриевом рассоле присутствуют Na_2SO_4 , NaCl , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, MgSO_4 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, CaSCu , в хлормагниевом — NaCl , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, MgSO_4 , MgCl_2 , $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, CaSO_4); 3) хлоридные (в рассоле присутствуют NaCl , MgCl_2 , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, CaSO_4 , CaCl_2). Выпавшие в осадок нерастворившиеся впоследствии соли испытывают преобразования под воздействием ряда факторов (влияние межкристальной рапы, давление более молодых слоев и др.), в том числе четко реагируют на изменения состава и особенностей миграции подземных вод.

В формировании *отложений содовых минералов* большое значение имеет состав горных пород водосборной площади, определяющий состав питающих озера поверхностных и подземных вод. В частности, при формировании мощных отложений содовых минералов существенна роль процессов выщелачивания натрия из эффузивных пород и гранитов. Кроме того, при образовании содовых вод нередко прослеживается связь с вулканическими процессами, способствующими насыщению подземных и поверхностных вод углекислотой.

Связь содовых отложений с вулканизмом наиболее отчетливо проявлена в рифтовых зонах Восточной Африки, что позволяет относить эти формирования к вулканогенно-осадочным. В США во впадине Грин-Ривер (У. Бредли, Х. Югстер и

др.) мощные залежи троны формировались в системе полу-изолированных бассейнов, в питании которых участвовали воды рек, стекавших с Гранитных гор. Кроме того, в районе впадины обнаружено много минеральных термальных источников с повышенной щелочностью.

Определенную роль в формировании состава содовых вод играют также процессы выщелачивания вулканического пепла.

В солеродных морских водоемах простого испарения морской воды недостаточно для образования мощных толщ галита и калийных солей. Гипотеза барров (К. Оксениус) предполагает солеотложение в лагунах, отделенных от океана или моря подводным барьером (барром) при непрерывном поступлении морской воды за счет понижения уровня воды в лагуне в результате испарения. Однако теория барров объясняет формирование сравнительно небольших месторождений. Образование же мощных залежей солей на больших площадях невозможно объяснить лагунными условиями. Кроме того, при формировании подобных месторождений большую роль должны играть тектонические факторы, обуславливающие прогибание зоны солегенеза.

В настоящее время установлено (М. П. Фивег, А. Л. Яншин и др.), что мощные толщи галита формируются в обширных бассейнах на значительных глубинах (первые сотни метров), а в условиях мелководья (десятки метров) образуются толщи калийных солей. Большое значение при этом имеют мелководные промежуточные бассейны, в которых происходит концентрация растворов, поступающих затем в глубоководные солеродные бассейны.

Скорость соленакпления (см в год) высокая: калийные соли 5—10 (А. А. Иванов); галит 11 и полигалит 7 (Э. Фульд). А. Л. Яншин объясняет чистоту каменной соли высокой скоростью ее накопления.

Обобщенная схема порядка солеосаждения следующая: 1) карбонаты кальция и магния; 2) сульфат кальция; 3) галит; 4) калиевые и магниевые соли. При этом процесс может быть незавершенным и остановится на одной из стадий. Например, сформируются лишь гипс-ангидритовые толщи или наряду с ними галитовые, но садки калийно-магниевых солей не произойдет.

Н. С. Курнаков ввел понятие о метаморфизме рапы — выносе из нее иона SO_4^{2-} . Из метаморфизованной рапы на заключительной стадии солегенеза (отложение калийно-магниевых солей) формируются лишь хлориды; из неметаморфизованной рапы на стадии калийно-магниевого галогенеза отлагаются сульфаты и хлориды. Метаморфизм рапы происходит в обширных промежуточных бассейнах под влиянием катионного обмена между морской водой и алюмосиликатными взвесями, а также между карбонатами, привносимыми реками, и магниезальными солями морской воды. Кроме того, на мета-

морфизм рапы влияют привносимые с суши выпадающие в осадок доломит и сульфаты кальция (А. Л. Яншин).

Существует гипотеза образования солей в связи с поступлением из мантии глубинных рассолов (Н. А. Кудрявцев, В. И. Созанский, М. К. Калинин и др.). В соответствии с этой гипотезой, эндогенный хлор формирует соляную кислоту, которая выщелачивает натрий, необходимый для получения галита из горных пород и осадков.

Основные формации

Месторождения солей имеют в основном экзогенное происхождение, хотя определенная роль принадлежит и эндогенным: магматическим и гидротермальным.

Калий- и натриеносная формация щелочных пород (Кия-Шалтырское месторождение в Кемеровской области) разрабатывается в основном как источник алюминия и цементного сырья, содопродукты получают попутно. Формы залежей полезного ископаемого — штоки и линзы; параметры рудных тел изменяются от сотен метров до десятков километров.

Апатит-нефелиновая формация в щелочных породах также служит источником попутного получения соединений калия (поташа) и содопродуктов (охарактеризована в разделе «Фосфор»).

Сыныритовая формация имеет достаточные для промышленного освоения массовые доли калия и алюминия. Тела сыныритов имеют форму линз и труб; мощность их составляет сотни метров, протяженность — километры. Генезис месторождений — магматически-гидротермальный.

Алунитовая формация имеет небольшое значение как источник сульфата калия, извлекаемого попутно с алюминием. Форма рудных тел — штоки и линзы. Распределение алунита в рудах неравномерное (от первых процентов до 100%). Генезис — гидротермально-вулканогенный. Месторождения известны в СССР (Загликское и др.), Мексике, США и других странах.

Бассейноводные месторождения представлены как в целом Мировым океаном, так и морями, заливами и озерами. Поваренную соль и соли магния добывают из различных морей с нормальной соленостью (35 ‰). Пониженная соленость характерна для акваторий, находящихся под влиянием крупных источников пресных вод (например, вблизи впадения рек). Особый интерес представляют зоны морей с водами, в которых резко повышена массовая доля калия (Красное море, Мертвое море).

Из соляных озер (массовая доля солей более 3,5%) добывают донную (в том числе межкристальную) и поверхностную рапу, самосадку, старосадку, разрабатывают корневые залежи. Большинство соляных озер, не имеющих на дне солевых

отложений, имеет небольшую глубину (до 3 м). В таких озерах может осуществляться садка галита, мирабилита и эпсомита. В озерах, заключающих под слоем рапы пласты солей, концентрация солей в рапе выше, чем в озерах без солевых отложений. В этих озерах отлагаются в основном мирабилит и галит; значительно реже встречаются озера с содовыми отложениями.

В «сухих» соляных озерах, в которых рапа появляется в основном в холодное время, среди солевых залежей встречаются пласты галита, астраханита, мирабилита, эпсомита, тенардита и глауберита. Мощности отдельных прослоев солей колеблются от 10 см до 3,5 м.

В соляных озерах, тесно связанных с соляными куполами (оз. Баскунчак и др.), мощность корневых залежей поваренной соли достигает 80 м; в озерах, не связанных с соляными куполами, мощность корневых залежей галита обычно колеблется от долей метра до 7 м.

Среди морских соляных горных пород выделяются формации каменной соли, не включающие промышленных залежей калийных солей и две формации калийных солей.

Формация каменной соли имеет большое промышленное значение. По морфологии залежей выделяют два типа месторождений: пластовые и солянокупольные. Между ними нет резкой границы, так как солянокупольные месторождения возникают за счет преобразования пластовых. Однако в некоторых случаях пласты каменной соли залегают слишком глубоко, разработка их нерентабельна даже методом подземного выщелачивания, а купола, возникшие за счет преобразования этих пластов, располагаются вблизи поверхности. Так, на Соль-Илецком месторождении соляной купол проник на значительное расстояние по вертикали, на нем развился кепрок, гипсы которого также получили промышленное значение наряду с каменной солью купола.

Соляные купола имеют обычно в плане изометричную округлую или эллиптическую форму, их высота и диаметр изменяются от сотен метров до километров. Контакты куполов, как правило, крутопадающие. На глубине купола могут переходить в соляные валы.

Мощность пластовых залежей каменной соли измеряется метрами и десятками метров. Нередко на месторождениях серия пластов каменной соли разделена пластами ангидритов, а также карбонатных и терригенных пород, причем суммарная мощность соляных пластов может достигать многих сотен метров и даже километров.

Промышленное значение могут иметь слои не только каменной соли, но и сульфата кальция (ангидриты, гипсы) и других вмещающих пород.

Примером месторождений данного типа является Славянско-Артемовская группа в Донецкой области.

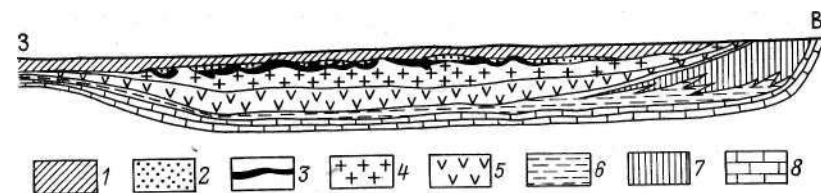


Рис. 5. Схематический геологический разрез Верхнекамского соляного бассейна (по А. А. Иванову):

1–5—кунгурский ярус (1 — покровные гипсоносные глины, мергели, известняки, песчаники; 2 — покровная каменная соль; 3 — калийно-магниевые соли; 4 — подстилающая каменная соль; 5 — глинисто-ангидритовая толща); 6–8 — артинский ярус (6 — глины, известняки, доломиты; 7 — песчаники, мергели, глины и конгломераты; 8 — известняки)

Среди месторождений калийно-магниевых солей выделены две ведущие формации: сульфатная и хлоридная.

Формация сульфатов калия и магния имеет большое промышленное значение. Руды представлены пластовыми и купольными залежами, мощность которых обычно составляет от десятков сантиметров до первых метров, в разрезах может достигать десятков метров. Серии пластов калийно-магниевых солей обычно разделены пластами каменной соли, сульфатов кальция, карбонатных и терригенных пород.

Примерами этой формации являются месторождения Северо-Германского калиево-магниевого бассейна (ГДР, ФРГ, ПНР), Прикаспийского бассейна (СССР), а также Предкарпатские месторождения (СССР).

Формация хлоридов калия и магния развита значительно шире, чем сульфатная, имеет ведущее значение как источник калия. Промышленное значение имеют в первую очередь калийно-магниевые соли, но попутно осуществляется добыча каменной соли и других полезных компонентов. Из карналлита, кроме К и Mg, извлекают Вг. Формация представлена в основном пластовыми залежами (рис. 5), мощность которых достигает первых метров. Пласты карналлита нередко катагенетически замещаются сильвинитами под действием подземных вод. Генезис месторождений данной формации связывается с выделением солей из метаморфизованной рапы.

Месторождения известны в Верхнекамском, Припятском, Среднеазиатском и Непском бассейнах СССР, а также в Саскачеванском бассейне Канады.

Формация содовых минералов представлена залежами пластовой и линзовидной формы: мощность отдельных пластов составляет 0,1–12 м. Слои содовых минералов (троны, шортита, нортупита, пирсолита, гейлюсита, термонатрита, тихита и др.) чередуются со слоями доломитовых мергелей, галита, вулканических туфов, туфопесчаников, глинистых известняков, глинистых сланцев. Генезис наиболее крупных месторождений содовых минералов — вулканогенно-осадочный.

Формация селитры представлена пластообразными залежами мощностью в первые метры. Наиболее известные месторождения пустыни Атакама (Чили) имеют зональные залежи. Верхняя зона каличе (мощность 1,2–3 м) обогащена нитратами и хлоридами; средняя зона костро (мощность 1,2–4,5 м) богата нитратами и сульфатами; нижняя зона чука (мощность 1,2–2,4 м) сложена выветрелыми породами и менее засолена, чем верхние зоны. Месторождение приурочено к грабенообразным структурам и локализовано на склонах холмов, окружающих солончаки (солары) или засоленные бассейны (плайасы). Плато, на которых расположены эти образования, находится на высотах 1000–2000 м над уровнем моря. Породами почвы для высококачественных залежей селитры являются граниты, андезиты, риолиты, туфы, известняки, песчаники и глинистые сланцы.

ИНДУСТРИАЛЬНОЕ И ХИМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

БОР

Общие сведения

Бор — неметалл семейства литофильных элементов. Кларк бора в земной коре, по А. П. Виноградову, $1,2 \cdot 10^{-3}$. Распространенность бора, по расчетам А. Ф. Горбова, следующая (массовые доли в %): ультрамафиты полнокристаллические $6 \cdot 10^{-4}$; серпентиниты апоультрамафитовые $9 \cdot 10^{-3}$; кайнотипные мафиты $7,5 \cdot 10^{-4}$; палеотипные мафиты $3 \cdot 10^{-3}$; диориты-андезиты $1,5 \cdot 10^{-3}$; гранитоиды главных фаз $1,5 \cdot 10^{-3}$; гранитоиды поздних фаз $3,8 \cdot 10^{-3}$; кислые эффузивы $3,5 \cdot 10^{-3}$; глинистые осадки мелководные $1 \cdot 10^{-2}$; глинистые осадки глубоководные $1,65 \cdot 10^{-2}$; глины и глинистые сланцы $1,1 \cdot 10^{-2}$; кварциты $4 \cdot 10^{-3}$; гнейсы и кристаллические сланцы $2 \cdot 10^{-3}$.

Повышена массовая доля в кимберлитах ($18,8 \cdot 10^{-3}$ %) и меймечитах ($7 \cdot 10^{-3}$ %). В эффузивных породах и пирокластах бор концентрируется в основном в стекле. Повышена массовая доля бора в подземных водах вулканически активных районов. Например, на Курильских островах и Камчатке она в среднем составляет $3,1 \cdot 10^{-3}$ %, на Японских островах — $3,4 \cdot 10^{-3}$ %, а в ряде случаев бывает и значительно выше, например, в источнике Салфер Бэнк (США) — $6,53 \cdot 10^{-2}$ %. Повышена массовая доля бора и в нефтяных водах, а также в водах некоторых артезианских бассейнов и водах, циркулирующих в толщах ангидритов. Например, в водах грязевых вулканов Керченского полуострова массовая доля бора составляет $5,7 \cdot 10^{-2}$ %. Установлена концентрация бора в фосфоритах ($1,3 \cdot 10^{-2}$ %) и марганцевых конкрециях дна океана ($1,1 \cdot 10^{-2}$ %).

С.М.Александров и В.Л.Барсуков установили, что в скарновых месторождениях бор тесно ассоциирует с оловом (парагенезис — норденшильдит, гулсит, малайит), при этом олово

входит в состав ряда борных минералов (людвигит и др.). Известна в скарнах и ассоциация бора с железом (людвигит и магнетит).

В природе имеются два стабильных изотопа бора: ^{10}B и ^{11}B . Изотоп ^{11}B , по данным Ю. П. Шергиной, более подвижен в геохимических процессах. Среднее соотношение $^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$ для земной коры близко к 4,05.

Бор хорошо сорбируется глинами, особенно бентонитовыми. Минералами-борафилами (концентраторами бора) являются слюды, везувиан, хондродит, гумит, хлорит, серпентин, гидроксиды Fe и Mn и др.

В природе бор представлен в основном оксидными соединениями. Известно около 160 минералов бора, но основное промышленное значение имеют следующие:

Боросиликаты Ca

датолит $\text{CaB}(\text{OH})\text{SiO}_4$

Бораты Mg, Ca, Na, K

суанит $\text{Mg}_3\text{B}_3\text{O}_8$
 котоит $\text{Mg}_3(\text{B}^{\text{H}}\text{O}_3)_2$
 людвигит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{+2})_2\text{Fe}^{+3}[\text{B}_3\text{O}_6]_2$
 ашарит (ссайбелиит) $\text{Mg}_3\text{OH}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})]$
 преображенскит $\text{Mg}_3\text{B}_3\text{O}_8(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 калиборит $\text{KMg}_2[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_2][\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 борацит $\text{Mg}_3[\text{Cl}]\text{B}_3\text{O}_8$
 данбуриит $\text{CaB}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
 пандермит $\text{Ca}_2(\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_7)$
 колеманит $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 улексит $\text{NaCa}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 бура $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
 тинкаконит $\text{Na}_2[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 кернит $\text{Na}[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_3] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 гидроборацит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 иньоит $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_2] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Меньшее практическое значение имеют (или не используются в промышленности, но имеют доказанное промышленное значение) следующие минералы:

Бораты

индерборит $\text{CaMg}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_5]_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 сассолин $\text{H}_3[\text{B}_3\text{O}_6]$
 мейергофферит $\text{Ca}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_5] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 проверит $\text{NaCa}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 курнаковит $\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 индерит $\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_5] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
 аксаит $\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 джшпорит $\text{Ca}_2[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_4][\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4]_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
 сульфоборит $\text{Mg}_2[\text{B}(\text{OH})_4][\text{SO}_4(\text{GH})\text{F}]$
 ривадавит $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4]_2 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
 пинноит $\text{Mg}[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4]$
 терчит $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4] \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
 галургит $\text{Mg}_2[\text{B}_4\text{O}_7(\text{OH})_2]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
 боркарит $\text{MgCa}_2[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_4][\text{CO}_3]_2$
 вонсенит $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{Fe}^{+3}[\text{B}_3\text{O}_6]_2$
 сахаит $\text{Ca}_{12}\text{Mg}_4(\text{CO}_3)_4(\text{B}_3\text{O}_6) \text{Cl}(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 курчатовит $\text{CaMgB}_6\text{O}_{11}$
 хильгардит $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_6(\text{OH})_2]\text{Cl}$

	<i>Боросиликаты</i>
сирлезит $\text{Na}[\text{BSi}_2\text{O}_5(\text{OH})_2]$	говлит $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{Si}_2\text{O}_{10}(\text{OH})_6]$
	<i>Боралюмосиликат</i>
турмалин $(\text{Na}, \text{Ca})(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn})_3\text{Al}_6(\text{B}_3)_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_4]$	
	<i>Гидроксофторборат</i>
флюобарит $\text{Mg}_3[\text{B}_3\text{O}_6](\text{F}, \text{OH})_3$	

Виды сырья

Среди видов борного сырья выделяются следующие группы: 1) бораты; 2) боросиликаты и боралюмосиликаты; 3) поверхностные и подземные бороносные воды. Среди группы боратов выделяются простые (собственно борные) руды и комплексные. К последним относятся бор-железородные, бор-полиметаллические и другие разности. Среди собственно борных руд в СССР выделяют богатые (более 12 % B_2O_3) и бедные (от первых процентов до 12% B_2O_3). Группы боросиликатов и боралюмосиликатов можно разделить на подгруппы с относительно простой технологией переработки концентратов (датолитовые руды) и руды со сложной переработкой концентратов (людвигитовые, данбуриновые, турмалиновые руды). К поверхностным бороносным водам относится рапа бороносных озер (типа оз. Сирл в США), а к подземным — воды районов современного и недавнего вулканизма и воды нефтяных месторождений.

Обогащение борных руд осуществляется различными методами, в том числе нейтронно-абсорбционной сепарацией, разделением в тяжелых суспензиях, магнитной сепарацией, а в некоторых случаях также и методами окатки, оттирки, промывки, классификации, отсадки и избирательным выщелачиванием. При химической переработке руды разделяются на водорастворимые (сассолин, бораты щелочных металлов), кислотощелочеразложимые (прочие бораты). Боросиликаты разделяют на кислоторазложимые (датолит и др.) и кислотонеразложимые (данбурит, турмалин, аксинит и др.).

Применение

Бор и его соединения используют более чем в 100 отраслях промышленности и сельского хозяйства, что связано с такими свойствами бора, как способность поглощать нейтроны (^{10}B) и повышать урожайность и морозостойкость сельскохозяйственных культур, высокая температура плавления (свыше 2000 °С), высокая твердость ряда соединений бора, флюсующая способность его соединений, а также дезинфекционные и другие ценные свойства.

Бор применяется в производстве твердых сплавов: карбида (B_4C)_n, нитридов (с термостойкостью до 3500 °С) и др. Эль-

бор сохраняет рабочие качества до 1300 °С и отличается высокой износостойкостью, боразон — до 2000 °С, алмаз (для сравнения) — до 800 °С.

В стекольной промышленности бор используют с целью получения жаропрочного высокотвердого стекла, стекла с пониженным коэффициентом термического расширения и повышенной прочностью. Применяют бор и в производстве стеклянного волокна, в производстве керамических изделий, эмалей и глазурей. Пропитывание соединениями бора некоторых керамических изделий придает им водонепроницаемость.

В металлургии ферробор используют для повышения глубины закалки сталей (до 30%), увеличения ударной вязкости, особенно при низких температурах (хромомарганцевобористая сталь), облегчения обработки изделий. Присадка к стали 0,002 % бора равнозначна добавке 0,3 % Мп, 0,35 % Мо, 0,5 % Ст, 2 % №. Целый ряд сплавов бора с цирконием, танталом, вольфрамом, алюминием, литием, медью, кобальтом, марганцем, хромом используют для турбин реактивных двигателей, лопастей пропеллеров и других изделий. Диборид гафния ШВ_2 плавится лишь при 3250 °С. Исключительной химической стойкостью отличается борид тантала TaB_2 , он не разрушается даже от кипящей царской водки. Так называемый «белый графит» BN используют в качестве твердой смазки, выдерживающей высокие температуры. Бор необходим при выплавке и рафинировании золота, серебра, меди и стали. Он может заменять плавиковый шпат при кислородно-конверторном производстве стали. Бура используется при пайке и сварке металла. В США из кристаллического бора и синтетических смол были построены корпуса ракет.

Высокой удельной теплотой сгорания отличаются борородные соединения — бораны. Гидриды и нитриды бора снижают детонацию обычного горючего (например, газolina). Бор применяют в производстве гибких пластмасс, используемых в авиационной промышленности, термостойких и антикоррозийных красок, некоторых сортов бумаги (особо прочной и негорючей бумаги, пропитанной боратом аммония).

Применение бора в качестве микроудобрения позволяет повысить урожайность и морозостойкость растений. В медицине используют дезинфекционные свойства соединений бора.

В связи с тем что ^{10}B имеет мало конкурентов по величине сечения захвата тепловых нейтронов, он применяется в атомной промышленности. Эта его способность учитывается и для защиты от нейтронного излучения. Борные счетчики нейтронов широко распространены.

Бор применяют также в кожевенной, консервной, клеевой, текстильной, мыловаренной и других отраслях промышленности, а также для синтеза турмалина.

В СССР основными видами используемых промышленностью борных руд являются боратовые, датолитовые и данбуриновые.

Требования промышленности к качеству сырья. Массовая доля компонентов в боратовых рудах (в %): B_2O_3 не менее 12; влага не более 20. Размер кусков, не более 500 мм, средняя массовая доля B_2O_3 в руде, отгружаемой потребителю, должна быть не менее 18 %. Массовые доли компонентов в датолитовом концентрате первого и второго сортов соответственно (в %): B_2O_3 не менее 16,5 и 15,7; $CaCO_3$ не более 14 и 16; кислоторастворимого Fe в пересчете на Fe_2O_3 не более 2,5 и 3; влаги не более 2. Нормируется также характер помола (остаток на сите). Для данбуритового концентрата, используемого в производстве эмалей, массовая доля B_2O_3 должна составлять не менее 20%, оксидов Fe — не более 3,5%, оксидов кальция — не более 30%, влаги — не более 4 % • Используемая в производстве электровакуумного стекла безводная бура должна иметь массовую долю тетрабората натрия не менее 95%, а сульфатов в пересчете на SO_4 — не более 0,4 %. Борный ангидрид, применяемый в том же производстве, должен содержать не более 0,02 % хлоридов в пересчете на Cl, не более 0,02 % сульфатов в пересчете на SO_4 , не более 0,02% железа, не более 0,02 % тяжелых металлов группы свинца.

Экономические сведения

Месторождения бора, особенно крупные, распределены весьма неравномерно. Среди развитых капиталистических и развивающихся стран наиболее богаты бором Турция и США. Имеются значительные запасы борного сырья также в Аргентине, Перу, Чили. Разработка месторождений бора ведется в СССР, КНР, КНДР и других странах.

По данным М. Кужварта, в 1980 г. добыча боратов в капиталистических странах составила (в тыс. т): США 1401; Турция 900; Аргентина 138; Чили 3,3.

Стоимость борной кислоты в США колеблется в последние годы от 540 до 1100 дол/т.

Условия образования месторождений

Месторождения бора возникают в эндогенных и экзогенных условиях. Среди эндогенных месторождений ведущая роль принадлежит скарновым, при этом промышленные концентрации бора известны как в известковых, так и в магнезиальных скарнах. *Известковые борсодержащие скарны* развиваются как по чистым известнякам, так и по известнякам с прослоями глинистых и кремнистых сланцев. На Дальнегорском месторождении образование скарнов связано с интрузией калиевых гранитов и комплекса даек шонкинитов, эссексит-диабазов, трахиандезитов, монзонитов и других пород. И. Н. Говоров связывает возникновение этого комплекса с тектоно-магматической активизацией территории под воздействием формирования глубоководных впадин Японского и Охотского морей. Борная минерализация в рассматриваемой формации может развиваться также в скарноидах и карбонатно-кремнистых породах.

Месторождения бора в известковых скарнах формируются в условиях малых и средних глубин в пределах краевых вулканических пропоясов.

На низкотемпературной стадии минералообразования, по Е. Ф. Мельницкой, геденбергит и частично волластонит подвергаются замещению гизенгеритом; одновременно возникают

кварц, кальцит, реже опал. Этот процесс ухудшает технологические качества руды.

Месторождения бора в *магнезиальных скарнах* формируются как в абиссальных, так и в гипабиссальных условиях. Существуют различные взгляды на условия образования магнезиально-скарновых месторождений.

Осадочно-метаморфический генезис борных месторождений этого типа (например, бор-железорудных месторождений Центральной Швеции) предполагает, что концентрацию бора обусловили особенности седиментогенеза исходных осадочных пород, в том числе палеогеографическая обстановка эпохи осадконакопления (Д. П. Сердюченко, А. В. Глебов, В. А. Павлов и др.). Ряд геологов (Н. Г. Судовиков и др.) связывают формирование бор-железорудных месторождений Алдана с ультраметаморфизмом, приведшим к перемещению из глубинных зон бора и железа, находящихся ранее в рассеянном состоянии.

Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев и другие исследователи относят формирование скоплений бора в магнезиальных скарнах к скарновому процессу. При этом на магматическом этапе формирования магнезиальных скарнов возникают форстерит, диопсид, энстатит, шпинель, периклаз, монтичеллит и фассоит, а на постмагматическом образуются борные минералы — людовигит, вонсенит, котоит, суанит, ссайбелеит (сначала таблитчатый, затем волокнистый), которым сопутствуют гумит, серпентин, тальк, брусит и паргасит. Гипабиссальные магнезиальные скарны могут замещаться известковыми с такими борными минералами, как вонсенит, харкерит, сахаит, флюоборит, курчатовит и суанит, а также с неборными минералами — везувианом, волластонитом, андрадитом, эпидотом, салит-авгитом, иногда сфалеритом. К гидротермальным образованиям нередко относят турмалин. Повышенное количество турмалина характерно для зон, примыкающих к скарновым залежам борного сырья. В этом случае гидротермальный генезис турмалина не вызывает сомнений. Но нередко достаточно крупные скопления турмалина отмечаются в метаморфических толщах. Такие скопления турмалина следует относить к осадочно-метаморфическим образованиям.

К явно гидротермальным образованиям, имеющим промышленное, но ограниченное значение, относятся бороносные соффиони и фумаролы, связанные с вулканической деятельностью (например, в Италии).

Экзогенно-эндогенные месторождения бора связаны с современной или сравнительно недавно угасшей вулканической деятельностью. Наиболее благоприятны кислые и средние вулканы, особенно контрастные серии вулканических пород. Накоплению боратов способствуют аридный климат, наличие депрессий, пригодных для накопления бороносных отложений или формирования бороносных озер. Источником бора в данной серии месторождений являются рапа озер и твердые озер-

Минералы	Стадии галогенеза					
	доломит-гипсовая (ангидритовая)	гали-товая	сульфатно-магнезиевая	сульфи-нитовая	карнал-литовая	бишофитовая
БОРАТЫ						
Люнебургит						
Кургантаит						
Гидроборацит						
Калиборит						
Преобрасенсенскит						
Борацит						
Хальгардит						
Ашарит						
СОЛИ						
МОРСКОЙ ВОДЫ						
Гипс						
Полигалит						
Галит						
Сульфаты магнезия						
Сильвин						
Карналлит						
Бишофит						
Бораты						

Рис. 6. Последовательность отложения боратов (по Я. Я. Яржемскому) и основных солей морских вод (по М. Г. Валяшко)

ные отложения, как «свежие», так и перекрытые более поздними образованиями.

Экзогенные месторождения бора формируются в условиях аридного климата и тесно связаны с конечными стадиями галогенеза — отложением калийно-магнезиевых солей. Формирование последних требует высокой концентрации морской воды: до концентрированного рассола — рапы. Бораты приурочены преимущественно к сульфатным солям калия и магния, в основном к кизерит-карналлит-бишофитовым зонам (рис. 6). С. М. Кореневский полагает, что выпадение боратов происходит при концентрировании рапы до стадии эвтоники. Он также относит сульфатно-магнезиевые соли к «основным осадителям бора». Отсутствие промышленной бороносности на некоторых месторождениях сульфатного типа С. М. Кореневский объясняет высокой глинистостью разреза и сорбцией бора глинами, а также отсутствием дополнительных порций бора как продукта вулканической деятельности.

В морских водах содержится бора около 6 мг/л, а в водах глубинного происхождения — до 900 мг/л, поэтому возможно,

что глубинные воды служат источником бора в озерных континентальных бассейнах (А. А. Озол). Возможно также, что рапа солеродных бассейнов обогащена бором за счет вулканических эксгаляций (Я. Я. Яржемский и С. М. Кореневский). Кроме того, дополнительным источником бора могут быть поверхностные и подземные воды, поступающие в солеродные бассейны.

Бор способен накапливаться в кепроках соляных куполов. При этом в гипсовой зоне кепроков формируются как остаточные, так частично и инфильтрационные залежи боратов. Повышение концентрации бора в кепроках осуществляется за счет более интенсивного выноса и растворения калийно-магнезиевых сульфатных и хлоридных солей и галита. В зоне гипсов, примыкающей сверху к соляному зеркалу, формируются ашарит и улесит за счет калиборита, улесит — за счет хильгардита, преобразенскита и, вероятно, борацита, а также частично ашарит — за счет гидроборацита, иньоит — за счет преобразенскита.

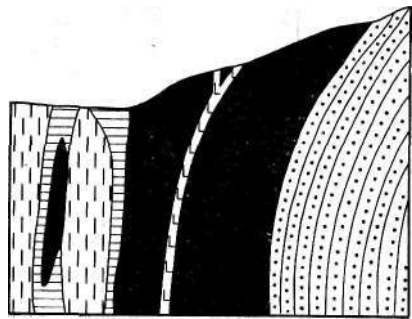
Ашарит-улеситовые руды под воздействием вод, насыщенных сульфатом кальция, углекислотой и другими компонентами, замещаются полиборитовыми рудами, состоящими из иньоита, колеманита и гидроборацита. Происходит также карбонатизация ашаритовых тел (формирование карбонатных «рубашек»), при этом мелкие залежи могут полностью карбонатизироваться. Развиваются и процессы огипсования, а местами и силификация ашаритовых руд. При этих процессах бор может рассеиваться, сорбироваться глинами, а также выноситься в рапу бессточных озер и частично, благодаря процессам интенсивного поверхностного испарения, переходить в покровные суглинки, формируя бедные бороносные эвапориты (аналогичные калийным селитренникам пустынь). В гипсоносных борсодержащих суглинках, по данным В. М. Колесниковой, бор формирует улесит и иньоит.

Основные формации

Среди промышленных месторождений бора известны эндогенные (скарновые и гидротермальные), экзогенные (выветривания и осадочные), эндогенно-экзогенные (вулканогенно-осадочные). Заслуживают внимания также концентрации бора в подземных водах.

К скарновым месторождениям бора относятся месторождения как в известковых, так и в магнезиальных скарнах.

Данбурит-датолитовая формация в известковых скарнах имеет большое значение. Форма рудных тел — пласто- и линзообразная (рис. 7). Протяженность рудных тел изменяется от сотен метров до первых километров, мощность — от десятков до сотен метров. Массовая доля V_2O_3 составляет 6—12%. Распределение бора сравнительно равномерное. Руды требуют обогащения. В состав руд входят датолит и данбурит, а также пирок-



III E]2

Рис. 7. Схематический геологический разрез месторождения бора (по В. М. Шербинину):

1 — кремнистые сланцы и песчаники; 2 — песчаники, алевролиты и сланцы; 3 — дайка диабазовых порфиритов; 4 — гранатовые скарны, безрудные; 5 — волластонит-гранат-пироксеновые датолитсодержащие скарны

синитом. По песчано-сланцевым породам развиваются в основном аксинитоносные эпидот-гроссуляровые скарны.

Людвигит-магнетитовая формация абиссальной фации в магнезиальных скарнах представлена в основном мелкими и средними месторождениями. Форма рудных тел — линзовидная и пластообразная. Протяженность рудных тел — сотни метров, мощность — десятки метров. Месторождения комплексные и представляют интерес как источник железа и бора. Массовая доля B_2O_3 составляет 4—20%. Среди ведущих извлекаемых минералов установлены магнетит, людвигит или вонсенит и замещающий два последних — ашарит (эндогенный ашарит нередко называют ссайбелиитом), иногда отмечают суанит, флюоборит, варвикит, сингалит, турмалин. Массовые доли полезных минералов непостоянны. Нередко существенно преобладает магнетит.

Среди скарновых минералов встречены форстерит, шпинель, фассаит, плагиоклазы, а также более низкотемпературные флогопит, паргасит, амезит, гумит, серпентин. Широко развиты процессы гранитизации, с которыми, вероятно, связано формирование аляскитовых гранитов. На месторождениях установлена зональность: алюмосиликатная порода (гранит, мигматит, гнейс) — кжолоскарновый пироксен-плагиоклазовая порода — шпинель-мшироксеновый скарн — форстеритовый скарн — кальцифир — доломитовый мрамор. Борное оруденение развито в скарнах, кальцифирах и мраморах. Месторождения известны в СССР (Таежное), Швеции и КНР.

сен, гранат, волластонит, кальцит, аксинит, кварц, эпидот, везувиан, мангангизингерит и другие минералы. Промышленное значение (как попутный компонент) может получить волластонит.

Вмещающими породами служат безрудные скарны, скарноиды, роговики, известняки, известняки с прослоями глинистых и кремнистых сланцев, песчано-сланцевые породы. По известнякам развиваются обычно датолитоносные мангангеденбергитовые, андрадитовые и волластонитовые скарны с небольшим количеством данбурита и аксинита. По известнякам с прослоями глинистых и кремнистых сланцев формируются гранат-данбурит-пироксеновые скарны, местами с ак-

Ссайбелиит-суанитовая формация абиссальной фации в магнезиальных скарнах представлена месторождениями разного масштаба (от мелких до крупных). Форма рудных тел — линзо- и пластообразная. Часто встречаются группы рудных тел. Протяженность рудных тел колеблется от десятков до сотен метров, мощность 10—150 м. Массовая доля B_2O_3 изменяется от первых процентов до 15% и более. Бороносны скарны форстеритовой зоны и замещающие их серпентиниты. Непромышленная бороносность устанавливается, как правило, в энстатитовых скарнах и кальцифирах. Для одного из месторождений КНР Л. И. Шабинин приводит следующую зональность: мигматит — флогопитовый скарн — тремолит-актинолитовая порода — серпентиновая порода с боратами и флогопитом.

Наряду с суанитом, среди боратов определен ссайбелиит, который иногда преобладает. Ссайбелиит развивается обычно по более раннему суаниту, в ряде случаев — по бруситу и магнетиту.

Людвигит-суанит-котоитовая гипабиссальная формация в магнезиальных скарнах представлена мелкими и средними месторождениями. Форма рудных тел — линзо-, пласто-, столбово- и гнездообразная. Массовая доля B_2O_3 составляет 5—15%. Оруденение нередко приурочено к мраморам и кальцифирам, обрамляющим скарны. Борные минералы представлены иногда флюоборитом, варвикитом, серендибитом, турмалином, датолитом, аксинитом, харкеритом, боркаритом. Руды бывают комплексными. Например, на месторождении Хольтон в КНДР кроме бора установлены медь, висмут, золото. Оруденение на этом месторождении развито в клиногумитовых кальцифирах.

Курчатовит-сахайтовская формация в известковых скарнах, развившихся по магнезиальным, имеет небольшое значение. Форма рудных тел — линзы, протяженность рудных тел — сотни метров, мощность изменяется от единиц до десятков метров. Массовая доля B_2O_3 составляет 5—16%. Наряду с курчатовитом и сахайтом в рудах установлены людвигит, флюоборит, котоит, суанит и ссайбелиит, т. е. борные минералы магнезиальных скарнов. На месторождении Солонго (СССР) известны обычные (не по магнезиальным скарнам) известковые скарны и скарноиды с датолитом. Иногда руды формации содержат цинк и другие полезные компоненты.

К гидротермальным образованиям относится формация *бороносных термальных вод*. Из таких вод извлекается бор в Италии. Во многих районах с современной вулканической деятельностью имеются большие запасы подобных вод. Р. Н. Шувалов ставит вопрос о целесообразности извлечения бора из гидротермальных вод Камчатки, в которых массовая доля бора достигает 405 мг/л. По данным К. Е. Питьевой, массовая доля бора в водах регионов с современной деятельностью грязевых вулканов достигает нескольких граммов на литр.

К гидротермальным относятся и *формации турмалиноносных месторождений олова, вольфрама, золота, полиметаллов, меди.* Несмотря на значительные запасы, турмалин из данных месторождений пока не извлекается.

Формация бороносной рапы озер в районах недавно угасшего или современного вулканизма имеет большое значение как источник не только бора, но и лития, калия, вольфрама и других элементов. Бороносные озера (например, оз. Сирлс в США) выполнены в значительной мере осадками, состоящими из песчано-глинистых образований, пластов троны и галита, а также ганксита $\text{KNa}_2[\text{Cl}](\text{CO}_3)_2$ (SCUbl- Среди соленосных отложений установлены буркеит, мирабилит, тенардит, глазерит и норгупит, а также минералы бора — бура, тинкалконит, сирлезит, типлест и улесит. В межкристалльном пространстве соляных тел находится рапа, занимающая от 30 до 50 % объема осадков. Эта рапа и является объектом добычи. Массовая доля полезных компонентов в рапе (в г/кг): литий 90; вольфрам 56; мышьяк 150; фосфор 300. На этом месторождении запасы боратов составляют около 100 млн. т, Li_2O около 80 тыс. т, W_2O_3 около 77 тыс. т. Аналогичные рапные озера известны и в других странах (например, в Чили).

Формация бороносных осадков современных бессточных соляных озер (саларов) и твердых отложений бороносных источников в районах современного или недавно угасшего вулканизма имеет большое значение и распространена шире формации бороносной рапы. Форма залежей — пласты и линзы (рис. 8). Борная минерализация представлена улеситом, колеманитом, иньоитом, бурой, кернитом, ривадавитом, курнаковитом, индеритом, пинноитом, гидроборацитом, хунжаоитом, макалестеритом. Нередко наряду с твердыми боратами в пределах саларов отмечается бороносная и литиеносная рапа, т. е. имеются месторождения переходного типа, например салар Атакама в Чили (площадь около 3000 км²). В твердой части отложений салара находятся сассолин, мирабилит, галит, а в рапе установлено (в г/кг): бор 0,7—0,8; литий 1,7; калий 20; рубидий 26; натрий 135. Запасы только лития здесь достигают 1,2 млн. т.

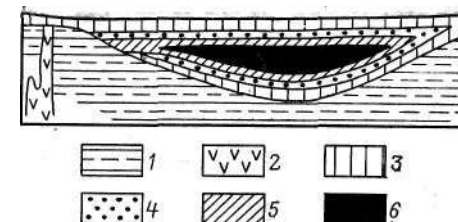
Месторождения известны в Аргентине (Тинкалайя, Грандес), США, КНР, Индии, Иране, Перу (салар Салинас). В саларах Южной Америки улеситовые образования развиты на краях саларов, затем следует зона буры, а в пониженных участках саларов — галит. Примером формации в Аргентине являются месторождения Тинкалайя и Грандес.

Разновидностью формации являются и селитроносные солары Южной Америки, главным объектом разработки которых служит селитра NaNO_3 , а бор извлекается попутно.

Формация бороносных озерных вулканогенно-глинистых отложений имеет большое значение. Форма залежей — пласты и линзы. Диаметр рудных тел колеблется от сотен метров до первых километров, мощность — от 1 м до десятков метров. Встре-

Рис. 8. Схематический геологический разрез месторождения бора Кырка в Турции (по К. Инану и др.):

У — породы фундамента; 2 — экструживное тело; 3 — известняки; 4—6 — зоны развития боратов (4 — кальциевых, 5 — натрий-кальциевых, 6 — натриевых)



чаются как сложные залежи борных минералов, так и желваки боратов в глинах преимущественно монтмориллонитового состава. Массовая доля B_2O_3 составляет 10—50%. Борные минералы представлены бурой, кернитом, тинкалконитом, колеманитом, улеситом, пандермитом, пробертитом, джиноритом, курнаковитом, реже встречаются иньоит, мейергофферит, индерборит, ивлит, сирлезит. Месторождения приурочены в основном к отложениям плиоцена и олигоцена. Залежи боратов часто пережираты более поздними отложениями.

Наиболее крупным месторождением рассматриваемой формации является Кырка-Сарийа (Турция). Рудное тело внизу сложено кернитом, вверху — бурой; в борных рудах содержится в среднем 27 % B_2O_3 (местами до 42 %); запасы боратов достигают 500 млн. т. В рудах содержится (в г/т): As до 3700; Sr до 18000; Zn до 118; Si до 28. Улесит обрамляет сверху и снизу залежь кернита и буры.

Крупными месторождениями являются Крамер (США), Тинкалайя (Аргентина), Султан-Чаир (Турция). На разных месторождениях преобладают разные бораты: на месторождении Султан-Чаир — говлит и пандермит, на месторождении Фернис-Крик (США) — улесит и колеманит.

Формация бороносных калийно-магниевых солей имеет сравнительно небольшое значение. Форма рудных тел — пластовая, линзовидная. Бораты образуют вкрапленность и желваки. Средняя массовая доля B_2O_3 составляет 1—5%. Запасы месторождений могут быть велики, так как протяженность залежей колеблется от сотен до первых тысяч метров, а мощность — от 1 до 50 м. Минералы бора представлены преобразенскитом, калиборитом, борацитом, джиноритом, хильгардитом, ашаритом, галургитом, аксаитом, пинноитом, сульфоборитом. Как правило, они добываются попутно с солями калия и магния. Месторождения известны в Северо-Германском и Прикаспийском бассейнах. Поскольку Прикаспийская впадина содержит соли, погребенные под очень мощной толщей поздних осадков, то существенное значение здесь имеют солянокупольные структуры, выносящие соленосные отложения к поверхности.

Формация бороносных кепроков имеет существенное значение. Форма рудных тел — пласты, линзы, гнезда. Массовая доля B_2O_3 изменяется от первых процентов (обычно 6—7 %) до 25 %. Руды с массовой долей B_2O_3 менее 12 % относятся к бедным.

Промышленными бортами являются ашарит (гидроашарит¹), колеманит, улексит, гидроборатит, пандермит, иногда преобразованный, боратит. Вмещающие породы — гипсы, глинисто-гипсовые и карбонатно-гипсовые образования и глины. Убогая борная минерализация известна среди покровных суглинков. Отмечается связь залежей боратов в кепроках с зонами обогащения боратами первичных калийно-магниевого солей. Залежи нередко имеют горизонтальное или пологое залегание, мощность их составляет 0,3—25 м.

В СССР известны месторождения Индер и Сатимола.

Формация бороносных нефтяных вод как источник бора пока имеет потенциальное значение, хотя в этих водах иногда устанавливаются высокие концентрации боратов (в грязевых вулканах).

СЕЛЕН

Распространенность селена в земной коре следующая (в %): ультрамафиты, мафиты, мезиты и окситы — по $5 \cdot 10^{-6}$; осадочные породы $6-10^{-5}$; кларк $5-10^{-6}$. Селен нередко ассоциирует с S, Te, Au, Ag. Несмотря на то что селен является сильным ядом, в тканях многих живых существ его массовая доля колеблется от 0,01 до 1 мг/кг. Установлено, что селен концентрируется в сетчатке глаз. Например, у человека его в сетчатке 7 мкг, а у орлов 780 мкг. Селен влияет на защитные свойства некоторых организмов при лучевом поражении. Избыток селена в почве приводит к заболеванию скота — алколоизму, при котором выпадает шерсть, деформируются рога и копыта. Отмечается повышенная массовая доля селена у мухоморов. В природе самым распространенным изотопом селена является ⁷⁸Se, менее развиты ⁷⁴Se, ⁷⁶Se, ⁷⁷Se, ⁷⁸Se, ⁸⁰Se. Изотоп ⁷⁵Se радиоактивен.

Среди минералов Se чаще других встречаются клаусталит PbSe, клокманит CuSe, ашавалит FeSe и феррисилит. Наиболее обогащены селеном *сульфидные руды медных и полиметаллических месторождений*, из которых он и извлекается.

Селен используют в полупроводниковой технике, стекольной промышленности (осветлитель, а также краситель при получении рубинового стекла), металлургии (получение стали с мелкозернистой структурой, легирующие добавки в цветной металлургии). Селен находят применение в производстве экспонометров, в солнечных батареях, электрографии, ветеринарии (лечение эксудативного диатеза у цыплят), экспериментальной зоологии, в нефтеперерабатывающей промышленности (катализатор), при производстве термпар, эмалей, красок.

Селен технической марки СТО применяется в химической и фармацевтической промышленности, СТ 1 и СТ 2 — в стекольной и химической, в том числе для получения селена высокой чистоты (марки СВЧ-1 и СВЧ-2). Минимальная массовая доля селена в концентратах составляет (в %) • СТО 99,5; СТ 1 99; СТ 2 97,5. Для этих марок нормируется содержание вредных

Таблица G. Требования промышленности к качеству селенового сырья

Марка сырья	Максимально допустимая массовая доля (в %)						
	Fe	Si	Pb	Hg	Te	As	S
СТ 0	0,005	0,002	0,002	0,001	0,05	0,003	0,005
СТ 1	0,01	0,005	0,005	0,005	0,1	0,005	0,02
СТ 2	0,5	0,5	0,05	0,05	0,5	0,5	0,5

примесей (табл. 6). Для селена высокой чистоты нормируются максимально допустимые массовые доли Al, Bi, Fe, Si, Cd, Co, Mg, Mn, As, Ni, Hg, Ag, Pb, Sb, Te и сульфидной серы. Например, массовая доля (в %) Mg для марок СВЧ-1 и СВЧ-2 составляет соответственно $5-10^{-5}$ и $1-10^{-6}$; Ni $5-10^{-3}$ и $2-10^{-4}$; Pb $1-10^{-4}$ и $2-10^{-4}$.

Производство селена в развитых капиталистических и развивающихся странах — около 1 тыс. т ежегодно. Ведущими странами являются Япония и Канада, в меньшем количестве селен извлекают США, Бельгия, Замбия, Швеция, Финляндия, Чили, Перу, а также Австралия и ФРГ. Селен добывают в социалистических странах — СССР, СФРЮ и др.

МЫШЬЯК

Распространенность мышьяка в земной коре, по А. П. Виноградову, следующая (в %): ультрамафиты $5-10^{-5}$; мафиты $2-10^{-4}$; мезиты $2,4 \cdot 10^{-4}$; окситы $1,5-10^{-4}$; осадочные породы $6,6-10^{-4}$; кларк $1,7-10^{-4}$. Мышьак нередко ассоциирует с S, Au, Pt. Хотя соединения мышьяка ядовиты, он входит в состав растений и животных. Морские организмы содержат сотысячные, а пресноводные и наземные — миллионные доли процента мышьяка. В печени человека от 2 до 12 мг/кг мышьяка. Считается, что очень малые дозы стимулируют жизненные процессы и повышают устойчивость организмов.

Промышленными минералами мышьяка являются арсенопирит FeAsS, реальгар AsS, аурипигмент As₂S₃, скородит FeAsO₄·2H₂O, леллингит FeAs₂, энаргит 3 Cu₂S·As₂S₅HTeH-нантит Cu₃AsS₃. В промышленных рудах обычно содержится 2-7 % As.

Мышьак применяют в производстве ядохимикатов для сельского хозяйства (для протравы семян перед посевом), в медицине — для получения некоторых лекарственных препаратов (для лечения малокровия и малярии), а также в стоматологии. В металлургии мышьяк используют для добавления к свинцу, который идет на производство дроби (повышает твердость свинца и способствует застыванию дроби в строго шарообразной форме); для получения антикоррозийных сплавов сурьмы и свинца, для изготовления меди с повышенной прочностью на разрыв, твердостью и коррозионной стойкостью. Добавляют мышьяк в типографские сплавы и баббиты. Мышьак применяют при изготовлении некоторых стекол, в керамике, в кожевенной

промышленности, в производстве средств для антисептирования древесины.

Арсенид галлия применяют в оптоэлектронике и в производстве полупроводниковых лазеров. У арсенида галлия хорошие электрические характеристики сохраняются от минусовых температур до $+500\text{ }^{\circ}\text{C}$. Полупроводниковыми свойствами обладает и арсенид индия. По сравнению с германием и кремнием арсениды галлия и индия имеют большую ширину запрещенной зоны и допускают варьирование подвижности носителей заряда в более широких пределах. Кроме того, мышьяк используют и для легирования классических полупроводников — кремния и германия.

Вредными примесями в мышьяковистом ангидриде, используемом в стекольной промышленности, производстве инсектицидов и средств антисептирования древесины, являются Fe, Cu, Mn, Ti, Cr, Ni, Co. Массовая доля As_2O_3 для рафинированного мышьяковистого ангидрида первого и второго сортов должна быть не менее соответственно 99,9 и 99,5 %, а для технического ангидрида первого и второго сортов — соответственно 98 и 92%. Годовое производство мышьяка в развитых капиталистических и развивающихся странах составляет 60—70 тыс. т. Ведущими странами по его получению являются США, Мексика, Франция, Португалия и Намибия; в существенно меньших количествах его получают в ФРГ, Японии, Швеции. Добыча мышьяка производится и в СССР.

Среди месторождений мышьяка выделяют две группы: скарновую и гидротермальную. *Скарновые месторождения* имеют небольшое значение (Сарыгат в СССР, Хедлей в Канаде). *Гидротермальные высокотемпературные месторождения* представлены мышьяк-золотородной (Кочкарское в СССР, Колар в Индии), мышьяк-золото-полиметаллической (Болиден в Швеции), мышьяк-оловянной (Хрустальное в СССР) и мышьяк-вольфрамовой (Кти-Теберда в СССР) формациями. Примером первой из них является Кочкарское месторождение. Среди рудных минералов месторождения Болиден установлены арсенопирит, халькопирит, пирротин, сфалерит, блеклые руды, пирит; массовая доля As составляет 8—9 %, Si 2 %, Au 15 г/т.

Среди *среднетемпературных гидротермальных месторождений* мышьяка выделяют собственно мышьяковую (Запокровское и Октябрьское в СССР), мышьяк-полиметаллическую (Такели в СССР) и мышьяк-золото-полиметаллическую (Дарасунское в СССР) формации.

К *низкотемпературным гидротермальным месторождениям* принадлежит собственно мышьяковая формация (СССР, Турция, Иран, Афганистан). Промышленные минералы мышьяка представлены реальгаром и аурипигментом. Благодаря красивой окраске этих минералов и их эффектным выделениям, штуфы месторождений этой формации используются в качестве коллекционного материала.

Форма залежей гидротермальных и скарновых месторождений мышьяка — жилы, штоки, гнезда, линзы,

СТРОНЦИЙ

Распространенность стронция в земной коре, по А. П. Виноградову, следующая (в %): ультрамафиты $3,4\text{--}10^{-2}$; мафиты $4,4\text{X}\text{XIII}^{-2}$; мезиты $8\text{--}10^{-2}$; окситы $3\text{--}Ю^{12}$; щелочные породы до $3\text{L}\text{>}10^{-1}$; осадочные породы $4,5 \cdot 10^{-2}$; кларк стронция $3,4 \cdot 10^{-2}$. Некоторые морские организмы (радиолярии, водоросли и др.) способны накапливать стронций. По данным А. В. Коченова и В. В. Зиновьева, в костях кайнозойских рыб массовая доля SrO составляет 0,22—1,10%, а в современных, по В. В. Буркову,— 0,11—0,24%.

Стронций ассоциирует с Ba, Ca, TR. В ходе эволюции земли в карбонатных осадках величина отношения SrO/CaO возрастает, в частности, в третичных отложениях Восточно-Европейской платформы она в 50 раз выше, чем в протерозойских. Техногенный изотоп стронция ^{90}Sr , имеющий период полураспада 27,7 года, является чистым β -излучателем. Продукт его распада поражает костную ткань и костный мозг.

Среди промышленных минералов стронция основную роль играют целестин SrSO_4 , стронцианит SrCO_3 и стронциевый апатит, в котором массовая доля SrO изменяется от 1,82 до 6,18 % (в среднем 3,6 %). Повышена массовая доля Sr в некоторых солях и минералах бора.

Стронций имеет основное промышленное применение в различных соединениях. Карбонат стронция широко используется в стекольной промышленности (изготовление кинескопов цветных телевизоров и др.). Здесь стронций играет большую роль как поглотитель жесткого облучения. Следующая область широкого применения соединений стронция (нитрат $\text{Sr}(\text{NO}_3)_2$, оксалат SrC_2O_4 и карбонат SrCO_3) — пиротехника (изготовление красных сигнальных ракет и ракет для салютов, трассирующих пуль и т. д.). Стронций используется в производстве ферритов, магнитных материалов. Ферриты необходимы в вычислительной технике и портативных электромоторах, в сортировочных обогатительных аппаратах и других механизмах.

Соединения стронция применяются в производстве фаянса, майолики, глазури и эмали. Стронций используют в качестве восстановителя при получении урана. Добавка Sr к меди повышает ее твердость, почти не снижая электропроводности. Стронций применяют при выплавке меди и бронз, он связывает серу, фосфор, углерод и повышает текучесть шлаков. Стронций используют при рафинировании ряда металлов (например, цинка). Сульфостронций служит модификатором для чугуна.

Радиоактивный стронций используется в атомных батареях, в медицине (лучевая терапия). Соединения стронция находят применение при изготовлении некоторых видов резины и пластмасс.

Для углекислого стронция, используемого для приготовления хрустала, керамики и стекла, ГОСТ нормирует минимально допустимые массовые доли

компонентов для марок Ст УГ (гранулированного) и Ст УП (порошкового) соответственно (в %): железо в пересчете на Fe_2O_3 — 0,15 и 0,02; натрий в пересчете на Na_2CO_3 — 1,2 и 1,0; углекислый кальций — 1,5—2,7 и 1—3. Для марки СтУГ массовая доля BaCO_3 составляет 0,5—1,5%, а фосфора в пересчете на P_2O_5 — до 0,01 %. Для азотнокислого стронция допускаются: массовая доля кальция в пересчете на азотнокислый кальций — до 0,08%, тяжелых металлов — до 0,01%, железа — до 0,005%; рН водного раствора 5—5,5.

Структура потребления стронция в США (в %): телевизионная промышленность 65; пиротехника 15; феррокерамические магниты 5; пигмента и наполнители 4; рафинирование цинка 4; другие отрасли 7.

Добыча стронция ведется в Мексике, Канаде, Испании, Великобритании, Италии, Аргентине, США, Пакистане, Иране, ФРГ. Стронций добывается также в СССР, КНР и Алжире.

Цена концентрата целестина на мировом рынке в 1981 г. составляла около 60 дол./т.

Месторождения стронция возникают как в эндогенных, так и в экзогенных условиях. В настоящее время большое значение имеют экзогенные месторождения.

Формация стронциевоносного апатита в щелочных породах — потенциальный источник стронция (охарактеризована в разделе «Фосфор»).

Формация редкометальная в щелочных породах в основном рассматривается как потенциальный источник. Возможно попутное получение стронция при переработке лопарита.

Формация стронцийсодержащих карбонатитов имеет сравнительно небольшое значение. Промышленная концентрация стронция известна в сидерит-анкеритовых карбонатитах месторождения Канганкунда-Хилл (Малави). Промышленным минералом стронция здесь является стронцианит, массовая доля которого в рудах составляет 17,9 %. Наряду со стронцианитом в рудах установлены монацит (5,58%), бастнезит, барит, соралерит, флоренсит и целестин.

Формация стронцийсодержащих полиметаллических руд гидротермального происхождения является сравнительно распространенной, хотя промышленное ее значение невелико. Целестин и стронцианит получают в основном попутно, хотя местами стронциевые минералы имеют в месторождениях ведущее значение и иногда слагают самостоятельные целестиновые залежи. Известно, например, золото-серебряно-свинцовое месторождение Провиденсия (Мексика) с повышенной массовой долей целестина в рудных жилах. Гидротермальное стронциево-полиметаллическое оруденение установлено в Тунгусской синеклизе (СССР) и связывается с трапповым магматизмом. Форма рудных тел — сложные линзы и штоки. Стронциевыми минералами являются целестин и целестинобарит.

Формация стронциевоносных флюоритовых гидротермальных месторождений развита сравнительно широко, но промышленное значение ее невелико. Известно, например, месторождение на р. Северный Томпсон (Канада), в котором массовая доля целестина в руде достигает 22 %.

Стронциевоносная гипсоносно-мергелистая красноцветная формация имеет большое значение. Генезис месторождений относят к седиментационно-диагенетическому. Формы рудных залежей — линзы и пласты, протяженность — сотни метров и первые километры. Целестин представлен конкрециями и линзовидными образованиями. Оруденение приурочено к горизонтам озерных загипсованных глин и мергелей. Как подчеркивает В. В. Бурков, рассматриваемые стронциевоносные горизонты подстилаются или фашиально замещаются также стронциевоносными сульфатно-карбонатными толщами, при частичном размыве которых и извлекался стронций для последующего отложения в озерных условиях. Месторождения приурочены к впадинам и синеклизам платформ (Иейт в Великобритании, месторождения впадины Манча в Испании и др.).

Формация стронциевоносных сульфатно-терригенных нестроцветных отложений представлена месторождениями с пластовыми залежами и линзами целестиновых руд. Целестин формирует конкреции, жеоды, жилы, рассеян в виде отдельных зерен. Наиболее интенсивно стронциевая минерализация развита в подстилающих гипсы терригенных пачках. Среди целестина выделяют как седиментационно-диагенетический, так и более поздний — катагенетический. Месторождения данной формации известны в СССР (Средняя Азия).

Стронциевая фильтрационная в гипсоносно-карбонатных и песчано-карбонатных толщах имеет очень большое практическое значение. Форма рудных тел — пластообразная, линзообразная, жильная. Среди карбонатных пород встречаются доломиты, мергели, известняки. Стронциевый промышленный минерал — целестин; значительно реже встречается стронцианит. Целестин формирует натечные образования в карстовых полостях, выполняет прожилки, цемент брекчий, слагает гнезда, представлен вкрапленниками и жилами. Массовая доля SrO в рудах составляет обычно 20—35%. К данной формации относятся крупнейшее месторождение Монтевиве (Испания), а также Дорчестер (Канада) и ряд месторождений СССР.

Подземноводная формация стронциевоносных вод развита сравнительно широко, но имеет в основном потенциальное значение. Массовая доля Sr в водах изменяется от 380 до 680 мг/л (иногда достигает 10 000 мг/л). Подобные подземные воды известны в Средней Азии, Южно-Каспийской впадине, в Ангаро-Ленском артезианском бассейне.

К эндогенно-экзогенной серии формаций стронция относится *стронциевоносная вулканогенно-осадочная озерных отложений*. Месторождения известны в США (Ладлоу, Росс, Агуила, Хила-Бенд) и других странах. Форма рудных тел — пласты и линзы. Мощность изменяется от десятых долей метра до 5 м. Стронциевые минералы представлены целестином и стронцианитом (массовая доля — 20—50 %). Оруденение ассоциирует с вулканическими туфами, риолитами, андезитами, базальтами.

ФТОР И ФЛЮОРИТ

Общие сведения

Распространенность фтора в земной коре, по А. П. Виноградову, следующая (в %): ультрамафиты $1 \cdot 10^{-2}$; мафиты $3,7-10^{-2}$; мезиты $8-10^{-2}$; окситы $8 \cdot 10^{-2}$; осадочные породы $5-10^{-2}$; кларк $6,6-10^{-2}$.

В среднем в живых организмах массовая доля фтора в 200 раз меньше кларка. В зубах 0,01 % фтора (в основном в эмали). Много фтора в луке и чесноке. Фтор нередко ассоциирует с хлором, иногда с Br, Ba, Ca, Al, U, Sn, W, Sb, Hg, Be, Nb, TR, щелочными металлами. В природных условиях фтор представлен одним стабильным изотопом ^{19}F . Известны четыре искусственных радиоактивных изотопа фтора. Фтор — самый активный из известных металлоидов.

Фтор входит в состав многих минералов, но в большинстве случаев в небольшом количестве, замещая хлор и группу OH^- . К промышленным минералам фтора относятся флюорит CaF_2 , криолит $\text{Na}_3[\text{AlF}_6]$, фторапатит (в фосфоритах его в среднем 3 %); высока массовая доля фтора в виллиомите NaF .

Флюорит является не только источником фтора, но в основном используется как промышленный минерал, обладающий определенным составом и свойствами. В частности, разновидностью флюорита является оптический флюорит, представленный прозрачными кристаллами с бездефектными областями. В оптике используется высокая прозрачность кристаллов флюорита в широком диапазоне: от 0,125 мкм (ультрафиолетовая часть спектра) до 11 мкм (инфракрасная часть спектра). Флюорит имеет высокую радиационную устойчивость и лучевую прочность. Землистый флюорит, связанный с карбонатными породами, называют ратовкитом, нередко приписывая ему осадочное происхождение, хотя вопрос этот дискусионен. Во флюорите нередко отмечаются примеси Cl , F_2O_3 , U , TR , Ne и битуминозных веществ. Температура плавления флюорита $1270-1350^\circ\text{C}$.

Виды сырья

Среди видов фторного сырья различают три основные группы: флюоритовую, апатитовую, криолитовую.

Во флюоритовой группе выделяют четыре основных сорта: химический (кислотный), металлургический (флюсовый), эмалевый (керамический), оптический.

По массовой доле флюорита среди флюоритоносных пород и флюоритовых руд выделяют следующие разности: 1) флюорит-содержащие породы (3—5%); 2) низкосортные руды (15—35%); 3) среднесортные руды (35—75%); 4) высокосортные (свыше 75%) •

По минеральному составу сопутствующих минералов и их различиям выделяют следующие разновидности флюоритовых руд: 1) собственно флюоритовые; 2) кварц-флюоритовые; 3) кальцит-флюоритовые; 4) барит-кальцит-кварц-флюоритовые; 5) полиметаллически-флюоритовые; 6) барит-сульфидно-флюоритовые; 7) киноварь-антимонит-флюоритовые; 8) полевошпат-берtrandит-фенакит-флюоритовые; 9) кальцит-анкерит-флюоритовые с карбонатами редких земель; 10) сидерит-барит-флюоритовые с фторкарбонатами редких земель; 11) смолково-флюоритовые; 12) касситерит-вольфрамит-флюоритовые; 13) глинисто-флюоритовые; 14) шеелит-касситерит-флюоритовые; 15) топаз-флюоритовые; 16) карбонат-гематит-флюоритовые; 17) барит-ангидрит-флюоритовые; 18) слюдисто-хризоберилл-флюоритовые и ряд других. Иногда руды являются флюоритовыми с попутным получением других компонентов, но обычно флюорит добывают в качестве попутного компонента (например, из смолково-флюоритовых, бериллиевых с флюоритом других разностей). Среди криолитовых руд можно выделить богатые (свыше 50% криолита) и бедные (0,5—10%).

Флюоритовые руды обогащаются различными методами, включая рудоразборку богатых крупнокристаллических руд, гравитацию, флотацию, разделение в тяжелых суспензиях, электростатическую сепарацию и др. Наиболее труднообогатимыми считаются руды, содержащие барит, кальцит, глинистые минералы.

Применение

Флюорит как минерал и как источник фтора находит широкое применение.

Требования промышленности к качеству сырья. В СССР, согласно действующим ГОСТам, выделяют следующие марки плавикового шпата*: флюорит рядовой — ФР-55, ФР-40, ФР-30, ФР-20; флюорит кусковой сортированный — ФК-95А, ФК-95Б, ФК-92, ФК-85, ФК-75, ФК-65; флюоритовый концентрат гравитационный — ФГ-95А, ФГ-95Б, ФГ-92, ФГ-85, ФГ-75, ФГМ-75, ФГ-65; флюоритовый концентрат флотационный — ФФ-97А, ФФ-97Б, ФФ-95А, ФФ-92; флюоритовые окатыши обожженные — ФО-95А, ФО-95Б, ФО-92, ФО-85.

Марки флюорита используются следующим образом: ФФ-97А идет для производства плавиковой кислоты и безводного фтористого водорода; ФФ-97Б

* Буква «Ф» означает «флюорит», следующая буква — состояние концентрата или метод его получения; цифры соответствуют массовой доле флюорита в данном продукте в %; буквы «А» и «Б» обозначают соответственно пониженную и повышенную массовую долю SiO_2 .

применяется для получения фтористых солей высокой чистоты; ФФ-95А и ФФ-92 предназначаются для производства плавиковой кислоты, безводного фтористого водорода, фтористых солей, используемых в алюминиевой промышленности и для производства стекловолокна; ФК-95А, ФГ-95А, ФГ-95Б и ФО-95А применяют на производстве фторидных флюсов и в качестве флюса; ФК-92, ФГ-92 и ФО-92 применяются при выплавке качественных сталей в качестве флюса; ФК-85, ФГ-85 и ФО-85 употребляют в качестве флюса при выплавке средне- и низколегированных сталей и при производстве высококачественных стекол и эмалей; Ф-75, ФГ-75 находят применение в качестве флюса при выплавке средне- и низколегированных сталей, а ФГМ-75 — при выплавке сталей и для производства стекол и эмалей; ФК-65, ФГ-65, ФР-55 используют как при выплавке сталей (флюс), так и при производстве цемента; ФР применяется также при производстве цемента, но, кроме того, идет на обогащение с целью получения более высоких марок. Для последней цели используют и марки ФР-30, ФР-20.

Для марок флюорита нормируется кроме массовой доли CaF_2 , также и минимально допустимая массовая доля примесей. В частности, массовая доля SiO_2 в сырье марки ФФ-97А допустима не более 1 %, в марках ФФ-97Б, ФФ-95А, ФК-95А, ФГ-95А, ФО-95А — не более 1,5%; в марках ФФ-95В, ФК-95, ФГ-95 и ФО-95 — не более 2,5%, в марках ФК-75, ФГ-75, ФГМ-75 — не более 20%, в марках ФК-65 и ФГ-65 — не более 30%. Нормируются также массовые доли углекислого кальция, общей и сульфидной серы и фосфора. Например, CaCO_3 в марках ФФ-97А должно быть не более 1,5 %, а в марках ФФ-92 — не более 3 %; общей серы в марках ФФ-95А, ФК-95А, ФО-95А — не более 0,15%, а в марках ФК-75, ФГ-75, ФГМ-75 — не более 0,2 %*. Сульфидная сера нормируется в высоких марках, для которых не нормируется общая сера. Например, для марок ФФ-97А и ФФ-97Б массовая доля общей серы не должна превышать 0,1 %, в марках ФФ-92 — 0,2 %. Для большинства высоких марок массовая доля фосфора не должна превышать 0,1 %, для марок ФК-75, ФГ-75, ФГМ-75 — 0,3%.

Оптический флюорит используется в объективах ультрафиолетовых микроскопов, при изготовлении призмной оптики, в вакуумных приборах (монохроматорах, спектрографах и др.), а также в тепловидении, фурье-спектроскопии, астрономии, космической технике, силовой и квантовой оптике. Объективы из оптического флюорита не имеют сферической и хроматической аберрации. Окна в приборах изготовляют из оптического флюорита, который пропускает инфракрасные и ультрафиолетовые лучи. Моноблок оптического флюорита должен иметь размер по двум измерениям не менее 6 мм, по третьему — не менее 5 мм (или по двум измерениям не менее 10 мм, по третьему — 3 мм). Кристалл должен быть бездефектным, бесцветным и не иметь опалесценции. Пластика флюорита толщиной 1 мм должна пропускать не менее 80 % света в ультрафиолетовой области спектра.

В связи с редкостью кристаллов, отвечающих требованиям на оптический флюорит, большое значение приобрело выращивание синтетических аналогов (путем плавки крупнокристаллического флюорита). Кроме того, для некоторых приборов возможна замена оптического флюорита кристаллами бромистого калия KBr , бромистого цезия CsBr , йодистого калия KI , йодистого и бромистого таллия, фтористого лития LiF , фтористого магния MgF_2 , дигидрофосфата аммония и другими. К химическому составу плавикового шпата, используемому для получе-

ния искусственных кристаллов флюорита, предъявляют жесткие требования, в том числе ограничиваются массовые доли Si , Mg , Fe , Al , Sn , Cu , Cr , Mn , Pb , Ti , Mo , Sr . Массовая доля CaF_2 должна быть для первого сорта не менее 99%, для второго — не менее 97 %. Дефектами сырья являются видимые включения минералов и горных пород и пленки гидроксидов железа.

В металлургической промышленности, в том числе в сталеварении, флюорит служит флюсом. Кроме требований по составу, к металлургическому флюориту предъявляют требования по кусковатости, так как частицы могут выдуваться потоком газов. Оптимальный размер кусков — 12X18 мм. В связи с ограниченностью ресурсов кускового флюорита в ряде стран налажено производство плавикошпатовых окатышей.

В производстве алюминия весьма большую роль играет криолит. Практически весь криолит в настоящее время получают синтетическим путем на базе исходного флюорита.

Флюорит применяют для электродных покрытий в электродуговой сварке. В производстве стекла и эмалей флюорит является «забелителем», придающим изделиям молочно-белый цвет. В цементной промышленности добавка флюорита в шихту позволяет снижать температуру обжига и уменьшить затраты энергии. Для этих целей возможно не только применение флюорита низких марок, но и использование в составе шихты флюоритсодержащих известняков.

Плавиковая кислота применяется при нанесении рисунков и надписей на стекло, в буровой технике (определение угла наклона скважин). Основное значение плавиковой кислоты — последующее получение многочисленных веществ, имеющих очень широкое применение.

В настоящее время большое развитие получило производство аналогов органических соединений на основе замены ионов H^+ на ионы F^+ — фторированных полимеров (тефлон и др.). Тефлон устойчив в концентрированных кислотах и горячих щелочах, используется в технике и медицине. Фторопласты применяют для создания насосов для перекачки агрессивных жидкостей. Фторкаучуки весьма тормостойки. Высокой устойчивостью отличаются и смазочные масла, в составе которых вместо ионов H^+ находятся ионы F^+ . Фтортрансформаторные жидкости, противораковые препараты (фторуцил, фторафур и др.), средства для лечения алкоголизма (трифтазин), шизофрении и многие другие получают на базе использования фтора.

Большое значение имеет фторирование воды и зубных паст для предотвращения кариеса зубов. Фтор используют в качестве окислителя в некоторых видах ракетного топлива. Химия инертных газов базируется на применении фтора (получение фторидов криптона, радона и др.). Химические лазеры работают с использованием фтора.

Холодильная техника широко применяет фторсодержащие соединения — фреоны. Фтористый водород — катализатор для

многих химических реакций, в том числе этерификации и алкирования для получения высококачественного бензина. Фтор используется при проведении реакций в неводных средах. Фтористый натрий применяют для пропитки древесины, кремнефтористый магний — для повышения прочности и кислотостойкости бетонов, кремнефтористый натрий — для изготовления кислотостойких замазок, эмалей; газообразный четырехфтористый кремний используют при перекрытии водоносных горизонтов при бурении скважин.

Экономические сведения

Флюорит добывается во многих странах. Мировое производство флюорита еще в 1974 г. составило 5,6 млн. т: для производства стали использовано 2,46; химических товаров 1,5; алюминия 0,7; в других отраслях 0,44. По данным горного бюро США, в 1981 г. было добыто свыше 3,1 млн. т флюорита, а в 1983 г. (в тыс. т): Мексика 605; ЮАР 274; Таиланд 257; Франция 240; Испания 187; Италия 160; Кения 80; ФРГ 73; Марокко 64; Бразилия 60; США 55; Индия 18. Добыча ведется также в Великобритании, Канаде, Тунисе, Турции, Зимбабве, Пакистане, Уругвае.

В существенных масштабах добывают флюорит в МНР, СССР, КНР, ГДР, ЧССР.

Цены флюорита на мировом рынке в 1981 г. колебались от 120 до 200 дол/т в зависимости от сорта и места продажи.

Существенное количество соединений фтора получают в США при переработке фосфатного сырья. Следует отметить, что запасы фтора в месторождениях фосфора во много раз превышают запасы этого элемента в месторождениях флюорита. Комплексное использование фосфоритов и апатитов с извлечением фтора не только способствует увеличению добычи фтора, но и снижает уровень поступления фторидов в биосферу и тем самым устраняет негативные явления, связанные с воздействием фтора на органический мир.

Условия образования месторождений

Флюорит может образовываться при самых разнообразных процессах — от магматических до экзогенных. Промышленные месторождения флюорита известны в карбонатитах, пегматитах, а также в гидротермальных, скарновых и других образованиях. Ведущее значение имеют гидротермальные месторождения.

В пегматитах промышленное значение имеет оптический флюорит, скопления которого связаны с камерными дифференцированными пегматитами. В так называемых «апогранитах» (высокотемпературных пневматолит-гидротермальных образованиях, развившихся по гранитоидам) наряду с редкими металлами промышленное значение иногда получает и флюорит. В ряде случаев вблизи полевошпатовых метасоматитов формируются скопления криолита.

Флюорит — характерный минерал ряда грейзеновых формирований, где ассоциирует с минералами бериллия, вольфрама, олова и других металлов. Вместе с редкими металлами (Ta, Nb, Be, Mo, Sn, W) формируются концентрации флюорита в грейзеново-скарновых месторождениях, приуроченных к зонам кон-

тактов карбонатных пород с гранитоидами. Как отмечают Л. А. Мирошниченко и А. П. Гуляев, этот тип месторождений генетически связан с гипабиссальными и приповерхностными интрузивами преимущественно лейкократового типа, а также с субщелочными гранитоидами. Гранитоиды имеют редкометальную специализацию. Роль магматического фактора в происхождении всех указанных фтороносных формирований несомненна.

Нет единогласия в трактовке генезиса месторождений флюорита, относимых собственно к гидротермальным. Ряд геологов связывают гидротермальные флюоритобразующие растворы с магматическим источником. Например, Н. С. Лаврович полагал, что месторождения Забайкалья связаны с субщелочными гранитами. Р. Греган и Дж. Бредбери полагают, что гидротермальные флюорит-полиметаллические месторождения США возникли под воздействием щелочной магмы. К. Б. Булнаев считает, что в ряде случаев источником флюоритового оруденения является базальтовая магма. А. А. Якжин, рассматривая генезис месторождений Забайкалья, связывает их с глубокозалегающими магматическими очагами, а сонахождение флюоритовых месторождений с эффузивами и дайками порфирит-андезит-базальтового комплекса и малыми интрузивными гранитов, гранит-порфиров и сиенитов считает обусловленным парагенетической связью (общностью магматического очага). А. Д. Щеглов также отмечает парагенетическую связь флюоритовых месторождений областей тектонической активизации с магматическими породами (основными — щелочными). По его мнению, масштаб месторождений флюорита, особенности их размещения в пространстве и возраст зависят от характера, времени и масштабов разрывных тектонических нарушений, в связи с чем эти месторождения он предложил назвать тектоногенными. В. М. Попов отнес стратиформные месторождения флюорита в областях тектоно-магматической активизации к первичноседиментационным.

Изучение газово-жидких включений во флюорите показало, что формирование гидротермальных месторождений флюорита происходило в интервале температур 280—60 °С. При этом глубины образования флюорита составляют преимущественно 0,4—1,6 км (А. А. Якжин, Л. С. Пузанов, П. А. Котов и др.).

Дискуссионно происхождение ратовкита. Ряд геологов относят его к осадочным образованиям, что обосновывается стратиграфической приуроченностью оруденения к определенным горизонтам карбонатных пород и широкой его распространенностью в этих породах. В то же время данные определения температур гомогенизации включений указывают на гидротермальный генезис ратовкита чехла Восточно-Европейской платформы. Не исключена возможность вторичной мобилизации и переотложения осадочного флюорита вдоль разломов более поздними нагретыми водами. В некоторых случаях, например на ряде месторождений Италии и ЧССР, отмечается четкая связь флюоритового оруденения с вулканизмом.

Флюорит в зонах гипергенеза сравнительно устойчив и способен формировать элювиальные и делювиальные россыпи, тесно связанные с коренными залежами. Сопутствующие ему карбонаты при этом выщелачиваются, и качество сырья повышается. По данным Р. Грегана, Дж. Бредбери и Л. С. Пузанова, вторичные накопления флюорита тесно связаны с площадными и реже линейными корами выветривания.

Основные формации

Формация флюоритоносных камерных пегматитов распространена весьма ограниченно. Месторождения характеризуются небольшими запасами флюорита и поэтому рентабельны только как источник наиболее ценного оптического флюорита. Возможно попутное получение кристаллов кварца и топаза. Форма рудных залежей — изометричные и трубообразные тела (рис. 9). Кристаллы флюорита располагаются в полостях. Вмещающие породы представлены гранитами. Месторождения данной формации известны в Казахстане.

Формация криолитоносных редко металльных полевошпатовых метасоматитов (апогранитов) развита сравнительно ограниченно, в качестве источника фтора имеет скорее потенциальное значение, хотя запасы фтора в отдельных месторождениях существенны; фтор может извлекаться попутно с редкими металлами. Массовая доля криолита колеблется от 0,5 до 10 %. Криолит внешне напоминает кварц, его легко пропустить в этих рудах. Форма рудных тел — штоки и линзы. Месторождения известны в Нигерии (плато Джое), СССР и других странах.

Формация криолита в субщелочных гранитах встречается крайне редко. Форма рудных тел неправильная штокообразная. Массовая доля криолита в рудах изменяется от 20 до 90 %. На месторождении Ивиггут (Гренландия) в апикальной части массива гранитов установлено тело криолитовых руд площадью 50X115 м при вертикальной мощности 75 м. Состав руд (в %): криолит 50—90%; сидерит 5—50; кварц 1—2; сульфиды 1—2. Сульфиды представлены сфалеритом, галенитом, халькопиритом, пиритом.

Формация флюоритоносных карбонатитов развита ограниченно. Руды формируют пласто-, трубо- и линзообразные тела. Руды комплексные, в большинстве случаев являются источником не столько флюорита, сколько редких металлов, железа, полиметаллов, барита и ангидрита. На месторождении Амбодонгар в Индии флюорит — Главный полезный компонент. Флюоритовые руды и карбонатиты формируют здесь коническую дайкообразную залежь, окружающую кальдеру проседания. Наряду с техническим здесь добывают и ювелирно-поделочный флюорит, представленный желтыми, голубыми и бесцветными кристаллами. Одна из типичных разностей руд содержит (в %): флюорита 45, барита 20,5, ангидрита 8,4. Средняя массовая

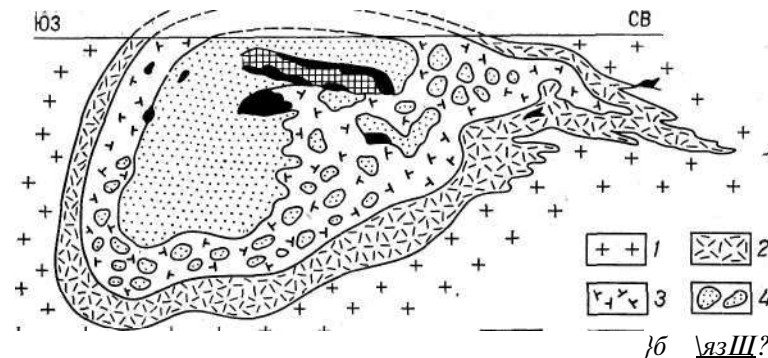


Рис. 9. Схематический геологический разрез месторождения флюорита в пегматите (по В. Д. Эфросу):

1 — среднезернистые лейкократовые граниты; 2—5 — зоны пегматита (2 — графического 3 — полевошпатового, 4 — блокового, 5 — кварцевого ядро); 6, 7 — гнездовые выделения (6 — кристаллов плавленого шпата и оптического флюорита, 7 — кристаллов кварца)

доля флюорита на месторождении составляет 30%. Месторождения этой формации известны в Намибии (Окорузу, массовая доля флюорита 60 %), СССР и ЮАР.

Флюорит-редкометальная формация в грейзено-скарновых комплексах развита также ограниченно. Форма рудных тел — штоки, линзы, жилы (рис. 10). Массовая доля флюорита в рудах составляет обычно 30—50%. Руды являются источником получения вольфрамит, молибденит, касситерит и минералов бериллия (хризоберилл, берилл, фенакит, гельвин). Оруденение приурочено к скарнам и карбонатным породам, при этом магнетит-слюдисто-флюорит-гельвин-хризоберилловая руда локализуется в основном в скарнах, а топаз-флюорит-хризоберилловая — в известняках. Месторождения известны в СССР и за рубежом.

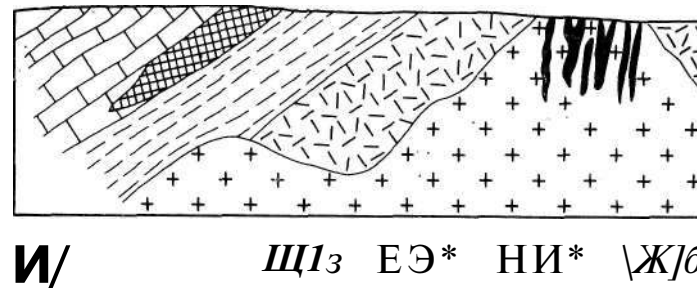


Рис. 10. Схематический геологический разрез месторождения флюорита (по П. А. Строне):

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

Целый ряд формаций флюорита имеет гидротермальное происхождение. Большинство месторождений относят к телетермальным или амагматическим. Не исключена возможность их тектоногенного происхождения (А. Д. Щеглов). Известны месторождения собственно флюоритовые в алюмосиликатных (песчано-сланцевых породах, гранитоидах) и карбонатных породах. Эти формации широко распространены и являются главным источником химических и металлургических руд, а в редких случаях — и оптического флюорита. Форма рудных тел в алюмосиликатных породах — жилы и штокообразные залежи, в карбонатных породах — сложные метасоматические залежи линзовидной, седловидной, пластообразной, штокообразной и жильной формы. Протяженность залежей изменяется от десятков метров до километров, мощность от единиц до десятков метров. Массовая доля флюорита колеблется от 15 до 70 %. В качестве примесей отмечают сульфиды железа и цветных металлов, а также барит, карбонаты, кварц, адуляр. Месторождения известны в СССР, МНР, Мексике, Таиланде.

Барит-флюоритовая формация широко развита в Центральной Европе (ГДР, ФРГ, ЧССР), Средней Азии и ряде других регионов. Руды представлены главным образом телами жильной формы и являются заметным источником флюорита и барита.

Флюорит-барит-полиметаллическая формация развита широко. Руды формируют жилы, линзы, штоки, пластообразные залежи в алюмосиликатных (гранитоидах, эффузивах) и карбонатных (доломиты, известняки) породах. Месторождения этого типа известны в США (район Скалистых гор), СССР (Средняя Азия), ГДР, ФРГ, Великобритании. Руды являются источником полиметаллов (Pb, Zn, иногда Si, Au и др.), флюорита и барита. Флюорит является попутным (при извлечении цветных металлов) или ведущим компонентом (при массовой доле, достигающей 80%). Месторождение Сан-Франциско дель Оро в Мексике — крупнейшее флюорит-свинцово-медное месторождение, из руд которого извлекаются золото и серебро. Залежи имеют столбообразную форму. Одним из крупнейших считается также месторождение Кейв-инг-Рок (США), связанное с крупным сбросом.

Флюорит-урановая формация является источником «попутного» флюорита. Месторождения известны в США, ФРГ, СССР.

Касситерит-флюоритовая формация развита сравнительно ограниченно, к ней принадлежит одно из крупных месторождений на Аляске (Лост-Ривер в США).

Антимонит-киноварно-флюоритовая формация развита ограниченно. Форма рудных тел — сложные линзы, гнезда, седловидные залежи. Флюорит является попутным компонентом. Вмещающие породы — известняки, -доломиты. На Хайдарканском месторождении в СССР добывают ртуть, сурьму и флюорит.

Флюорит-баритовая и флюоритовая формации вулканогенно-осадочного типа представлены месторождениями Пьянчино в Италии.

Завершая перечень фтороносных формаций, необходимо упомянуть о ратовкитовой и виллиомит-нахколит-троновой минерализации. Ратовкитовую формацию в карбонатных породах в настоящее время следует рассматривать не столько как источник ратовкита, а как формацию природно обогороженных флюоритом известняков, пригодных для использования в цементной и металлургической промышленности. Виллиомит-нахколит-троновая формация, связанная с вулканогенно-осадочными образованиями, является возможным потенциальным источником фтора.

В эндогенных месторождениях флюорита, преобразованных в зонах гипергенеза, наряду с первичными залежами установлены вторичные, элювиально-делювиальные и делювиально-пролювиальные, имеющие плащеобразную форму. Такие месторождения обычно связаны с карбонатными породами. В гипергенных залежах увеличена роль глинистого материала и уменьшена — карбонатного. Месторождения такого типа известны в США и СССР.

БАРИЙ И БАРИТ

Общие сведения

По данным А. П. Виноградова, распространенность бария в земной коре следующая (в %): кларк $6,5 \cdot 10^{-2}$; ультрамафиты $1 \cdot 10^{-4}$; мафиты $3 \cdot 10^{-2}$; мезиты $6,5 \cdot 10^{-2}$; осадочные породы $8 \cdot 10^{-2}$. К Турекьян и К. Ведеполь установили, что в глинистых глубоководных осадках массовая доля бария составляет $2,3X \cdot 10^{-1}\%$, в сиенитах $1,6 \cdot 10^{-10}/о$, в карбонатных породах и песчаниках $1 \cdot 10^{-3}\%$. У бария известно 7 стабильных и 15 радиоактивных изотопов, наиболее распространены стабильные изотопы ^{138}Ba (71,66%) и ^{137}Ba (11,3%).

Повышенная массовая доля бария отмечается в термальных подземных водах, а также в водах нефтяных месторождений. По сводке Ж.-Мэро, в водах океанов массовая доля бария составляет 0,02 мг/л ($2 \cdot 10^{-6}\%$), в железомарганцевых конкрециях — 0,08—0,64 % (Тихий океан) и 0,10—0,36 % (Атлантический океан).

Барий нередко ассоциирует с F, Sr, Ca, Rb, Zn, Mn, Fe. Главные концентраты бария в магматических породах — полевые шпаты и слюды. Обогащены барием ранние калиевые полевые шпаты (В. Энделгардт); если магма бедна калием, накопление бария происходит в постмагматических продуктах дифференциации.

К промышленным минералам бария в первую очередь относится барит BaSO_4 , существенно меньшую роль играет виверит

$BaCO_3$. В последнее время установлено, что бенстонит $Ba_6Ca_7(CO_3)_{15}$ способен формировать существенные концентрации, в связи с чем этот минерал приобрел потенциальную промышленную значимость. В бенстоните нередко бывает повышена массовая доля стронция. В качестве потенциальных источников бария иногда рассматривают баритоцелестин $BaSr(SO_4)_2$ и санборнит $Ba_2[Si_4O_{10}]$.

Барит обычно содержит примеси Sr, Ca; иногда Pb, Ra, Cd, Hg. Хокутолит — барит, богатый радием и свинцом. Для барита характерна высокая плотность (4,2—4,7). В связи со значительными колебаниями твердости (2,5—3,5) выделяют «твердый» и «мягкий» бариты. Мягкие бариты обычно крупнокристаллические, твердые — мелкокристаллические. Твердость барита анизотропна. Прозрачные бесцветные или почти бесцветные кристаллы относят к оптическому бариту. Цвет барита белый; разновидности желтого, бурого и красного цвета содержат обычно примеси гидроксидов железа, сульфидов и органического вещества. Голубой цвет барита связывают обычно с воздействием радиоактивного излучения. Барит кислотостоек, способен поглощать рентгеновское и радиоактивное излучения.

Витерит в отличие от барита не является химически стойким, раствором даже в слабых органических кислотах (в лимонной, в уксусной — при нагревании); в воде растворяется слабо, но при насыщении ее CO_2 растворимость возрастает; ядовит; плотность 4,3—4,4.

Виды сырья

Среди бариевых руд выделяют две основные группы:

собственно бариевые: 1) собственно баритовые, 2) витерит-баритовые и витеритовые, 3) бенстонитовые;

комплексные: 1) барит-флюоритовые, 2) барит-полиметаллические, 3) меднобаритовые, 4) железобаритовые (гематит-баритовые, сидерит-баритовые и др.), 5) витерит-полиметаллические.

Кроме того, выделяют золото-баритовые, целестин-баритовые, барит-редкометалльные и другие типы руд.

Среди всех типов руд основное промышленное значение имеют собственно баритоды и барит-полиметаллические (сульфидно-баритовые). Из собственно баритовых руд извлекают только барит. Его массовая доля в рудах составляет 10—90 %, в концентрате — 85—90%. По сопутствующим бариту минералам среди собственно баритовых руд выделяют: баритовые, барит-кальцитовые, барит-кварцевые, кварцево-глинисто-баритовые, песчано-баритовые, глинисто-баритовые. В комплексных рудах массовая доля барита составляет обычно 5—70%.

Баритовые руды обогащают гравитационными методами, флотацией, промывкой, рудоразборкой и др. Обычно глинисто-песчано-баритовые руды сравнительно легко обогащаются. К труднообогатимым разностям относят кварц-баритовые, флю-

орит-баритовые и особенно баритовые руды с оксидами железа. В ряде случаев после обогащения баритовый концентрат подвергают облагораживанию для удаления (обычно кислотами) гидроксидов железа и других красящих примесей.

Потенциальным источником бария служат барийсодержащие подземные воды.

В СССР товарный барит имеет три основные разновидности: флотационный концентрат, молотый барит, кусковой барит.

Применение

Основной потребитель барита — нефтяная и газовая промышленность (83—85 % барита в СССР, 75—85 % в США). Барит (флотационный концентрат) используют в промывочных жидкостях бурения, при этом вредной примесью являются частицы с высокой твердостью (кварц и др.).

Существенное количество барита потребляет химическая промышленность. Барит (молотый и кусковой) используют для получения белой краски (литопона), а также для производства хлорида (яд для грызунов), нитрита и других соединений бария. Титанат бария $BaTiO_3$ — сегнетоэлектрик, обладающий пьезоэлектрическими свойствами, применяют в радиосхемах и автоматических системах. Платиноцианат бария применяют для покрытия светящихся экранов приборов.

Кроме того, барий используют:

— в бумажной промышленности: наполнитель при изготовлении высококачественных сортов бумаги высокой белизны (вредные примеси — хромофоры Fe, Mn, Pb и твердые минералы);

— в резиновой промышленности: компонент специальных сортов резины, предохраняющей от жесткого излучения;

— в медицине: «баритовая каша» при исследованиях пищеварительного тракта;

— в производстве керамики и стекла: необходимый компонент оптических и высокосортных инструментальных стекол (бариевые кроны и флинты), повышающий их прозрачность для ультрафиолетовых лучей (вредные примеси — железо и др.);

— в пиротехнике: $Ba(NO_3)_2$ входит в состав зеленых ракет;

— в строительстве: компонент специальных сортов штукатурок и бетона, изолирующих от жесткого излучения; наполнитель специальных пластмасс; утяжелитель бетона и асфальта для аэродромов и ракетодомов;

— в металлургии: составная часть ряда интерметаллических соединений в постоянных магнитах (феррит бария), в радиолампах (сплав никеля и бария), в типографских и подшипниковых сплавах;

— в вакуумной технике: поглотитель газов (геттер);

— в кондитерском деле: составная часть шоколада;

Таблица 7. Требования промышленности к качеству баритовых концентратов

Марка	Максимально допустимые массовые доли (в %)			
	SiO ₂	Fe	Ca+Mg	Водорастворимые соли
КБ-1	1,5	0,5	0,5	0,25
КБ-2	1,5	1	1	0,30
КБ-3	2,5	1,5	1,5	0,35
КБ-4	3,5	2	6	0,40
КБ-5	4,5	2,5	7	0,45
КБ-6	4,5	2,5	7	0,45

Примечание: Fe учитывается в пересчете на Fe₂O₃. (Ca-f-Mg) — в пересчете на CaO; для всех марок класса А рН = 6⁸, массовая доля влаги не должна превышать

- при переработке каменных углей для удаления излишков пустой породы;
- в аналитической химии: «баритовая вода» для определения СО₂ в газовых смесях.

Требования промышленности к качеству сырья. Баритовый концентрат, согласно действующим ГОСТам, разделяется на классы А и Б. Класс А предусмотрен для химической, лакокрасочной, строительной, электротехнической, асботехнической, цементной и других отраслей промышленности. Класс Б обеспечивает нефте- и газодобывающую промышленность. В зависимости от массовой доли ВаSC>4 для концентратов барита установлены марки: класс А — КБ-1, КБ-2; класс Б — КБ-3, КБ-4, КБ-5, КБ-6 (табл. 7).

Массовая доля ВаSO₄ в концентратах марок КБ-1—КБ-6 должна быть соответственно не менее 95, 92, 90, 87, 85, 80 %.

Для концентратов класса А при использовании барита в качестве наполнителя красок белых тонов нормируется коэффициент яркости (КВ-1—не менее 90%, остальные — не менее 80%) и массовая доля влаги (не более 1 %). Определение яркости приводит на электронном компараторе типа ЭКП-1, колориметре типа КНО-3 или фотоколориметрическом блескометре типа ФБ-2.

Экономические сведения

Барит — распространенный минерал. Месторождения его известны во многих странах, однако крупные месторождения редки.

Добыча барита непрерывно возрастает. По данным Горного бюро США, мировая добыча барита в 1983 г. составила около 6 млн. т (в 1972 г. — около 4 млн. т), в том числе (в тыс. т): США 690, Мексика 350, Индия 300, Чили 300, Марокко 280, ФРГ 250, Таиланд 190, Ирландия 180, Перу 163, Франция 150, Италия 150, Бразилия 120, Великобритания 75, Турция 79, Япония 70, Испания 50. Заметное количество барита добывают в Канаде и Греции. В 1978 г. в Иране было получено 199 тыс. т барита.

Барит добывают в СССР, КНР, НРБ, ГДР, КНДР, ПНР, СРР, Алжире и многих других странах.

Цена баритового концентрата в США составляла в 1983 г. 90—180 дол./т.

Условия образования месторождений

Барит обычно образуется в средне- и низкотемпературных гидротермальных и экзогенных условиях. Важное условие формирования месторождений барита — взаимодействие бариеносных растворов, имеющих нередко хлоридный характер, с водами или породами, содержащими сульфат-ион.

Наиболее высокотемпературные концентрации барита и бенстонита известны в карбонатитах. Л. С. Пузанов, на основании изучения газовой-жидких включений из барит-железородного месторождения в Туве, пришел к выводу о формировании барита из насыщенного СО₂ расплава-раствора, находящегося в гомогенном состоянии при температуре выше 700 °С (близкого к магме). Предполагая образование бенстонитовых карбонатитов из высокощелочного флюидизированного расплава (Е. И. Воробьев и др.), некоторые исследователи (Н. В. Владыкин, Л. Н. Матвеева) не исключают при формировании бенстонитовых карбонатитов процессов ликвации. В то же время Д. О. Онтоев, В. П. Рогов, К. А. Лабезник высказываются за гидротермальный генезис бенстонитов.

Гидротермальный генезис многочисленных месторождений барита (собственно баритовых и комплексных) подтверждается не только особенностями геологической обстановки, но и исследованиями газовой-жидких включений. Барит формировался при температуре 220—280 °С, а замещающий его витерит — при 110—120 °С (А. И. Гомелаури и др.). Согласно данным Э. Реддера, температура гомогенизации включений в минералах баритовых месторождений составляет 72—132 °С, по данным Т. И. Тараниной, — 100—380 °С.

Спорным вопросом является генезис гидротермальных баритобразующих растворов. Не исключено, что в разной геологической обстановке они могут быть различны. Г. С. Дзоценидзе связывал баритовые месторождения Западной Грузии со среднеюрским вулканизмом, Н. Ф. Шония — с постмагматической деятельностью гранитных интрузий. А. С. Лапухов полагает, что барит-полиметаллические месторождения Салаира имеют отношение к интрузии кварцевых кератофилов. Л. Бауман, О. Леедер и В. Вебер пришли к выводу о том, что гидротермальные флюорит-баритовые месторождения ГДР связаны со щелочными дифференциатами траппового магматизма.

Э. Реддер полагает, что рудоносные флюиды баритовых месторождений США (шт. Кентукки) возникли за счет нагрева погребенных рассолов (в рассолах, приуроченных к нижнеордовикским доломитам этого региона, много хлорида бария). Однако наличие редкоземельных элементов в кальците и сфалерите района рассматривается Д. Жолли и А. Хейлом как указания на наличие во флюидах магматогенных фракций. Л. Плуммер полагает, что баритоосаждение — результат смешения гидротермальных флюидов с грунтовыми водами.

А. С. Соколов, В. И. Виноградов и С. Н. Петрова пришли к выводу, что подземные подогретые хлоридные воды выщелачивали барий из вмещающих пород, а затем осаждали его на сульфатном геохимическом барьере. Ф. Я. Корытов считает, что большинство баритовых месторождений мира размещается в зонах мезо-кайнозойской тектонической активизации и связано с базальтоидной магмой.

Осадочный генезис барита подтверждается наличием баритовых конкреций в явно осадочных породах. Спорным является вопрос об источнике бария осадочных формаций: океаническая вода, привнос бария с суши или привнос бария в морские бассейны гидротермами.

Для Меггенского месторождения в ФРГ А. Шерн предполагает «подводно-гидротермальный» генезис, обусловленный нагреванием при внедрении пластовых хлоридных вод, при этом барит был заимствован из подстилающих глинистых и алевроитовых сланцев и затем отложен в виде мульдобразной рудной залежи. Однако У. Гассер считает, что Меггенское месторождение возникло при осаждении рудных илов, аналогичных илам Красного моря.

Устойчивый к кислотам барит способен создавать концентрации в зонах выветривания за счет выноса сопутствующих компонентов из баритоносных толщ.

Техногенные концентрации барита связаны главным образом с процессами обогащения полиметаллических руд.

Основные формации

Среди месторождений барита и бария выделяются следующие генетические типы: карбонатитовый, гидротермальный, осадочный, вулканогенно-осадочный, остаточный, техногенный.

Карбонатитовые месторождения бария имеют небольшое значение в связи с их ограниченным распространением и невысоким (в большинстве случаев) содержанием бария.

Барит-флюоритовая формация в карбонатитах приурочена к апикальным частям комплексов ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Комплексы формируются длительное время и включают ряд этапобчй стадий. Только собственно карбонатиты комплекса на месторождении Амбо-Донгар (Индия) были образованы в течение четырех стадий. На третьей стадии возникли продуктивные барит-ангидрит-флюоритовые руды с промышленными концентрациями флюорита, барита и ангидрита. Формация продуктивна и на попутное извлечение фосфора, ниобия, тантала. Рудные тела слагают жилы, дайкообразные залежи, залежи сложной неправильной формы.

Редкометалльно-гематит-флюорит-баритовая формация связана преимущественно с линейными карбонатитами и представляет интерес как источник барита, железа, флюорита и в меньшей степени редких металлов и стронция. Форма рудных тел —

трубо-, пластообразная, сложная. Барит не всегда является ведущим промышленным компонентом. А. К. Савельев к этой формации относит месторождение Маунтин-Пасс в США, где барит получают попутно с добычей редких земель.

Формация бенстонитовых карбонатитов — потенциальный источник бенстонита, пригодный для керамической промышленности. Такие карбонатиты впервые выделены Е. И. Семеновым для района сиенитового массива Джогипатти в Индии, а затем в СССР на Мурунском массиве (Восточная Сибирь). В СССР рассматриваемые карбонатиты состоят из эгирин-авгита, калишпата и бенстонита; в качестве акцессорных минералов присутствуют апатит, титанит, халькопирит, галенит, тинаксит. Бенстонит здесь содержит до 11 % SrO и 32 % BaO.

Гидротермальные месторождения барита имеют большое практическое значение как источник собственно барита и как объект комплексного минерального сырья (полиметаллов, флюорита и др.). Их классификация предусматривает три главных источника рудоносных растворов — интрузивный, вулканогенный, амагматический. Однако на конкретных месторождениях далеко не всегда можно однозначно определить источник руды.

Баритовая и барит-витеритовая формации в осадочных вулканогенно-осадочных и других горных породах имеют большое значение, особенно в качестве источника высококачественного барита для химической промышленности. Форма рудных тел — линзы, жилы, пластообразные залежи, трубы. В рудах содержатся барит, кварц, кальцит, сидерит. В качестве примесей отмечаются флюорит, пирит, сульфиды цветных металлов, иногда золото, серебро, ртуть. Протяженность рудных тел колеблется от десятков метров до первых километров, мощность — от десятых долей метра до 15 м. Массовая доля барита изменяется от первых десятков процентов до 98%, витерита — от 0 до 70%. Вмещающие породы подвержены аргиллитизации, окварцеванию, хлоритизации, кальцитизации. Известны тела выполнения и замещения. Иногда барит и витерит цементируют обломки брекчий вмещающих пород. Барит формирует крупно- и мелкозернистые агрегаты. В ЧССР известно сидерит-баритовое месторождение Дрождак, залежи которого имеют жильную форму, мощность жилы достигает 30 м (в среднем 6 м). В США к этой формации относится месторождение Магнет-Ков. Интересно отметить, что на Аляске добыча высококачественного барита Аляски осуществляется из жилы (мощность до 30 м), расположенной под водой на глубине 10—30 м.

Месторождения данной формации известны в НРБ, ФРГ, Турции, Югославии, Франции и других странах.

Барит- и витерит-полиметаллические формации — крупнейшие источники барита. К данной группе формаций относится барит-полиметаллическая стратиформиальная формация в карбонатных породах, генезис которой дискусионен (телетермальный или эффузивно-осадочный). Форма рудных тел преимущест-

венно пласто- и линзообразная. Месторождения известны в СССР (Миргалимсайское и Жайремское в Казахстане) и США.

Другой формацией Данной группы является барит-полиметаллическая формация в эффузивных толщах (включая сами эффузивы и их туфы). Форма рудных тел преимущественно линзовидная, лентообразная, реже жильная. Генезис месторождений формации относят к гидротермальным вулканогенным и эффузивно-осадочным. Однако некоторые геологи связывают месторождения с плутогенным гидротермальным классом. По-видимому, больше оснований относить к плутогенным барит-полиметаллическую формацию жильного типа. Для большинства месторождений рассматриваемой группы формаций барит — попутный компонент, а ведущие компоненты — свинец, цинк, медь и другие металлы, количество полезных компонентов в рудах может достигать двух десятков. Возможно извлечение барита и из медноколчеданной формации, для которой форма залежей, характер вмещающих пород и трактовка генезиса близки барит-полиметаллической в эффузивных толщах.

Примером достаточно редкой витерит-полиметаллической формации является месторождение Эль-Порталь (США).

Барит-флюоритовая гидротермальная формация широко распространена в ряде регионов. Месторождения этой формации типичны для ЧССР, ГДР, ФРГ, Югославии и Канады. В СССР подобные месторождения известны в Средней Азии. Рудные тела представлены преимущественно жилами выполнения и замещения. В промышленном отношении формация значительно уступает барит-полиметаллическим. Наряду с баритом является существенным источником флюорита.

Формация баритоносных элювиальных и делювиальных россыпей имела существенное значение в США. Однако в связи с отработкой месторождений практическое значение формации постепенно понижается. Баритовые россыпи содержат до 25 % барита, заключенного в глинистой массе. Форма рудных тел — плаще- и линзообразная. Мощность залежей изменяется от долей метра до 10 м и более. Большинство геологов связывает генезис этих россыпей с процессами выветривания баритсодержащих доломитов.

К осадочным концентрациям барита относят как пока непромышленные скопления баритовых конкреций среди осадочных образований и на дне океанов, так и формацию пластовых месторождений барита в осадочных, преимущественно песчано-сланцевых и карбонатных толщах. Эта формация имеет большое промышленное значение и в некоторых странах является ведущей (ФРГ). Генезис ее спорный: одни геологи считают месторождения формации к «чисто осадочным», имея в виду в качестве источника бария воду океанов или привнес с суши, другие источником бария считают газовой-жидкие выделения вулканов или гидротермы, поступающие в области седиментогенеза. Ме-

сторождения известны в СССР, ФРГ (Мегген, Роммельсберг) и США. Кроме барита на этих месторождениях установлены небольшие количества сульфидов цветных металлов (Zn, Pb, Si) и железа, в ряде случаев заслуживающие попутной добычи. На месторождении Мегген добывают высококачественный кусковой барит. За 77 лет эксплуатации этого месторождения на нем добыто около 7 млн. т барита. В настоящее время месторождение существенно отработано.

К техногенным формациям относится формация эйфельных отвалов. Эта формация известна в СССР, США (Минерал-Кинг), Канаде (Джайент). Месторождения создаются в результате складирования отходов обогащения полиметаллических и медноколчеданных руд. Значение этого типа руд большое.

СЫРЬЕ С ПРОМЫШЛЕННО ЦЕННЫМ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ И ИХ ЗАМЕНТЕЛИ

Общие сведения

В промышленности широко используются калиевые полевые шпаты (ортоклаз, микроклин и санидин) $K[AlSi_3O_8]$ и плагиооклазы (изоморфный ряд альбит — анортит) $Na[AlSi_3O_8]$ — $Ca[Al_2Si_2O_8]$.

К калиевым полевым шпатам принадлежат также адуляр (водяно-прозрачная разновидность ортоклаза) и богатый натрием анортотлаз $(Na, K)[AlSi_3O_8]$. Как правило, в калиевых полевых шпатах в качестве примесей встречаются натрий и кальций, в незначительных количествах присутствуют железо, барий, цезий, свинец, таллий и другие элементы.

К ювелирно-поделочным разновидностям полевых шпатов относятся: иризирующий Лабрадор, лунный камень (иризирующий олигоклаз), солнечный камень (плагиоклаз с чешуйками гематита или слюды), амазонит (зеленый и голубовато-зеленый микроклин). Часто встречаются сростки различных полевых шпатов: пертиты (закономерное прораствание альбитом или другим кислым плагиоклазом калиевого полевого шпата) и антипертиты (закономерное прораствание плагиоклаза калиевым полевым шпатам). Нередки сростки полевых шпатов и кварца: мирмекит — тонкое прораствание кислого плагиоклаза червеобразными выделениями кварца; письменный гранит — прораствание полевого шпата клиновидными вростками кварца.

Виды сырья

К полевошпатовому сырью и его заменителям относят полевые шпаты и различные интрузивные, эффузивные и осадочные неизменные и измененные алюмосиликатные породы, богатые полевыми шпатами (альбититы, сиениты, анортозиты), полевыми шпатами и кварцем (письменный гранит, граниты, пески, песчаники), нефелином и полевым шпатам (щелочные горные породы и пегматиты), серицитом, кварцем и серицитом, полевым шпатам и кварцем (измененные вулканыты, некоторые метаморфические сланцы), каолином или диккитом, полевым шпатам и кварцем или каолином (диккитом), серицитом или жильбертитом и кварцем (каоилизированные гранитоиды, измененные

вулканыты, пески), серицитом, пирофиллитом и кварцем (измененные вулканыты).

К фарфоровым камням относят маложелезистые серицитизированные и каоилизированные (диккитизированные) вулканыты и пирофиллитизированные вулканыты с андалузитом и диаспорой.

Горные породы используются как целиком, так и с обогащением для извлечения определенных минеральных фракций (полевошпатовой, кварц-полевошпатовой, нефелин-полевошпатовой, нефелиновой), а также для удаления красящих компонентов. Для обогащения широко применяют флотацию, электромагнитную сепарацию, химическое обогащение и другие методы.

Полевошпатовое сырье разделяется на собственно полевошпатовое (<10% кварца) и кварц-полевошпатовое (>10% кварца). По степени крупности зерен среди сырья выделяют разновидности (размер частиц в мм): тонкомолотые <0,063; молотые <1,25; кусковые 20—200. По калиевому модулю (отношение массовой доли оксида калия к оксиду натрия) полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы разделяют на высококалиевые (>2), низкокалиевые (модуль не нормируется) и калинатовые (0,9—2).

Применение

Стекольная промышленность СССР потребляет 45—50% полевошпатовых материалов, фарфоро-фаянсовая — 20—25%, строительно-керамическая — 8—12%, электротехническая — 9—11%. Кроме того, полевошпатовые материалы применяются в производстве электродов, абразивов и изделий электронной промышленности для изготовления эмали, а также в лакокрасочной, резиновой и мыловаренной отраслях промышленности в качестве абразивов. Новые области применения полевошпатовых материалов — производство стеклокристаллических материалов (ситаллов и шлакоситаллов), теплоизоляционных материалов («пеностекло»), сульфатно-щелочных удобрений.

Стекольная промышленность использует обогащенные полевошпатовые, нефелин-полевошпатовые и кварц-полевошпатовые концентраты и необогащенные горные породы с различным калиевым модулем (не нормируется). Наиболее вредная примесь для производства стекол — оксид железа. Присутствие оксида алюминия имеет положительное значение, с повышением массовой доли Al_2O_3 уменьшается коэффициент линейного расширения, повышается химическая стойкость, улучшается механическая прочность и возрастает твердость стекол.

Массовая доля глинозема для лучших марок стекол должна быть не менее 20%. Регламентация массовой доли суммы щелочных оксидов (K_2O и Na_2O) и кремнезема также важна. В марках полевых шпатов указаны ограничения массовой доли Fe_2O_3 (первая цифра) и глинозема (вторая цифра). Так, у марок ПШС-0,20-16 и ПШС-0,25-20 максимально допустимая массо-

Ей доля PbO составляет соответственно 0,20 и 0,25 %, а минимальная доля Al_2O_3 — 16 и 20 %.

Концентраты марок ПШС-0,20-16 и ПШС-0,25-20 используют для получения электровакуумного и высокосортного технического стекла, марок ПШС-0,30-20 — для изготовления технического стекла, марок ПШС-0,50-20 и ПШС-0,70-20 листового оконного стекла, ПШС-Н-20 — темно-зеленого и тарного стекла (буква «Н» вместо цифры означает, что соответствующий показатель не нормируется). Для технического стекла используется не только полевошпатовое сырье (ПШС), но и кварц-полевошпатовое (КПШС) марок К.ПШС-0,20-11,5 и К.ПШС-0,20-14. Для производства листового технического стекла употребляются концентраты марки КПШС-0,30-11,5, а листового оконного стекла — КПШС-0,70-11,5. Для производства изделий из темно-зеленого оконного и тарного стекла используют концентраты марки КПШС-Н-11,5.

Керамическая промышленность потребляет полевошпатовые и кварц-полевошпатовые материалы (ПМШ) для получения хозяйственного и художественного фарфора, фаянса, электротехнического фарфора (тонкой керамики).

При производстве тонкой керамики полевые шпаты входят в состав сырьевых масс обычно в количестве 15—40%, в процессе обжига расплавляются в первую очередь легкоплавкие компоненты, которые и образуют вязкое стекло, скрепляющее остальные компоненты (беложгущую глину, каолин, кварц). При получении хозяйственного и художественного фарфора используются в основном калиевые полевые шпаты, при производстве низкотемпературного фарфора для дешевой посуды — преимущественно натровые. Инконгруэнтно плавящиеся калиевые полевые шпаты расширяют интервал стеклообразования, формируют расплавы большей вязкости, что необходимо для предохранения изделий от деформаций при обжиге, а также придают изделиям высокую механическую прочность, хорошую просветленность и повышенную термостойкость.

В электрофарфоре повышенная массовая доля натрия приводит к нежелательному возрастанию диэлектрической проницаемости, увеличению тангенса угла диэлектрических потерь.

В производстве тонкой керамики наиболее применимы материалы с калиевым модулем 2—3, в изделиях высоких марок — с модулем 3 и выше. Повышенная массовая доля оксида железа снижает белизну изделий, а также приводит к образованию нежелательных пятен («мушки») и повышению пористости фарфора. Поэтому массовая доля Fe_2O_3 не должна превышать 30 %. Повышенная массовая доля щелочноземельных оксидов (более 1,5%) ведет к понижению вязкости расплава, накоплению газообразных компонентов, а также к деформации и раздуванию изделий (появлению «прыща»).

В фарфоровых массах калиевые полевые шпаты составляют 17—25 %, натровые — до 50 %, а в фарфоровых глазурях массовая доля высококалийных полевых шпатов (калиевый модуль 3) достигает 43 %.

Для производства фарфора и фаянса используется сырье ряда марок, в индексах которых первая цифра показывает ограничения массовой доли Fe_2O_3 , вторая — минимума отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{BaO}$. Так, для изготовления худо-

жественного и хозяйственного фарфора и фаянса и электротехнического фарфора применяют концентраты марок ПШМ-0,15-3, ПШМ-0,20-3 и ПШМ-0,20-2; электротехнического фарфора — ПШМ-0,30-3, ПШМ-0,15-2, КПШК-0,30-3, КПШК-0,30-2 и др.

В строительной керамике кварц-полевошпатовые материалы используют при производстве санитарно-керамических изделий, облицовочных и отделочных плиток, низкотемпературного фарфора и других изделий.

Для концентратов всех марок этой продукции массовая доля оксида железа должна быть не более 0,30 % • Нормируется также калиевый модуль: КПШМ-0,2-0,9 (санитарно-керамические изделия), КПШМ-0,3-0,7 (отделочные и облицовочные плитки) и др.

В ряде зарубежных стран массовую долю красящих оксидов с помощью глубокого обогащения снижают до 0,02, что существенно повышает белизну изделий (понижение массовой доли красящих оксидов на 0,1 % повышает белизну фарфора на 2—3 %). Повышение качества фарфоровых изделий связано с возрастанием выпуска «твердого фарфора», в шихте для производства которого массовая доля калиевого полевого шпата составляет 25 %, а температура обжига 1380—1430 °С. Для производства «мягкого фарфора» применяется шихта с массовой долей калиевого полевого шпата 32—38 % и температурой обжига 1300—1320 °С. Для «твердого фарфора» характерны повышенная прочность и белизна, высокие химические и термическая стойкость.

Внедрение на производстве скоростного обжига шихты требует использования материалов с калиевым модулем 3—4, что обеспечивает ускоренное созревание фарфора и улучшение качества глазурных покрытий. Выпуск же низкотемпературных полуфарфоровых изделий («стекловидный фарфор») требует полевошпатовых материалов с калиевым модулем 0,5.

Для производства оптических стекол, специальных видов керамики, эмалей, глазурей, ситаллов и других изделий большое значение имеют различные минеральные добавки особого состава (лепидолита, циннвальдита, сподумена, петалита, амблигонита, поллуцита).

Полевые шпаты используются при получении связки абразивных изделий (шлифовальных, точильных). При этом высококалийные полевые шпаты обеспечивают лучшее скрепление абразивных зерен.

В производстве сварочных электродов предпочтение также отдается высококалийным материалам. В производстве эмалей для металлической посуды в основном используют натровые полевые шпаты. Массовая доля полевых шпатов в шихте эмалей достигает 35%; полевые шпаты увеличивают вязкость и химическую стойкость эмалевых покрытий.

В микроклиновом полевошпатовом сырье для получения фарфоровой глазури) массовая доля Fe_2O_3 должна быть не более 0,15%, TiO_2 — не более 0,05%, сумма $\text{CaO}+\text{MgO}$ — не более 1,2, отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{BaO}$ — не менее

2,5, сумма K_2O+Na_2O — не менее 12, массовая доля свободно SiO_2 — не более 8%. Спек после обжига при температурах 1350–1370°C должен быть чистым (без «мушки»). Не допускается наличие видимых минеральных примесей турмалина и граната, но допустимы включения мусковита и биотита.

Для крошки пегматитов (заполнитель декоративных бетонов для наружной и внутренней штукатурок, а также облицовочных плит заводского изготовления для наружных и внутренних облицовок) предъявляются требования морозостойкости: после 50 циклов замораживания потеря в массе должна быть не более 5%. Учитываются также требования к дробимости при сжатии в цилиндре и предел прочности на сжатие.

Экономические сведения

Полевошпатовое сырье добывается во многих странах. Уровень его добычи в развитых капиталистических и развивающихся странах с 1970 по 1980 г. возрос с 2 до 2,54 млн. т. Основные экспортеры полевошпатовых материалов — Норвегия, Канада, Швеция, Финляндия, ФРГ, СФРЮ.

В СССР известно около 60 промышленных месторождений полевошпатового сырья: месторождения гранитных пегматитов, лейкократовых гранитов, щелочных каолинов, каолинсодержащих полевошпат-кварцевых песков, фарфоровых камней, обсидианов, перлитов, риолитов и их туфов, альбититов. Основные зоны высококачественных полевых шпатов расположены в Кольско-Карельском регионе и Мамско-Чуйской провинции. Месторождения фарфорового камня известны на Дальнем Востоке, в Западной Сибири, Казахстане и на Кавказе.

По данным Горного бюро США, в 1983 г. добыча полевого шпата, нефелина, сиенита и аплита составила (в тыс. т): Италия 800; США 644; ФРГ 340; Франция 172; Испания 122; Мексика 109; Бразилия 100; Турция 73; Финляндия 70; ЮАР 45; Индия 43; Швеция 40.

Кроме собственно полевошпатовых материалов во многих странах добывают и ряд их заменителей. Например, в Японии добывают ежегодно около 250 тыс. т фарфорового камня и 500 тыс. т аплита; в Великобритании — 50 тыс. т фарфорового камня; в Канаде — около 500 тыс. т нефелинового сиенита. В США к «аплитам» относят анортозиты, аляскинты, некоторые гнейсы и другие породы.

Большое количество полевошпатового сырья и его заменителей (граниты, фарфоровый камень) добывают в СССР, КНР, КНДР, СРР, СФРЮ, ПНР. В КНР, Японии, КНДР, Австралии, ФРГ, США используют риолиты, аплиты и фарфоровые камни; в ПНР — лейкократовые граниты, серицитизированные и каолинизированные граниты, трахиты, порфиры, аркозовые пески, фонолиты; в ЧССР — фонолиты и полевошпатовые пески и гравий; в НРБ — полевошпатовые пески; в Испании и ФРГ — каолинизированные граниты; во Франции — гранулиты и полевошпатовые пески; в Великобритании — грейзенизированные граниты (корнвалийский камень). В мировой добыче полевошпатовых материалов на долю заменителей приходится более 60%.

Цена флотационного концентрата полевого шпата в США в 1983 г. составляла 77 дол./т.

Условия образования месторождений

Полевошпатовые материалы имеют обычно магматическое происхождение — аляскинтовые граниты, нефелиновые сиениты, анортозиты, кислые и щелочные эффузивы и их туфы, перлиты и другие магматические породы. Генезис некоторых формаций понимается по-разному. Так, например, богатая калиевыми полевыми шпатами формация гранитов-рапакиви одними геологами рассматривается как магматическая, другими — как метаморфогенная.

Пегматиты — источник наиболее высококачественных полевых шпатов — имеют разное происхождение. Собственно полевошпатовые пегматиты (наиболее глубинные) в большинстве случаев имеют метаморфогенное происхождение (Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий и др.). Мусковитоносные пегматиты, из которых полевой шпат получают попутно с мусковитом, возникают как путем кристаллизации расплава и последующим метасоматозом (А. Е. Ферсман, К. А. Власов, А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов и др.), так и в процессе метаморфизма (Ю. М. Соколов и др.). В более сложных по составу пегматитах, особенно редкометальных, из которых также попутно извлекают полевые шпаты, наряду с магматическими процессами большую роль играет метасоматоз (М. Ф. Стрелкин, А. И. Гинзбург и др.).

К гидротермальным месторождениям относятся месторождения грейзенизированных гранитов («корнвалийский камень») и различных фарфоровых камней. Гидротермальные растворы, формирующие месторождения фарфорового камня, могут иметь вадозное происхождение (Ж. Ш. Мегрелишвили, И. Ф. Романовичем и др.). Грейзенизация гранитоидов осуществлялась в основном за счет ювенильных или смешанных вод. К гидротермальным относятся и адуляр-флюоритовые жилы (источник адуляра и флюорита).

К месторождениям выветривания относится формация щелочных каолинов. Ее образование связано с избирательным выветриванием полевых шпатов. В то время как плагиоклазы замещаются каолинитом, калиевые полевые шпаты еще относительно устойчивы. В связи с этим между зоной обычных первичных каолинов, имеющих в основном кварц-каолинитовый состав, и зоной гранитоидов, подвергающихся начальной стадии выветривания, может находиться зона кварц-каолинитовых пород с существенным содержанием калиевых полевых шпатов, которую и называют зоной щелочных каолинов.

К осадочным образованиям относят месторождения полевошпатовых песков и песчаников, являющихся нередко источниками не только полевых шпатов, но также кварца и каолинита. При этом каолинизация может развиваться наложенным путем по осадочной кварц-полевошпатовой породе.

К эффузивно-осадочным образованиям относятся месторождения туфов кислых вулканитов.

Метаморфогенными считают месторождения геллефлинттов, сформированные в результате воздействия процессов регионального метаморфизма на кислые вулканиты и их туфы, а также на гранулиты и гнейсы. Гидротермально-метаморфическим следует считать и Кубесское месторождение фарфорового камня диаспор-пирофиллит-серицит-кварцевого состава. На первом этапе (гидротермальном) здесь образовалась формация вторичных кварцитов вулканогенного гидротермального генезиса. На втором этапе (метаморфическом) породы подвергались регио-

нальному метаморфизму. К метаморфогенным относится и формация серицитовых сланцев — потенциальный источник керамического сырья.

Основные формации

Среди промышленных месторождений полевошпатового сырья и его заменителей выделяются формации эндогенной (магматические, пегматитовые, гидротермальные, метаморфогенные), экзогенной (выветривания и осадочные) и экзогенно-эндогенной (эффузивно-осадочные) серий.

К магматическим формациям относятся формации лейкократовых гранитов, аплитов, альбититов, нефелиновых сиенитов и анортозитов, являющихся интрузивными породами, и формации риолитов, фонолитов, фельзит-порфиоров, альбитофиоров, перлитов и обсидианов — эффузивных и экструзивных вулканических образований.

Наиболее ценными среди *гранитов* являются лейкократовые разновидности, бедные железом и богатые щелочами, особенно калием. Из гранитов путем обогащения получают полевошпатовые и кварц-полевошпатовые концентраты, а иногда и мусковитовый концентрат. Месторождения данной формации известны в СССР (Каричсайское в Узбекистане), США (Спрус-Пайн в Северной Каролине) и других странах.

Мощность крупных линз, штоков и пластообразных залежей обычно изменяется от сотен метров до километров, протяженность составляет километры. Массовые доли ведущих минералов во второй зоне Каричсайского месторождения (в %): плагиоклаз 23—40; микроклин 17—35; кварц 16—40; биотит и мусковит 0,3—9. Акцессорные минералы представлены гранатом, сфеном, цирконом, апатитом. Выход полевошпатового концентрата составляет 60%, кварцевого — 6—15%. Получают также гранатовый и слюдяной концентраты. Массовые доли компонентов в полевошпатовом концентрате (в %): SiO_2 76,2; Al_2O_3 13,2; K_2O 5,1; Na_2O 3,4; Fe_2O_3 0,23. На месторождении Спрус-Пайн отношение плагиоклаза к пертитовому микроклину составляет около 2:1; после флотации получают полевошпатовый, кварцевый и слюдяной концентраты.

Формация нефелиновых сиенитов — важный источник керамического сырья. При оценке месторождений особое внимание, уделяя массовым долям оксидов железа и щелочей. Залежи по морфологии и параметрам близки к залежам формации гранитоидов. c \

В СССР наиболее известны месторождения в Мурманской области (Хибинская группа) и в Сибири (Кия-Шалтырское). В Хибинской группе месторождений нефелиновый концентрат получают попутно при основной добыче фосфора. Кия-Шалтырское месторождение разрабатывается главным образом как источник алюминия. Интерес заслуживает Сыннырский массив,

содержащий высококалийевый минерал кальсилит. Массив находится в зоне БАМа и рассматривается как комплексное месторождение (калий, алюминий и др.). Нефелиновые сиениты месторождения Блу-Маунтин (Канада) разрабатываются специально для целей керамики и стекольной промышленности. Их состав (в %): нефелин 23; альбит 59; микроклин 16, магнетит, биотит и другие примеси 2.

Массовые доли главных компонентов в исходном сырье и в концентрате следующие (в %): Fe_2O_3 2,15 и 0,047; K_2O 3,94 и 4; Na_2O 10,48 и 10,49; Al_2O_3 23,06 и 23,41. Как отмечает Р. Бейтс, в нефелиновых сиенитах по сравнению с полевыми шпатами выше массовая доля глинозема, увеличивающая устойчивость стекла к физическим и термическим воздействиям. Кроме того, высокое содержание щелочей понижает температуру плавления шихты и тем самым снижает энергетические затраты. Значительное уменьшение массовой доли железа в концентрате обусловлено применением магнитной сепарации.

Источниками полевошпатового сырья служат пегматиты различных формаций: 1) керамические (по А. И. Гинзбургу и др.) или полевошпатовые (по В. С. Тахташеву); 2) одюдоносные; 3) редкометальные; 4) хрусталеносные. В первой формации (керамические пегматиты) полевой шпат — основной объект добычи, в остальных полевой шпат добывается попутно. Форма залежей пегматитовых месторождений — жилы, линзы, штоки, гнезда.

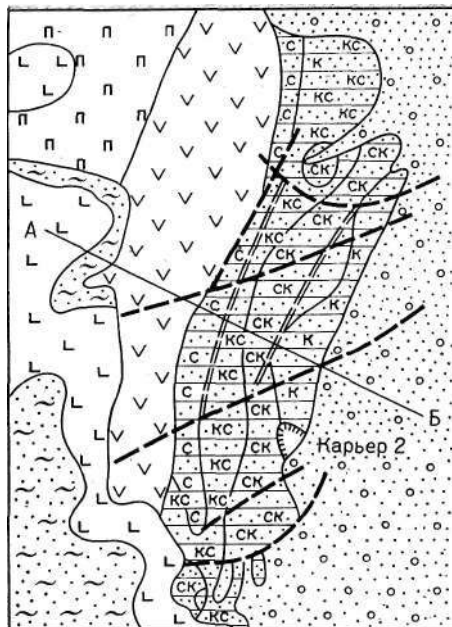
Полевошпатовые пегматиты — глубинные образования. Месторождения возникают в условиях ультраметаморфизма, вмещают пегматитовые тела (обычно породы гранулитовой фации метаморфизма). Месторождения известны в Карелии, на Украине, на Южном Урале, чаще встречаются на древних щитах.

Слюдоносные пегматиты широко развиты. Месторождения формируются в условиях больших глубин преимущественно среди пород альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма. Основную ценность могут представлять как слюды, так и полевые шпаты.

Встречаются как зональные (дифференцированные), так и азональные пегматиты. Протяженность пегматитовых жил изменяется от десятков до сотен метров, мощность — от первых метров до 10 м. Кроме полевых шпатов и мусковита из пегматитов добывают и жильный кварц, пригодный для получения фарфоровых глазурей.

Месторождения известны в СССР (Карело-Кольский и Мамско-Чуйский регионы), Индии и других странах.

Редкометальные пегматиты А. И. Гинзбург и Г. Г. Родионов относят к образованиям средних (умеренных) глубин. Данные пегматиты служат в основном источником тантала, лития, цезия, рубидия, бериллия и других редких элементов, а иногда и драгоценных камней (кунцита, цветных турмалинов и др.).



Разрез по линии А-Б

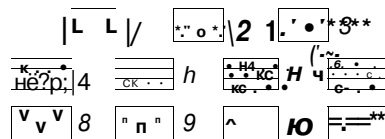
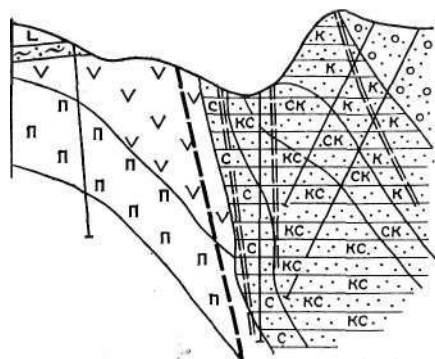


Рис. 11. Схематическая геологическая карта и разрез Гусевского месторождения фарфорового камня (по В. С. Коренбауму, В. И. Финько и В. А. Тащилкину):

1 — плиоценовые базальты и их туфы; 2 — миоценовые песчано-пелловые отложения с галькой; 3 — позднемиоценовая толща переслаивания песчаников, аргиллитов и углистых пород; 4—7 — фашиальные зоны гидротермально измененных дацитов (4 — каолинитовая, 5 — серицит-каолинитовая, 6 — каолинит-серицитовая, 7 — серицитовая); 8 — пропилитизированные дацитовые порфиры; 9 — пропилиты; 10 — разрывные нарушения; // — зоны повышенной трещиноватости

Месторождения известны в СССР, США, Афганистане, Бразилии и других странах.

Хрусталеносные пегматиты возникают на малых глубинах и являются обычно источником пьезокварца и оптического флюорита, а полевые шпаты добываются попутно. Такие пегматиты известны в СССР (Казахстан, Украина) и других странах.

Следует иметь в виду, что существуют пегматиты промежуточного типа. Например, как отмечают А. И. Гинзбург, И. Н. Тимофеев и Л. Г. Фельдман, наибольшее количество высококачественного полевого шпата сосредоточено в пегматитах, переходных от керамических к слюдяно-керамическим, по классификации

камня (рис. 11). В. И. Финько, Г. П. Васянов и Б. Ф. Горбачев выделяют среди фарфоровых камней две группы: кварцсодержащие и бескварцевые. Группа кварцсодержащих фарфоровых камней объединяет четыре основных минеральных типа: каолинит-кварцевый, мусковит-кварцевый, пиррофиллит-кварцевый, полевошпат-кварцевый. В последнем выделены калиевый, калиево-натриевый и натриевый подтипы. Установлен также ряд переходных типов (например, мусковит-каолинит-кварцевый). К группе бескварцевых фарфоровых камней отнесены мусковит-пиррофиллитовый, мусковит-каолинитовый, мусковит-пиррофиллит-диаспоровый, каолинит-пиррофиллит-мусковитовый, тосудит-мусковитовый (тосудит-глинистый смешаннослойный минерал) и др.

Бескварцевые фарфоровые камни представляют большой интерес для тонкой керамики, хотя пока эта разновидность у нас в стране не выявлена.

Залежи фарфоровых камней обычно имеют форму штоков, линз, дайкообразных тел. Размеры залежей изменяются в основном от десятков метров до первых километров, запасы сырья — от десятков тысяч до миллионов тонн. Фарфоровые камни содержат основные компоненты фарфоровой массы в виде кремнезема, глинозема, щелочей, однако требуют при шихтовке некоторой корректировки состава. Нередко в керамическую массу добавляют некоторые количества полевых шпатов, огнеупорной глины и других продуктов. При оценке качества фарфорового камня учитывают, насколько низка массовая доля хромофоров (оксидов железа, титана, марганца, хрома и др.), насколько высока массовая доля щелочей и глинозема, а также соотношение оксидов щелочей. Для использования камня в керамике благоприятно существенное преобладание калия над натрием. Наконец, важно постоянство состава сырья в пределах залежей или отдельных зон, где возможна селективная выемка. Следует иметь в виду, что качество сырья с глубиной изменяется в связи с процессами выветривания. Верхние зоны могут содержать наиболее высокосортное сырье в связи с выщелачиванием оксидов железа. На глубине могут появиться сначала оксиды хромофоров, а затем сульфиды (пирит, халькопирит и др.).

В СССР месторождения фарфорового камня с кварцем и каолином (или другими минералами группы каолина) известны в Приморье (Гусевское) и Казахстане (Кулан-Тюбинское). На Гусевском месторождении установлен ряд разновидностей фарфорового камня. По данным В. И. Магидовича и В. И. Финько, фарфоровые камни имеют следующий состав (в %): разности с нормальной щелочностью — кварц 40—60, серицит и гидрослюда 12—40, диккит — 10—30; «бесщелочные» разности — кварц 50, диккит 30—40, перлитово-глинистое и углистое вещество 15—20, серицит и гидрослюда 2—3. Массовые доли K_2O и $(K_2O + Na_2O)$ в фарфоровых камнях месторождения составляют соответственно (в %): разности с нормальной щелочно-

П. А. Борисова). Кроме того, в пределах одного и того же рудного поля могут встречаться керамические и редкометалльные, а также керамические и слюдяноносные пегматиты.

Среди гидротермальных месторождений заместителей полевых шпатов большую роль играют *формации фарфорового*

стью 0,60—3,24 и 0,51—3; бесщелочные 0,09—0,4 и не более 0,5; щелочные 1,7—3,9 и более 3.

Месторождение возникло за счет гидротермального изменения эффузивов типа дацитовых порфиров.

Кишкитское месторождение кварц-серицитового фарфорового камня сформировалось за счет фельзит-порфиров. Сырье его имеет следующий состав (в %): SiO_2 77,48—80,48; Al_2O_3 12,54—14,30; Fe_2O_3 0,25—0,80; FeO 0,10—0,29; MgO 0,17—0,20; CaO 0,082—0,14; K_2O 3,11—3,82; Na_2O 0,05—0,08. Каолинизированные риофальзиты служат сырьем Сергеевского месторождения в Приморье, а серицит-кварцевый фарфоровый камень — сырьем месторождения Бектакари в Грузии.

Состав фарфоровых камней на ряде месторождений КНР следующий (в %): месторождение Нань-Кан — кварц 58, серицит 28, карбонат 4, каолинит 10; месторождение Тай-Хо-Кэн — кварц 69, серицит 23, альбит 5, карбонат 3 (данные Л. Н. Никулиной и Т. И. Тараевой). Камень месторождения Нань-Кан подвергают ручной, а затем водной сортировке. В состав керамической массы вводят до 70 % данного фарфорового камня.

Месторождения фарфорового камня известны в Японии, в том числе керамической* камня амакуса кварц-серицитового состава (60 % кварца, 40 % серицита).

Месторождение Дожир в МНР принадлежит к *флюорит-адулярной гидротермальной формации*.

Формация щелочных каолинов связана с выветриванием калиевошпатсодержащих гранитов, а иногда и гранулитов, аркозовых песчаников и даже вулканитов. Месторождения известны в СССР (Украина, Казахстан), ПНР, Франции, ФРГ и других странах. Форма залежей — линзо- и плащеобразная, иногда жиллообразная (в условиях линейной коры выветривания или выветривания даек полевошпатовых пород). На Украине щелочные каолины развились по гранитам (Просьяновское месторождение); на месторождении Щеблун в ПНР сырьем служит апогранитовая дресва, пригодная для керамики; месторождение Монтебра во Франции принадлежит к формации выветрелых гранулитов. К месторождениям с не полностью каолинизированным полевым шпатом относятся Тиршенрейт в ФРГ, Сент-Мрье во Франции. Каолинизированные аркозовые песчаники, сформировавшиеся в условиях линейной коры выветривания, разрабатываются на месторождении Хиршау-Шнайтенбах в ФРГ, а аповулканитовые (по трахитам) щелочные каолины — на месторождение Седлец в ПНР.

К осадочным месторождениям полевошпатового сырья относятся Чалганское в СССР и Дель-Монте в США (дюнные пески), Дуэва во Франции (речные пески) и др. Залежи осадочных месторождений имеют формы пластов и линз, мощность их изменяется от первых метров до 10 м, реже более. Сырье нередко комплексное. Например, на Чалганском месторождении возможно получение трех концентратов; каолинитового, кварцевого

и полевошпатового. Месторождение образовано в три этапа: формирование аркозовых песков, их каолинизация, перемыв.

К эффузивно-осадочным формациям керамического сырья относятся месторождения кислых туфов и других вулканогенно-осадочных образований. На Артеийском месторождении в Армении перлитовые пески формируют пластообразную залежь мощностью от 0,7 до 65,5 м.

ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТЫЕ МИНЕРАЛЫ

К неметаллическому высокоглиноземистому сырью относят кианит $\text{Al}_2\text{O}_3[\text{SiO}_4]$, силлиманит $\text{Al}[\text{AlSiO}_5]$, андалузит $\text{Al}_2[\text{SiO}_4]$, а также дюмортьерит $\text{Al}_7[\text{B}_3]_5[\text{SiO}_4]_3$ и топаз $\text{Al}_2(\text{F}, \text{OH})_2[\text{SiO}_4]$.

Кианит, андалузит, силлиманит и дюмортьерит при температуре 1250—1500 °С разлагаются с образованием муллита $3\text{Al}_2\text{O}_3-2\text{SiO}_2$ и кристобалитового стекла. Температура плавления муллита около 1800 °С, он обладает химической инертностью, небольшим коэффициентом термического расширения и диэлектрическими свойствами. В США, Японии и ряде стран Западной Европы в качестве огнеупоров используют синтетические муллит, силлиманит и пинит (псевдоморфоза мусковита по кордиериту).

Высокоглиноземистые минералы используют при производстве огнеупоров в металлургии, а также в стекольной и керамической отраслях промышленности. Кроме того, из кианита, силлиманита, и андалузита электротермическим методом получают силумин; они же являются потенциальными источниками алюминия. Огнеупоры из высокоглиноземистых минералов более стойки по сравнению с шамотом и применяются для ковшевого и стопорного припаса, в регенераторах мартеновских и воздуходувных доменных печей, для футеровки сводов электропечей. Силумины используют в авиационной, автомобильной и других отраслях промышленности.

Ведущие страны по добыче высокоглиноземистого сырья — Индия, США, ЮАР. Добыча этого сырья ведется также в СССР, Франции, Испании, Южной Корее, Мозамбике, Намибии, Зимбабве, Бразилии. Большие запасы высокоглиноземистого сырья имеются в Австралии, Канаде и других странах. В развитых капиталистических и развивающихся странах ежегодно добывают несколько сотен тысяч тонн высокоглиноземистого сырья. Например, в 1983 г. в Индии было добыто около 35 тыс. т кианита и 14 тыс. т силлиманита; в ЮАР в 1981 г. — около 180 тыс. т андалузита и 9 тыс. т силлиманита; во Франции в 1983 г. — около 30 тыс. т кианита и андалузита. Огнеупорный топаз и дюмортьерит добывают в США. Цена андалузита составляет 57—200 дол/т, силлиманита — 340 дол/т.

Среди месторождений высокоглиноземистых минералов выделяют гидротермальные, метаморфические и россыпные. К гидротермальным относят топазовые формации в грейзенах (и других

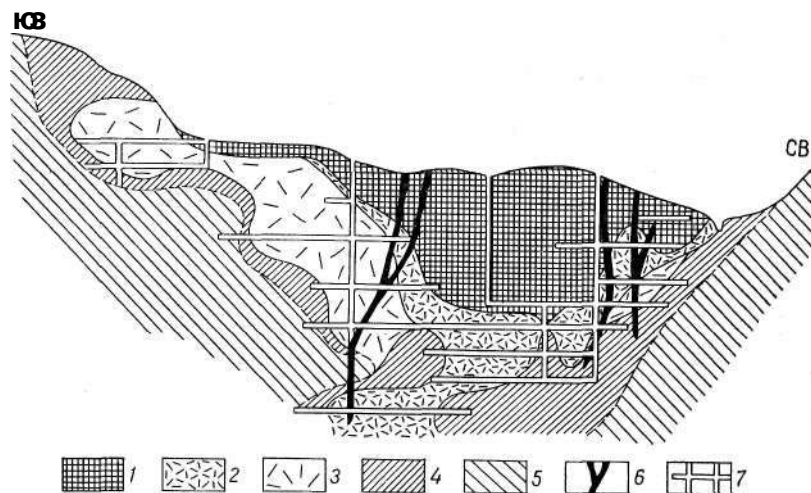


Рис. 12. Схематический геологический разрез месторождения корунда и андалузитов Семиз-Бугу (по К. И. Остащенко):

1—3 — продуктивные породы (1 — корундовые; 2 — пирит-корундовые, слюдяно-корундовые и корунд-андалузитовые; 3 — андалузитовые, кварц-андалузитовые и андалузит-кварцевые); 4 — андалузитовые вторичные кварциты; 5 — серицитовые вторичные кварциты; 6 — дайки габбро-порфирита; 7 — горные выработки

алюмосиликатных породах) и во вторичных кварцитах (рис. 12). Последняя является источником андалузита и корунда (СССР), а также корунда, андалузита, муллита и диаспора (ЧССР), дюрморьера и топаза.

К метаморфическим формациям относятся формации региональной метаморфизации: кианитовая (СССР, Индия, США) и силлиманитовая в кристаллических сланцах. Месторождения этого типа нередко являются комплексными, из них возможно добывать также абразивный гранат и мелкочешуйчатый мусковит. К контактово-метаморфическим относятся некоторые силлиманитовые месторождения (например, Кяхтинское) в основном тонковолокнистого силлиманита (фибrolита), а также хиастолитовые месторождения, приуроченные к зоне контакта интрузивов с глинистыми сланцами.

Россыпные месторождения разделяются на делювиальные и прибрежно-морские — древние и современные, в том числе шельфовые. Аллювиальные месторождения андалузита известны в ЮАР. Россыпные месторождения, могут быть комплексными, из них дополнительно могут извлекаться минералы титана и циркония, абразивные гранаты, корунд и другие минералы.

К эндогенно-экзогенной серии следует отнести каолин-силлиманит-слюдяное месторождение Вильямстоун (Австралия). Главный объект добычи здесь каолинизированный силлиманит, в котором массовая доля Al_2O_3 составляет 40—48 %. Попутно получают даумарит (серицит), вермикулит, огнеупорный сланец и белую глину.

МАГНЕЗИТ И БРУСИТ

Общие сведения

Магнезит $MgCO_3$ и брусит $Mg(OH)_2$ — высокомагнезиальные минералы.

Для магнезита характерно присутствие изоморфной примеси FeO . В собственном магнезите массовая доля FeO изменяется от первых десятых долей процента до первых процентов, в брейнерите — от 5 до 50%; известны магнезиально-железистые карбонаты и с более высокой массовой долей FeO . Кроме железа в магнезите могут быть примеси MnO , CaO , иногда Ni и Co . Нередко в магнезитовых рудах присутствуют кварц, силикаты (талк, хлорит, серпентин, глинистые минералы), доломит, графит и брусит. В незначительных количествах отмечаются сульфиды (пирит, халькопирит, галенит и др.), а также гидроксиды и оксиды железа. Иногда магнезиту сопутствуют гидромагнезит $Mg_3(OH)_2[CO_3]_4 \cdot 4H_2O$, керолит $Mg_4(OH)_4[Si_4O_{10}] \cdot 4H_2O$, опал, арагонит и другие минералы.

В брусите массовая доля железа в пересчете на Fe_2O_3 колеблется от первых сотых долей процента до первых процентов, в ферробрусите она возрастает до 11 %. В качестве примесей отмечается также Mn , в меньших количествах — Ni , Zn и другие элементы. В бруситовых рудах отмечаются Al_2O_3 , CaO и SiO_2 , наличие которых связывается с минеральными примесями (SiO_2 с серпентином, CaO с кальцитом). В составе бруситовых руд отмечаются серпентины, гидромагнезит, девейлит, иногда доломит, магнезит и другие минералы.

В процессе обжига при температуре 600—1000 °С магнезит теряет основную массу CO_2 (остается 2—10 %) и превращается в так называемый «каустический магнезит», обладающий гидравлическими вяжущими свойствами. При обжиге до температур 1450—1800 °С получают «намертво обожженный магнезит» — искусственный периклаз MgO , в котором CO_2 отсутствует. Температура плавления периклаза 2800 °С. Примеси Ca и Fe снижают его огнеупорность.

Дегидратация брусита с переходом в периклаз осуществляется при 450 °С. Брусит — мягкий минерал (твердость 2,5) с приятным перламутровым блеском. Окраска его обычно белая, голубовато-белая, зеленовато-белая, серая, бледно-розовая.

Виды сырья

Среди магнезитового сырья выделяют два основных вида: кристаллический (ведущий) и скрытокристаллический магнезит. Второстепенное значение имеют брейнеритовые и гидромагнезитовые руды.

Кристаллический магнезит имеет структуру от мелко- до крупнозернистой, текстуры полосчатую, реже пятнистую,

прожилковую и брекчевидную, окраска магнезита белая, серая, желтовато-серая. Высококачественными рудами считают сырье с незначительными примесями SiO_2 и CaO . В высококачественных рудах Савинского месторождения — звездчатых и шестоватых (и ланцетовидных) — средняя массовая доля SiO_2 составляет соответственно 2,97 и 1,47 %, CaO — 1,37 и 0,67 %, ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$) — 1,78 и 1,53%; в более бедных рудах (полосчатых и брекчевидных) массовая доля SiO_2 составляет 0,94%, CaO — 0,81 % • На месторождениях Габбского рудного поля (США) по массовой доле CaO выделяют два основных вида магнезитового сырья: менее 5 % CaO ; 5—26 % CaO . Запасы руд с массовой долей более 26 % CaO существенно меньше. В рудах Кызылташского месторождения (СССР) массовая доля SiO_2 составляет 17,18%, CaO — 1,76%, Fe_2O_3 — 4,24%. В результате флотации из них получен концентрат с массовыми долями SiO_2 , CaO , Fe_2O_3 соответственно 1,86, 1,9, 6,65 % (флотация обеспечила лишь резкое уменьшение массовой доли SiO_2). Флотация руд Исмакаевского месторождения (СССР) позволила снизить массовую долю SiO_2 с 9,6 до 1,73 %, CaO — с 2,63 до 1,91 %.

Скрытокристаллический магнезит имеет обычно фарфоровидный облик и цвет от снежно-белого до кремового, буро-желтого, серо-желтого.

Качество руд также зависит от содержаний SiO_2 , CaO и Fe_2O_3 . На месторождении Салема (Индия) массовые доли SiO_2 и CaO в сыром магнезите и товарном концентрате составляют (в %): SiO_2 7,67 и 0,5; CaO 0,04 и 1,6. Хотя в ряде стран существенная часть добываемых руд не подвергается обогащению, все возрастающие требования к качеству огнеупоров ставят вопрос о применении глубокого обогащения (флотация, химическое обогащение и др.) даже руд высокого качества (например, саткинских).

В настоящее время обогащение саткинских руд в тяжелых суспензиях обеспечивает получение периклаза с массовой долей MgO 92 %; глубокое обогащение позволит получить периклаз с массовой долей MgO 96 % (Г. М. Каторгин).

Брейнеритовые руды добываются в ограниченном количестве. Например, на месторождении Делоро-Тауншип (Канада) разрабатывают руды, состоящие из брейнерита (11 % минала FeCO_3), талька и кварца. Брейнеритовые руды известны в СССР, Новой Зеландии и других странах. Богатые брейнеритом руды встречаются редко; широко развиты брейнерит-тальковые, кварц-брейнеритовые и брейнерит-тальк-серпентиновые руды, в которых массовая доля брейнерита обычно составляет 20—45%. Бедные брейнеритовые руды имеют, как правило, ограниченное значение. Кварц-брейнеритовые руды, окрашенные в зеленые цвета фукситом (листвениты), применяют в качестве декоративного камня, а брейнерит-тальковые — для извлечения талька путем флотации или для получения молотых тальк-брейнерита и тальк-магнезита (наполнители). Тальк-брей-

неритовые и брейнерит-тальк-серпентиновые руды Правдинского месторождения на Украине используют для производства форстеритовых огнеупоров.

Гидромагнезитовые руды эксплуатируются попутно с магнезитовыми на месторождениях кристаллического магнезита. Руды имеют порошковатый вид, роль их в производстве ничтожна.

Бруситовые руды по массовой доле брусита разделяются три типа: 1) богатые (практически мономинеральные, более 90% брусита); 2) бедные (20—60% брусита); 3) убогие (10—20% брусита).

На Кульдурском месторождении (СССР) бруситовые руды имеют следующий состав (в %): первый сорт — MgO 66,45, CaO 0,86, SiO_2 0,79, Fe_2O_3 0,1; второй сорт — MgO 57,16, CaO 3,48, SiO_2 3,12, Fe_2O_3 0,16.

Средние по качеству руды известны в Узбекистане (Кумышканское месторождение 20—40 % брусита), в Кемеровской области (Леспромхозовское месторождение, 15—50 % брусита) и в других регионах. В Канаде добываются руды с массовой долей брусита 20—25 %.

Убогие руды не имеют промышленного значения.

Большое количество магнезия и его соединений получают в ряде стран из морской воды, доломитов и магнезиальных солей калиево-магниевого месторождений. Меньшее значение (как источник магнезия) имеет магнезит. По данным Р. Ландфорда, в Канаде разработана и внедрена технология получения магнезия из отходов асбестового производства (серпентина). Разработаны способы получения периклаза из серпентинитов также в Австрии, НРБ и других странах.

Применение

Магнезит и брусит широко используются в производстве огнеупоров. Огнеупоры на базе брусита получать экономически выгоднее, чем из магнезита, поскольку существенно понижаются энергетические затраты. В меньших количествах магнезит используют в производстве магнезиальных цементов, керамики, удобрений, флюсов, искусственного шелка и других продуктов. Брусит и магнезит применяют также в бумажной промышленности (при варке целлюлозы и в качестве наполнителей).

При рафинировании сахара используется гидрат оксида магнезия, получаемый из магнезита. Брусит также применяют при получении вискозы, а также варке стекол, получении синтетического каучука, покрытии сварочных электродов, изготовлении красок, при обогащении урана. Из бруситов изготавливают художественные поделки, что обусловлено легкостью обработки, красивой расцветкой (голубой, розовой, палевой, зеленой и др.), перламутровым блеском, а также массивной текстурой сырья,

Стандартным образцом магнезита в СЭВ служит магнезит месторождения Медведза в ЧССР. Его состав (в %): SiO₂ 0,593; TiO₂ 0,019; Al₂O₃ 0,414; FeO 2,191; MnO 0,16; MgO 45,22; CaO 0,581; Na₂O 0,024; K₂O 0,013; P₂O₅ 0,055; CO₂ 50,31; C_{0,6} (некарбонатный) 0,13.

Среди магнезит- и хромосодержащих огнеупорных изделий выделяются: 1) магнезиально-известковые (периклазоизвестковые, периклазоизвестковые стабилизированные, известковопериклазовые); 2) магнезиально-шпинелидовые (периклазхромитовые, хромитпериклазовые, хромитовые, периклазшпинелидные, периклазшпинельные, шпинельные); 3) магнезиально-силикатные (периклазфорстеритовые, форстеритовые, форстеритхромитовые).

Эти изделия различаются величинами массовых долей MgO, CaO, Cr₂O₃, SiO₂, Al₂O₃. Например, массовые доли MgO и Cr₂O₃ в различных видах огнеупоров составляют соответственно (в %): периклазхромитовые изделия марки МХВП—79,1 и 11, марки МХВ—66 и 18,6, марки Радекс-БЦ—75,85 и 10,35; периклазшпинелидные изделия марки ПШСП—72, 64 и 12; хромитпериклазовые изделия марки Радекс-Е—55,03 и 23,77.

Хромомагнезитовые огнеупоры используют, как и магнезитовые, для кладки стен мартеновских печей там, где они не имеют соприкосновения с металлом, т. е. не могут загрязнить его хромом. Кроме того, они идут для кладки сводов мартеновских печей, так как обладают свойством сохранять объем при повышенных температурах.

Периклазовая керамика служит для изготовления тиглей для плавки чистых металлов и их оксидов. Температура к началу деформации под нагрузкой в вакууме у изделий из чистого MgO с объемной массой 3,42 г/см³ составляет 2300 °С, предел прочности при 1800 °С—34 МПа, а при изгибе—9 МПа. Добавка V₂O₅ и LiF обеспечивает получение прозрачной периклазовой керамики с плотностью до 99,5 %.

Магнезитовый каустический порошок (ПМК), согласно действующим ГОСТам, выпускается четырех марок, цифра в индексе соответствует минимально допустимой массовой доле MgO. Сырье марки ПМК-88 используется как химический продукт специального назначения; марки ПМК-37 и ПМК-83— в химической, энергетической, стекольной и других отраслях промышленности; марки ПМК-75— в качестве вяжущего вещества.

В магнезитовых каустических порошках нормируются массовые доли ряда оксидов (табл. 7), а также массовая доля влаги, сроки схватывания (в минутах), предел прочности на растяжение.

Действующим ГОСТом выделяются две марки жженой технической магнезии— А и Б (сорта высший, первый, второй). Минимально допустимая массовая доля MgO для сырья марки А составляет 90%, марки Б— соответственно по сортам 93, 92, 89 %. Ограничены массовые доли CaO, FeO, SO₄, п. п. п. (см. табл. 8). Кроме того, нормируются предельно допустимые доли Mn (0,003 %), хлоридов в пересчете на Cl (0,035 %) и ряда других компонентов.

В разных марках электротехнических периклазовых порошков, используемых в качестве электроизоляционных наполнителей в трубчатых электронагревателях (ТЭНах) и других электротехнических приборах, минимальная массовая доля MgO должна составлять от 95 до 97 %, а максимально допустимые массовые доли вредных примесей (в %): SiO₂ от 0,3 до 2,6; Al₂O₃ от 0,1 до 2,0; CaO от 0,7 до 2,5; Fe₂O₃ от 0,08 до 0,34. Нормируется минимально допустимое удельное объемное сопротивление при 800 и 1000 °С: для марки ППЭ-ВМ высшей категории качества не менее 5,0·10⁸ и 2,2·10⁷ Ом·см; для марок ППЭ-ЗК и ППЭ-ЗМ не менее 2,0·10⁷ и 1,5·10⁶ Ом·см. Электрическая прочность при 1000 °С должна быть не менее 1,2 кВ/мм для марки ППЭ-ВМ высшей категории качества и не менее 0,9 кВ/мм для марок ППЭ-ЗК и ППЭ-ЗМ.

В спеченных периклазовых порошках в зависимости от марок минимально допустимая массовая доля MgO колеблется от 8,6 до 91,5 %; а максимально допустимые доли вредных примесей (в %): SiO₂ 1—4; CaO 2—3,5; Fe₂O₃ 3—8,5.

При производстве сводовых магнезитхромитовых изделий используется магнезитовый порошок с массовой долей MgO более 90,5 %, при этом доли

Таблица 8. Требования промышленности к качеству магнезитового сырья

Марка	Максимальные массовые доли (в %)				
	CaO	SiO ₂	FeO	SO ₄ ! П. п. п.	
<i>Магнезитовый каустический порошок</i>					
ПМК-88	1,8	1,6		6	
ПМК-87	1,8	1,8		6	
ПМК-83	2,5	2,5		8	
ПМК-75	4,5	3,5		18	
ПМКД-80	2,5	2		8	
ПМКД-75	3	2,5		8	
<i>Жженая техническая магнезия</i>					
А	2,5	—	0,1	0,4	7,5
Б (высший сорт)	1,2	—	0,08	0,4	5,5

вредных компонентов должны составлять (в %, не более): CaO 2,5; SiO₂ 3,5; п. п. п. 0,6. Для производства сводовых периклазхромитовых изделий применяют периклазовые спеченные порошки марок ППСП и ППС, в которых массовая доля MgO должна быть соответственно более 91,5 и 90,5 %; при этом ограничиваются массовые доли (в %) SiO₂ 3 и 3,5; п. п. п. 0,4 и 0,6; CaO 2,5 (для обеих марок).

В сталеплавильном производстве преимущественно для изготовления и ремонта плин и стен сталеплавильных печей используют 12 марок периклазовых и периклазовоизвестковых спеченных порошков. Стандарт ограничивает минимально допустимую массовую долю MgO (85—88 %) и максимальные доли CaO (4—12 %) и SiO₂ (4—6 %).

В высокоогнеупорных периклазовых изделиях на шпинелевой связке массовая доля MgO составляет более 85 %, Al₂O₃— 4—6,5 %.

В целлюлозно-бумажной промышленности используется магнезитовый каустический порошок марок ПМКД-80 и ПМКД-75 (см. табл. 7); цифры в индексах марок указывают минимально необходимую массовую долю MgO.

Для брусита Кульдурского месторождения, используемого в производстве плавного периклаза, установлены две марки— БРК-1 и БРК-2, в которых массовые доли MgO составляют соответственно не менее 65 и 63 %, массовые доли вредных примесей не должны превышать (в %): Fe₂O₃ 0,15 и 1; CaO 1 и 2; SiO₂ 1,2 и 1,8.

Экономические сведения

Крупные и средние месторождения магнезита распространены ограниченно. Наиболее крупной сырьевой базой магнезита располагают СССР, КНР, КНДР, Австрия, Греция. Известны месторождения в США, Турции, ЧССР, Испании, Индии, Бразилии, СФРЮ и других странах.

По данным Горного бюро США, мировая добыча магнезита в 1983 г. превысила 11 млн. т, в том числе (в тыс. т): Австрия 1089; Турция 762; Греция 700; Испания 540; Индия 472; Бразилия 200; Канада 67; Зимбабве 60; Австралия 28; ЮАР 21; Мексика 20. Большое количество магнезита добывается в СССР, КНР, КНДР, ЧССР.

В ряде стран магний и его соединения получают из морской воды и доломита. Например, в США магний получают из морских и подземных вод.

Цена периклаза (85–90 % MgO) колебалась в 1981 г. от 203 до 230 дол/т.

Месторождения брусита встречаются очень редко. Они известны в СССР, Канаде, КНДР, США, Пакистане.

Условия образования месторождений

Магнезит относится к минералам, которые могут возникать как в экзогенных, так и в эндогенных условиях.

Инфильтрационные скопления магнезита-капустника или «сетчатого» магнезита широко распространены в древних корах выветривания в зонах выщелоченных ультрамафитов или продуктов их метаморфизма (серпентинитов). Магнезит представлен отдельными желваками, жилами, гнездами, сопровождается опалом, халцедоном, арагонитом, силикатами никеля, хлоритом, нонтронитом и формирует преимущественно мелкие месторождения с невысоким качеством сырья. В то же время к ультрамафитам иногда приурочены и крупные жильные, штоко- и линзообразные тела криптокристаллического магнезита. В последнее время установлено взаимоотношение между разновидностями магнезитовых образований (А.П.Петров, Д. Йоксимович, М. Зекич и др.): месторождения с магнезитом-капустником в выщелоченных серпентинитах приурочены к подошве площадной коры выветривания: мощные тела криптокристаллического магнезита связаны с линейной корой выветривания. При этом тела крупнокристаллического магнезита располагаются на более глубоких горизонтах коры выветривания, чем скопления магнезита-капустника. Не все геологи признают гипергенное происхождение крупных тел криптокристаллического магнезита в ультрамафитах. З. Максимович и А. Дангич, учитывая то, что в магнезите рассматриваемого типа повышена массовая доля ртути (до 1800 г/т), относят его к гидротермальным метасоматическим образованиям. Б. Ваканяц, Б. Петрович, Р. Томанец и В. И. Старостин относят месторождения криптокристаллического магнезита к гидротермально-метаморфогенному типу и считают, что в гидротермальную систему были вовлечены метеорные воды. Такие активные воды выщелачивали магнезит из кор выветривания и переотлагали его по трещинам.

Осадочный генезис непромышленных магнезитовых накоплений в соленосных толщах не вызывает дискуссий. В то же время магнезитовые залежи среди озерных отложений, во многих случаях локально связанные с массивами ультрамафитов, одни геологи (В. П. Петров, П. П. Смолин, В. И. Финько и др.) относят к осадочным (переотложение кор выветривания ультрамафитов), другие (З. Максимович, М. Илич и А. Дангич) — к гидротермально-осадочным (гидротермальный привнос магния из озера) образованиям.

Большая дискуссия ведется о генезисе магнезитов ведущего типа — залежи кристаллического магнезита в доломитовых толщах. А. Н. Заварицкий, М. И. Фадеев, А. Ф. Щербаков, В. А. Ти-

месков и многие другие геологи отнесли эти образования к гидротермально-метасоматическим. Осадочный генезис обосновывается в трудах Д. В. Наливкина, А. Е. Малахова, Я. Турана, Л. Турановой, К. Валдиа, Х. Нишихара и многих других. При этом М. Конрад, Х. Вилард, П. П. Смолин полагают, что в процессе седиментогенезиса возникают гидратно-карбонатные соли магния, позднее преобразующиеся в магнезит. Наличие знаков рьяби и других признаков мелководья привели Г. Лларена и П. П. Смолина к мнению о формировании магниевых осадков на небольшой глубине в лагунных и прибрежных лиманах. Некоторые авторы (А. С. Варлаков и др.) считают происхождение кристаллического магнезита метаморфическим, а источником магния — доломиты, из которых магний удаляется в процессе дедоломитизации. По мнению П. П. Смолина, источником магния при осадочном магнезитообразовании служили коры выветривания мафитов. Вероятно, определенную роль могла сыграть и кора выветривания ультрамафитов.

Л. В. Анфимов, Б. Д. Бусыгин и Л. Е. Демина считают, что магнезитовые залежи в доломитовых толщах имеют метасоматический генезис, но возникли в процессе катагенеза.

Месторождения кристаллического железистого магнезита в ультрамафитах связываются Б. П. Уральским, И. Ф. Романовичем, П. П. Смолиным и другими геологами с гидротермальными и метаморфическими процессами.

Брусит встречается как метаморфический минерал в магнезитах, доломитах и ультрамафитах. В ультрамафитах брусит обычно связан с телами наиболее высокомагнезиальных пород — дунитов (Д. С. Штейнберг и И. С. Чашухин). Брусит возникает при серпентинизации ультрамафитов и нередко представлен волокнистой разностью — немалитом. Бруситизация магнезиальных пород происходит в процессе их метаморфизма. Наиболее ценные залежи бруситов возникают вблизи контактов интрузивных пород с магнезитами. П. П. Смолин предполагает, что на первой стадии формирования месторождений формируются аквапериклазы и периклазы, а затем они бруситизируются.

Основные формации

Промышленные месторождения магнезита и брусита относятся к формациям эндогенной и экзогенной серий.

Магнезитовая (брейнеритовая) формация в метаморфизованных ультрамафитах имеет второстепенное значение. На месторождении Делоро-Тауншип (Канада) магниевый карбонат содержит до 11 % сидеритового минерала. Известны руды различного минерального состава — от почти мономинеральных брейнеритовых до руд с существенной долей талька и кварца (26%). В СССР магнезит данной формации известен на Правдинском месторождении, выделены брейнерит-тальковые и серпентин-брейнерит-тальковые руды.

Кроме месторождений брейнерит-талковых руд, рассматриваемых в основном как источник талька, к формации в качестве потенциальных разностей сырья следует отнести листовитовые (кварц-брейнеритовые и брейнерит-кварцевые) породы, декоративные разности которых могут быть использованы в качестве поделочного камня.

Формы рудных тел — линзы, жилы, пластообразные залежи; мощность их изменяется от десятков до сотен метров, протяженность — от сотен метров до километров. Месторождения возникают в процессе регионального и контактового метаморфизма.

Формация апомагнетитовых бруситов имеет главное значение как источник высококачественных бруситов, хотя распространена весьма ограниченно. Рудные тела представлены преимущественно линзами, реже встречаются жильные тела. Мощность тел на месторождениях группы Малого Хингана в СССР изменяется от первых десятков до сотен метров. В рудных телах установлены линзообразные включения кальцифиров и магнетитовых карбонатных пород, а также дайки диабазовых порфиритов и бостонитов. В составе бруситов отмечаются (в %): брусит 80—95; карбонаты до 15; серпентин до 5. Периклаз и форстерит встречаются в незначительных количествах; на верхних горизонтах месторождения по бруситу развивается гипергенный девейлит.

Месторождения данного типа известны в СССР (Кульдурское и Савкинское), США (Габбское), КНДР (Покионское).

Формация бруситосодержащих карбонатных аподоломитовых руд распространена шире, чем формация бруситов, но отличается низким качеством руд, требующих обогащения. Массовая доля брусита в рудах колеблется в основном от 10 до 60 %. Рудные тела имеют линзо- и пластообразную форму: мощность тел изменяется от единиц до десятков метров, протяженность — от десятков до сотен метров.

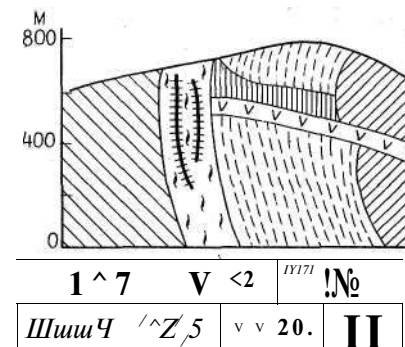
Кроме брусита руды содержат кальцит, доломит, серпентин, форстерит.

Месторождения данного типа известны в Канаде (районы Уекфильд и Ратерглен) и СССР (Средняя Азия, Восточная Сибирь).

Формация сетчатых или штокверковых месторождений криптокристаллического магнетита в ультрамафитах широко распространено, однако руды отличаются низким качеством и не образуют крупных месторождений. Рудные тела имеют преимущественно плащеобразную форму и представлены выветрелыми нонтронитизированными (кералитизированными) серпентинитами, которые перекрыты нонтронитами и подстилаются слабо-выветрелыми и невыветрелыми серпентинитами. Мощность залежей обычно измеряется десятками метров. В пределах залежей развита густая сеть криптокристаллического магнетита мощностью от первых десятков сантиметров до первых метров.

Рис. 13. Схематический геологический разрез Савинского месторождения магнетита (по А. Ф. Шербакову):

1 — амфибол-хлоритовые и биотитовые сланцы, доломиты, известняки; 2—4 — магнетиты (2 — оталькованные и хлоритизированные, некондиционные; 3 — кондиционные; 4 — пиритизированные); 5 — рогообманковые сланцы с прослоями биотит-амфиболовых сланцев; 6 — диабазы амфиболитизированные; 7 — дайки диабазов, габбродиабазов, долеритов



Кроме прожилков установлены выделения магнетита в виде желваков, лепешек, гнезд неправильной формы.

Месторождения данного типа известны в СФРЮ (Бела Камень, Мрамор) и СССР (Халиловское). На месторождении Мрамор массовая доля магнетита в горной массе составляет 10—20 %. На Халиловском месторождении мощность жил магнетита достигает 0,2 м, а диаметр отдельных уплощенных гнезд 2 м; диаметр зерен магнетита около 0,001 мм. В СССР, несмотря на сравнительно широкое распространение минерализации, формация в настоящее время утратила промышленное значение.

Формация жильного криптокристаллического магнетита в ультрамафитах имеет ведущее или существенное значение в ряде стран (Греция, Турция, СФРЮ). Рудные тела имеют форму жил и линз. Мощность рудных тел колеблется от первых метров до 50 м, протяженность — от десятков метров до 1 км; по падению отдельные тела прослеживаются на сотни метров. Месторождения данного типа известны в Греции (Эвбейское), СФРЮ (Крива Страна, Гомеш), Турции и Австрии.

Формация обломочного криптокристаллического магнетита в переотложенных корах выветривания ультрамафитов развита ограниченно. Для нее характерны пласто- и линзообразные залежи мощностью обычно в первые метры (месторождение Реденсион, Куба).

Формация кристаллического магнетита в доломитовых толщах (рис. 13) имеет ведущее значение в добыче и запасах магнетита. Рудные тела представлены пластовыми залежами, линзами, реже штоками. Мощность рудных тел колеблется от первых метров до десятков метров, протяженность — от сотен метров до километров. Качество руд высокое.

Месторождения данного типа известны в СССР (Савинское и Саткинское), ЧССР, Индии, Австрии, КНР, Канаде и других странах.

Формация криптокристаллического магнетита в доломитах развита ограниченно. Мощность линзовидных тел магнетита

измеряется первыми метрами. Месторождения известны в СССР (Малый Хинган).

Формация озерных месторождений магнезита и гидромагнезита имеет небольшое значение. Рудные тела слагают линзы и пласты мощностью обычно в первые метры. Магнезит представлен плотной или мягкой криптокристаллической массой. Например, на месторождении Нидлс в США магнезит мягкий, глиноподобный; мощность залежи составляет 4,8 м, протяженность — около 1 км при ширине 240 м. Озерно-осадочные месторождения СФРЮ (Бранешко-Поле, Бела Стена и др.) тесно связаны с серпентинитовыми массивами. Так, залежь месторождения Бранешко-Поле расположена непосредственно на ультрамафитовом массиве, месторождения Бела Стена — на периферии крупного массива. На аналогичных месторождениях Греции и Турции кроме магнезита и гидромагнезита установлен хантит $Mg_3Ca[CO_3]_4$.

Месторождения этой формации молодые, возраст их обычно миоценовый и плейстоценовый.

СЫРЬЕ С ПРОМЫШЛЕННО ЦЕННЫМИ ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ И ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

ТАЛЬК И ПИРОФИЛЛИТ

Общие сведения

Тальк $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$ по свойствам близок к пиррофиллиту $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$, в связи с чем эти минералы нередко заменяют друг друга при изготовлении различных изделий. В тальке могут присутствовать: FeO и Al_2O_3 (первые проценты); NiO, MnO, Cr_2O_3 (сотые доли процента); Co, Si, As и другие элементы (сотые и тысячные доли процента). В маложелезистом тальке (Fe_2O_3 менее 2,75%) обычно присутствует менее 1 % Fe_2O_3 . В железистом тальке количество FeO может достигать 8 %, а массовая доля Al_2O_3 , как правило, меньше 1 %. Однако, как показали экспериментальные исследования, массовая доля глинозема в тальке, образовавшемся при повышенных давлениях, может достигать 5 %.

Тальк образует агрегаты листочков или чешуек, цвет их преимущественно белый, серый, зеленый до темно-зеленого. Нередко окраска тальковых агрегатов связана с наличием примесей других минералов: углистые вещества и графит придают агрегатам серую до черной окраску; гематит — малиново-красную, вишнево-красную; гидроксиды железа — желто-бурую.

Для талька характерен ряд ценных свойств: химическая стойкость, высокая белизна в порошке, жирность, скользкость, мягкость, огнеупорность, диэлектрические свойства, повышение

ная сорбционная способность, гидрофобность. При нагревании до 850—900 °С тальк теряет около 50 % массовой доли воды, а при нагревании до 875—1000 °С полностью дегидратируется. При температуре 1200—1250 °С тальк переходит в клиноэнстатит и кристобалит.

От пиррофиллита тальк отличается оптическими свойствами; после прокаливании с азотнокислым кобальтом тальк приобретает бледно-красную, а пиррофиллит — синюю окраску (реакция на Al).

С тальком ассоциируют хлорит, карбонаты (кальцит, доломит, магнезит и брейнерит), актинолит, тремолит, кварц и другие минералы.

Виды сырья

Среди талькового сырья выделяют высокосортные тальковые руды (талькиты), в которых массовая доля талька составляет более 75 %, а также рядовые и убогие тальковые руды, в которых массовая доля талька менее 75 %.

Тальковые камни — массивные разности тальковых пород, состоящие обычно на 40—65 % из талька и поддающиеся распиловке. Тальковые камни могут использоваться для извлечения талька (рядовые и убогие тальковые руды) или как нерудное сырье (штучный камень), строительный и огнеупорный материал.

Талькит, содержащий до 30 % волокнистых амфиболов (тремолита, актинолита), называется асбестинном. Среди плотных талькитов выделяют массивные, обычно тонкочешуйчатые разности — стеатиты и расланцованные — тальковые сланцы. К неплотным талькитам относится порошокатый или мучнистый талькит, а также щебенчатые разности талькитов. Рядовые и убогие тальковые руды представлены брейнерит-тальковыми (тальк-магнезитовыми), хлорит-тальковыми, тальк-доломитовыми, тремолит-тальковыми, кварц-тальковыми, антофиллит-брейнерит-тальковыми, серпентин-брейнерит-тальковыми, тальк-глинистыми и другими разностями. Среди тальковых камней преобладают брейнерит (магнезит)-тальковые и хлорит-тальковые, реже встречаются актинолит-хлорит-тальковые и другие разности.

Применение

Тальк и пиррофиллит используют преимущественно в молотом виде.

Существенное количество молотого талька применяют в тонкой керамике для производства авто- и авиасвечей и радиодеталей. Используют тальк и для строительной керамики — при производстве стеновых плиток, санитарной керамики и др. Главное требование керамической промышленности — высокая чистота состава. Вредными примесями являются в первую очередь железо и кальций.

Для ряда концентратов, используемых в керамической промышленности, массовые доли железа (в пересчете на Fe_2O_3) и CaO должны составлять (в %): ТМК-28 не более 5 и 0,5; ТМК-27 не более 6 и 0,8; ТМК-24 не более 8 и 0,8.

В бумажной и лакокрасочной промышленности ценят высокую белизну талькового порошка. В бумажной массе может удерживаться до 57 % талька (каолинита только 45—47 %); кроме того, на тальковую бумагу лучше, чем на каолиновую, ложится типографская краска. Лакокрасочная промышленность охотно использует асбестин и тонкопомолотый тальк (микротальк).

Белизна, определяемая по условному коэффициенту отражения в сравнении с эталоном, для сырья марки МТ-ЭГС-1 должна быть не менее 80 %, для марок МТ-ЭГС-2, МТ КШС и МТ ПШМ — не менее 70%, а массовая доля прокаленного остатка, нерастворимого в соляной кислоте, должна быть соответственно не менее 90, 87, 85 в 82%. Нормируются максимально допустимые массовые доли величин концентрации водородных ионов водной вытяжки, водорастворимых солей и степень помола (остатки на сетках № 0056, 0040; минимальные массовые доли частиц менее 20, 10 и 5 мкм).

Молотый тальк используется в кабельной, резиновой, парфюмерной, кондитерской отраслях промышленности, для присыпки литейных форм в производстве цветных карандашей, для полировки риса, как наполнитель пластмасс. При изготовлении кабелей применяют высококачественный обычный молотый тальк и микротальк.

Для талька кабельной марки ТВК массовая доля соединений железа, растворимых в соляной кислоте, в пересчете на Fe_2O_3 должна быть не более 0,4%; для марки ТК1 — не более 0,6%, для микроталька — не более 0,3 %. Массовая доля металлического железа для марок ТВК и ТК1 должна составлять соответственно не более 0,02 и 0,04%, MnO — не более 0,01%, меди — не более 0,003%; в микротальке массовая доля MnO — не более 0,01 %; меди — не более 0,005%; частиц с диаметром эквивалентной сферы менее 10 мкм должно быть не менее 80 %, а с диаметром 5 мкм — не менее 60 %. Нормируются массовые доли хлора, сульфат-иона, pH, влаги, н. о.

Для молотого талька марок ТРПН (наполнитель резин и пластических масс) и ТРПВ (для опудривания и присыпки этих изделий) предусматривается массовая доля оксида железа в солянокислой вытяжке соответственно не более 0,9 и 1,2 %; массовая доля железа, извлекаемого магнитом, — не более 0,04 и 0,08 %; потеря при прокаливании — не более 6 и 8 %, н. о. — не менее 90 и 87 %.

Ряд отраслей промышленности используют сырье Онотского месторождения. В марках молотого талька этого месторождения А-1 и А-2 коэффициент отражения (белизна) должен составлять соответственно не менее 70 и 60 %, мышьяк должен отсутствовать. Нормируется и состав других компонентов (в %, не более): н. о. 90 и 87; п. п. п. 6 и 8; Fe_2O_3 1 и 1,5.

Для талькового концентрата Шабровского месторождения, получаемого путем обогащения брейнерит-тальковых руд, белизна должна составлять не менее 65 %; массовые доли компонентов (в %, не более): н. о. 90; п. п. п. 6 Fe_2O_3 1.

Среди кускового онотского талька выделяют марки ТЭ-90, Т-90, Т-87, Т-82, в которых лимитируются массовые доли ряда компонентов (в %): н. о. — не менее 90, 90, 87 и 82; железно, растворимое в HCl, в пересчете на Fe_2O_3 — не более 0,6, 1, 1 и 1,5; п. п. п. — не более 6, 6, 7 и 7. Нормируется также массовая доля кусков определенных размеров (диаметром менее 10 мм и др.).

В рудах Алгуйского месторождения лимитируется максимальная массовая доля оксидов железа, растворимых в HCl (0,1 % марка ЧР, 1 % марка ПР). Количество MgO в рудах должно быть не менее 22 %, SiO_2 не более 75 %.

Для кускового талькомагнезита установлены марки ТКМ-63 и ТКМ-50 (цифры в индексах марок соответствуют минимально допустимой массовой доле н. о.). Массовая доля оксида железа в солянокислой вытяжке для марки ТКМ-53 должна быть не более 5%, для ТКМ-50 — не более 8%, массовая доля влаги в обоих марках — не более 15%, оксида магния в солянокислой вытяжке — не менее 12 %.

Существенное количество молотого талька идет на производство мягкой кровли и ядохимикатов. Эти отрасли применяют в основном низкосортные руды, в том числе молотые брейнерит-тальковые (талькомагнезит) и хлорит-тальковые.

В молотом тальке марки ТМ, применяемом для пестицидных препаратов, массовая доля прокаленного нерастворимого в HCl остатка должна быть не менее 80 %. В молотом талькомагнезите (брейнерит-тальковом порошке) марок ТМП и ТМН, применяемых соответственно для пестицидных препаратов и в качестве наполнителей, ограничена массовая доля оксида железа в солянокислой вытяжке — 5 и 8%; в обоих сортах массовая доля оксида магния в солянокислой вытяжке должна быть более 12 %.

Небольшое количество стеатита идет на производство цельноточеных технических изделий (газовых горелок, плавильных тиглей и др.).

Тальковый камень брейнерит-талькового состава очень широко используется для получения цельнопиленого огнеупорного кирпича. Тальк-хлоритовый (горшечный) камень был использован при строительстве ряда домов в Ленинграде и Хельсинки. Этот камень применяется также для изготовления фильер при волочении проволоки из мягких металлов, в художественных изделиях и химически стойких покрытиях.

Пирофиллит широко используется в молотом виде в керамике и других производствах. В СССР из этого минерала производят точеные изделия (в частности, для маяковых и сажевых горелок), отходы потребляет металлургия.

В тонкой керамической промышленности вместо тальцитов можно использовать тремолититы, энстатититы, а также мало-железистые диопсидовые, антофиллитовые и серпентиновые породы. Недостатком серпентинитов является повышенное содержание воды, что осложняет технологический процесс.

Экономические сведения

Тальк и пирофиллит широко распространены. По данным Горного бюро США, мировая добыча этих минералов составила в 1983 г. около 7 млн. т, в том числе (в тыс. т): Япония 1500 (в основном пирофиллит); США 1066; Южная Корея 600; Бразилия 490; Индия 322; Финляндия 300; Франция 280; Италия 163; Австралия 120; Австрия 93. В СССР ежегодно добывается около 560 тыс. т тальковых руд. Существенное количество талька добывают в КНР, КНДР, СРР, а также в Испании, Норвегии, ЧССР, НРБ, Афганистане, Аргентине и других странах.

В СССР балансом учтено 15 месторождений талька, 9 талькового камня и 3 пирофиллита. Железистые тальковые руды широко развиты на Урале и

в Казахстане, известны на Украине, в Сибири и на Дальнем Востоке; мало-железистые руды распространены в Западной и Восточной Сибири, в небольших количествах встречаются в Таджикистане и на Дальнем Востоке. В СССР разрабатываются Онотское месторождение мало-железистого талька (Иркутская обл.) и Чорчанская группа месторождений железистых тальковых и серпентин-тальковых руд (ГрузССР). Железистые тальковые руды брейнерит-талькового состава добываются на Урале (Шабровское и Сыростанское месторождения).

Цена талька на мировом рынке в 1983 г. изменялась от 20 до 207 дол./т. Наиболее высока стоимость мало-железистого микроталька.

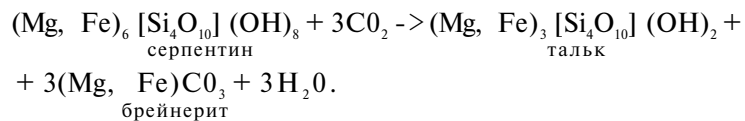
По запасам (в тыс. т) талька и талькового камня месторождения разделяются на следующие группы: тальковые — уникальные > 20000, крупные — 1500—20000, средние 500—1500, мелкие 10—500, незначительные < 10; талькового камня — крупные > 40000, средние — 15000—40000, мелкие < 15000.

Условия образования месторождений

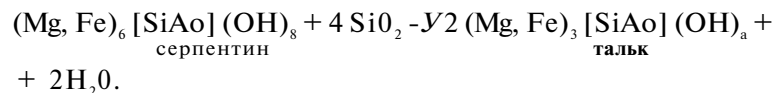
Тальк может возникать в широком диапазоне физико-химических условий — как в эндогенных, так и в специфических экзогенных. В частности, тальк находят в качестве примеси среди калийно-магниевых солей в СССР и ГДР. Однако в промышленных количествах тальк образуется только при эндогенных процессах. При этом, будучи химически стойким, тальк сохраняется в условиях выветривания, в связи с чем относительно бедные тальксодержащие породы (оталькованные доломиты и др.) могут в процессе формирования кор выветривания существенно обогатиться тальком, перейти из непромышленных образований в тальковые руды (рис. 14).

Большинство тальковых месторождений возникает в условиях контактового или регионального метаморфизма. Оталькованию подвергаются преимущественно те горные породы, которые богаты магнием, в меньшей мере — породы, богатые кремнеземом, и другие.

Талькообразование в ультрамафитах и их метаморфизованных разностях (серпентинитах) осуществляется с привносом как подвижных (CO₂, H₂O), так и инертных (SiO₂) компонентов. При привносе CO₂ и H₂O оталькование протекает по схеме



В случае привноса SiO₂ процесс идет по схеме:



Оталькование магнетитов протекает с привносом SiO₂:

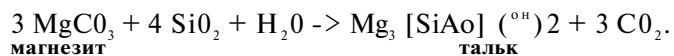
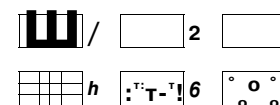
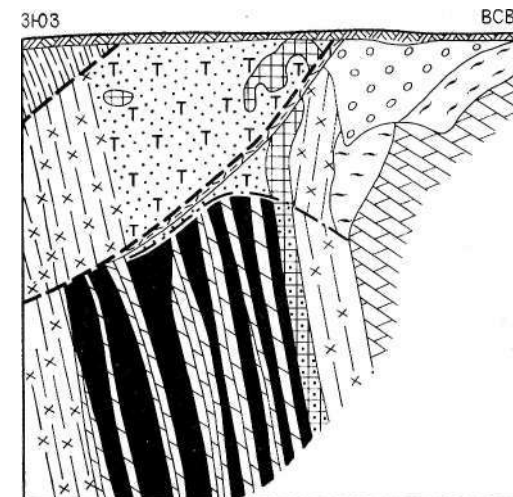


Рис. 14. Схематический геологический разрез Киргитейского месторождения талькитов (по А. В. Кириченко):

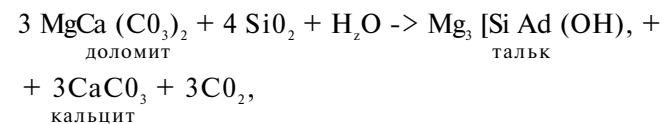
1 — глинистые сланцы; 2 — хлоритовые сланцы; 3 — доломиты; 4 — плотные талькиты; 5 — кварциты; 6 — элювиальные порошковые талькиты; 7 — бокситы; 8 — маршаллиты; 9 — глины; 10 — делювиальные глины; 11 — зона брекчированных пород; 12 — тектонические нарушения; 13 — нижняя граница коры выветривания



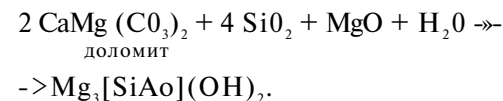
9 Ш&хцЮ Ж 11—\12 13

Формированию талька по магнетиту может предшествовать образование мало-железистых энстатита или форстерита.

Доломит отальковывается с привносом либо только SiO₂:

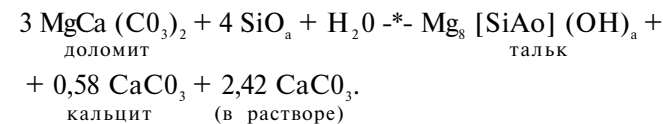


либо SiO₂ и MgO:



Возможно, что талькообразованию предшествует формирование диопсида и тремолита.

При отальковании доломитов кальций, одновременно образующийся с тальком, часто выносятся; процесс идет по схеме:



К рассматриваемой формации относятся также маложелезистые тальковые руды тальк-карбонатного состава, связанные с доломитами и магнезитами. В СССР они не получили промышленного значения. Например, на Бираканском месторождении руды содержат 25—75 % талька. При мощности жилообразных залежей в десятки метров не исключается положительная оценка таких образований, для чего необходим тщательный учет всех экономических показателей.

Месторождения аподоломитовых тальцитов нередко располагаются на контакте гранитоидов и доломитов. При этом непосредственно на контакте с гранитоидами могут развиваться зоны более высокотемпературного генезиса — диопсидовых и тремолитовых пород. Месторождения талька с такими зонами возможно относить к скарновым. Тремолитовые породы представляют интерес как керамическое сырье. Диопсидовые породы можно использовать в керамике, а также при производстве минеральной ваты. Асбестиновые разности в основном связаны с замещением тальком более ранних тремолитовых пород.

Аподоломитовые тальковые месторождения обладают нередко большими запасами и представляют собой крупный источник талька во Франции, Канаде и США.

Апоультрамафитовые талькиты широко развиты и представлены железистыми стеатитами и железистыми тальковыми сланцами. Месторождения железистых тальцитов известны в СССР (Миасская тальковая провинция железистых тальцитов и талькового камня, месторождения Южной Осетии), США и многих других странах.

Стеатиты располагаются преимущественно на контактах ультрамафитов с более молодыми интрузивами, обычно гранитоидами. Тальковые сланцы локализируются на контактах ультрамафитов с вмещающими серицит-хлорит-кварцевыми, углисто-кремнистыми и другими сланцами или на контакте с ксенолитами этих сланцев внутри тел ультрамафитов. Оталькованию подвергаются не только ультрамафиты, но и высококварцевые сланцы.

Качество сырья различное. Стеатитовые руды высокого качества встречаются редко и не пригодны для производства тонкой керамики из-за повышенной массовой доли железа. Среди тальковых сланцев встречаются иногда крупнолистоватые разности, вызывающие трудности при размоле. Состав тальковых сланцев Пугачевского месторождения (Миасская провинция) следующий (в %): SiO_2 57,22; Al_2O_3 2,33; Fe_2O_3 5,67; MgO 28,62; CaO 0,37; п. п. п. 88,43. Белизна талька изменяется от 45 до 99,38 % (в среднем 70,4 %). В составе железистых тальцитов кроме талька установлены хлорит, брейнерит и другие карбонаты, серпентин, гидроксиды железа, магнетит, пирит. Реже встречаются единичные зерна кварца.

Тальковые залежи слагают линзы, жилы сложной формы, реже штоки. Мощность залежей изменяется от десятых долей

метра до первых десятков метров, протяженность по Простира-нию и по падению — десятки и сотни метров.

Месторождения железистых тальцитов образуются в основном под воздействием гидротермальных растворов на ультрамафиты. Не исключено, что часть залежей возникла и в процессе регионального метаморфизма. На контакте алюмосиликатных метаморфических пород, гранитоидов и ультрамафитов обычно устанавливается следующая зональность: 1) алюмосиликатные метаморфические породы или гранитоиды; 2) альбитизированные и биотизированные породы первой зоны; 3) железисто-магнезиальные слюдиты, возникшие за счет пород первой зоны; 4) хлорититы, возникшие за счет пород третьей зоны; 5) апоультрамафитовые актинолитовые породы; 6) талькиты; 7) тальк-карбонатные породы; 8) антигоритовые серпентиниты, вблизи седьмой зоны оталькованные; 9) серпентизированные ультрамафиты. Ряд зон может отсутствовать (в частности, часто отсутствует зона актинолитовых пород). Мощность зон изменяется от десятков сантиметров до десятков, реже сотен метров.

В СССР разрабатывались десятки месторождений железистого талька в Миасской тальковой провинции (Кирябинское, Козьмо-Демьяновское, Пугачевское и др.). В настоящее время разрабатываются только Сысертское месторождение в Свердловской области и месторождения Чорчанской группы в Грузии. Значение месторождений снизилось в связи с открытием крупных месторождений маложелезистого талька, а также в связи со сравнительно небольшими размерами залежей и недостаточно высоким качеством сырья.

Брейнерит-тальковые руды (в том числе тальковые камни) образуют как самостоятельные месторождения (Шабровское в Свердловской обл., Сыростанское в Челябинской обл. и др.), так и отдельные зоны на месторождениях железистых тальцитов (Медведевское месторождение в Миасской провинции).

Брейнерит-тальковые руды состоят из железистого талька (50—56%), брейнерита, а также примесей хлорита, доломита, иногда актинолита, антофиллита и других минералов. Из массивных руд Шабровского месторождения длительное время получали штучный камень для огнеупорной промышленности. Кроме того, эти руды размывают, во-первых, с целью последующей флотации и получения талькового концентрата, а во-вторых, с целью получения молотого брейнерит-талькового продукта (тальк-магнезита). Химический состав шабровских руд, по данным Б. П. Уральского, следующий (в %): SiO_2 30,45; Al_2O_3 1,28; Fe_2O_3 2,62; FeO 4,12; TiO_2 следы; MnO 0,26; Cr_2O_3 0,16; NiO 0,20; P_2O_5 следы; MgO 34,78; CaO 0,51; CO_2 22,67; H_2O 3,01.

Мощность промышленных брейнерит-тальковых залежей обычно составляет десятки и сотни метров, протяженность — сотни метров и километры. Форма их линзовидная, иногда

пластообразная. Верхние части залежей обычно выветрелые, Нередко переходят в рыхлую выщелоченную массу, называемую иногда «халвой». Иногда в верхних частях залежей развиваются порошковатые железистые талькиты (Кара-Кудукское месторождение в Казахстане).

Месторождения возникают при региональном и контактовом метаморфизме ультрамафитов в основном дунит-пироксенитовой формации. Однако могут возникать и за счет пород габбро-дунит-перидотитовой формации (Светлозерское месторождение в Карелии).

Крупные масштабы месторождений и значительные параметры рудных тел позволяют экономически выгодно осуществить разработку и переработку руд. После флотации получают тальковый концентрат, брейнеритовые хвосты, которые целесообразно использовать в огнеупорной промышленности, предварительно снижая массовую долю железа подшихтованием мало-железистых магнезитов.

Апоультрамафитовые тальк-хлоритовые руды менее развиты, чем брейнерит-тальковые. Месторождения известны в СССР (Карелия), Финляндии и других странах.

Руды состоят из хлорита и талька примерно в равных количествах, присутствуют также карбонаты, актинолит, рудные минералы (единичные выделения). Химический состав карельских руд следующий (в %): SiO_2 42,75; Al_2O_3 8,05; Fe_2O_3 4,17; FeO 7,84; MgO 13,08; CaO 4,66; п. п. п. 9,78; огнеупорность 1320—1380 °С. Форма залежей преимущественно линзообразная. Мощность составляет десятки, а протяженность — сотни метров. Одно время массивные разности этих руд (горшечный камень) широко использовались в жилищном строительстве. В настоящее время в СССР роль их весьма мала. Месторождения рассматриваемого типа связаны в основном с метаморфизмом ультрамафитов габбро-дунит-пироксенитовой формации.

Тальк-хлоритовые сланцы, возникающие за счет осадочных, эффузивно-осадочных и эффузивных пород, представлены низкоккачественными рудами. Поскольку тальк и хлорит имеют ряд близких свойств, обогащать эти руды нецелесообразно. Месторождения известны во многих странах. В Миасской провинции эти сланцы слагают крупные залежи мощностью в десятки и сотни метров, протяженность тел изменяется от сотен метров до первых километров. В составе руд установлены тальк, хлорит, карбонаты, кварц, плагиоклаз, тремолит, актинолит, серицит, а также магнетит, рутил и турмалин. Химический состав руд Урал-Дачского месторождения, по Г. Н. Безрукову, следующий (в %): SiO_2 48,16; Al_2O_3 7,22; Fe_2O_3 8,07; MgO 22,78; CaO 4,39; п. п. п. 9,18; и. о. 73,10.

Месторождения образуются при региональном и контактовом метаморфизме.

Маложелезистые порошковатые тальковые руды выветривания оталькованных доломитов приобрели в СССР в последнее

Десятилетие большое значение в связи с крупными запасами и значительными параметрами залежей (Алгуйское и Киргитейское месторождения).

Руды рыхлые, состоят в основном из чешуек и сростков чешуек талька, установлены примеси зерен кварца, а также глинистых минералов, хлорита, тремолита и др. Химический состав тальков Алгуйского месторождения, по А. В. Кириченко, следующий (в %): SiO_2 68,9; Al_2O_3 0,25; Fe_2O_3 0,27; CaO 0,08; MgO 25,9; п. п. п. 3,8. Средний минеральный состав: тальк 82 %, кварц 18 %. После отделения фракции +1 мм в руде резко возрастает массовая доля талька. Фракция +1 мм, состоящая в основном из зерен кварца, может использоваться в керамике.

Талькиты формируют крупные линзы шириной в первые сотни метров при длине 500—800 м и глубине развития порошковатых руд до первых сотен метров.

Кроме талькитов на месторождениях формации известны маршаллиты и тремолитовые руды, пригодные для использования в керамике.

На эндогенном этапе в результате контактового или регионального метаморфизма за счет доломитов и частично кварцитов формируются скопления талька, которые на следующем — экзогенном этапе — интенсивно выветриваются с удалением карбонатов, происходит диспергирование плотных руд, образуются залежи порошковатых руд.

Железистые порошковатые руды выветривания брейнерит-тальковых руд представлены низкоккачественными рыхлыми талькитами. В повышенном количестве в них содержатся наиболее нежелательные для ряда отраслей промышленности гидроксиды железа, придающие рудам желто-бурую окраску. Руды состоят из разноразмерных частиц, в связи с чем требуют дополнительной сушки и домола. Месторождения известны в Челябинской (Запываловское) и Актюбинской (Кара-Кудукское) областях. Ширина выходов залежей колеблется от десятков до сотен метров, протяженность — от сотен метров до первых километров. Глубина развития порошковатых руд достигает первых десятков метров (обычно 10—20 м).

Среди месторождений пиррофиллита выделяют формации, связанные с метаморфизмом высокоглиноземистых осадочных пород (парапиррофиллитовые сланцы) и с вулканогенными комплексами, в которых пиррофиллитовые породы являются фациями вторичных кварцитов. Примером первой формации являются эксплуатируемые месторождения Житомирской области. Качество сырья обычно невысокое, но пригодно для огнеупорных целей.

Более высокое качество присуще пиррофиллитовым рудам, связанным с вулканогенными комплексами (риолиты, риолитовые и дацитовые туфы и брекчии и др.). Для пиррофиллитовых руд этого типа характерны примеси кварца, диаспора и минералов группы каолинита, причем руды, состоящие в основном из

кварца и пиррофиллита, нередко переходят в фарфоровые камни (типа восковых камней). В СССР примером пиррофиллитовых месторождений является Бикинское в Приморье. Аналогичные месторождения известны в Японии, Южной Корее, Австралии (Памбула), США, КНР, Швеции и других странах.

ВОЛЛАСТОНИТ

Волластонит $\text{Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$ принадлежит к группе пироксеноидов, в качестве примесей содержит Fe, Mn, Mg, а также Na, K, Al. Цвет минерала обычно белый, иногда серовато- или желтовато-белый. Твердость волластонита 4,5—5, плотность 2,8—2,9 г/см³. Минерал обладает высокими диэлектрическими свойствами. Температура спекания 991—1196 °С.

Волластонит применяют в производстве керамики (производство облицовочных плиток, столовой посуды, электроизоляторов, санитарной керамики, глазури), минеральной ваты, а также для получения специальных сортов цемента и для регулирования вязкости шлака в металлургии. В керамике волластонит повышает прочность изделий, снижает температуру и время их обжига. Волластонитовые изделия отличаются повышенной термостойкостью и вязкостью, имеют малое термическое расширение, высокую белизну. Изделия из волластонитовой керамики возможно пилить и сверлить. Глазури на базе волластонита обладают сильным блеском.

В связи с диэлектрическими свойствами волластонит широко используют для обмазки электродов при электросварке.

Высокая белизна позволяет применять волластонит как наполнитель бумаги и пластмасс, а также в производстве красок и лаков. Волластонит используют и для производства сухих штукатурок как наполнитель асфальтовых плиток, в абразивной промышленности, при производстве пестицидов, огнеупоров, для обмазки, для отливок, флюсов, каучука; отходы волластонита применимы для нейтрализации кислых почв.

Вредными примесями в волластонитовом концентрате обычно считаются Fe и Mn; их массовая доля не должна превышать 0,3—1 %. Для волластонита Босагинского месторождения введены ограничения массовых долей вредных компонентов (в %): кальцит 5; Fe_2O_3 2; SiO_2 50; Al_2O_3 5; $(\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{TiO}_2)$ 0,8.

Для некоторых отраслей промышленности большое значение имеет синтетический волластонит, который получают в СССР, США, Японии, ФРГ, Великобритании, Франции, Италии, Дании.

Добыча волластонита ведется в США, Финляндии, Японии, Турции, Мексике, Кении, СФРЮ, СССР. Мировая добыча волластонита в 1981 г. составила около 160 тыс. т (в основном США). Цена природного волластонита 95—300 дол./т.

Месторождения волластонита разделяются по запасам на крупные (более 5 млн. т), средние (2,5—5 млн. т), мелкие (менее 2,5 млн. т).

Волластонит встречается в скарнах и скарноидах, регионально метаморфических зонах, а также в карбонатитовых комплексах. Промышленное значение имеют месторождения в скарнах и скарноидах и в зонах регионального метаморфизма кальциевых карбонатных пород.

Формация волластонита в скарнах и скарноидах развивается на контакте известняков (мраморов) с гранитоидами, габброидами и другими изверженными породами. Рудные тела слагают линзы сложной формы, штоки, пластообразные залежи, столбы. Размеры тел изменяются от метров до сотен метров. Массовая доля волластонита в рудах колеблется от 5 до 80 %. В ряде случаев месторождения являются комплексными. Например, в залежах на контакте кальциевых пород с гранитоидами кроме волластонита возможно извлечение шеелита, молибденита и абразивного граната (месторождения Койташское и Западный Джангалык в Средней Азии). На месторождении Уилсборо (США) залежи волластонита сформировались в зонах контакта габброидов и кальциевых карбонатных пород.

Формация волластонита в зонах регионального метаморфизма представлена месторождениями с залежами пластообразной и линзовидной формы. Мощность залежей изменяется от 0,2 м до десятков метров, протяженность — от сотен метров до 1,5 км. Массовая доля волластонита в рудах 25—40 % и более. Иногда в рудах присутствуют диопсид, — полезный попутный компонент. Месторождения известны в СССР (Эмельджакское в Якутии и Слюдянское в Иркутской обл.) и США.

ОЛИВИН

Оливин $(\text{Mg}, \text{Fe})_2[\text{SiO}_4]$ представляет собой изоморфную смесь форстерита $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ и фаялита $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$. В качестве примесей отмечаются Mn, Ca, Cr, Nb. Температура плавления форстерита 1890 °С, фаялита—1205 °С.

В промышленности оливин используется благодаря своей огнеупорности и твердости (6,5 по шкале Мооса). Огнеупорность падает с увеличением массовой доли железа, в связи с чем в качестве огнеупора используется оливин с массовой долей фаялита не выше 15%. Оливиновый песок (молотый оливин) используют в литейной промышленности при производстве формовочных материалов. Такой песок устойчив к большинству основных шлаков и щелочных расплавов. Серпентинизация резко снижает качество сырья, вплоть до невозможности его использования без предварительного обжига. Богатые оливином породы (оливиниты, дуниты и др.) применяют при производстве форстеритовых огнеупоров. Добавка оливина в шихту доменных печей разжижает шлак, но препятствует дальнейшему его

использованию в цементном производстве. Маложелезистый форстерит пригоден для использования в тонкой керамике. В качестве абразива оливин используют в пескоструйных аппаратах.

Малосерпентинизированный оливин известен как ведущий минерал оливинитов в карбонатитовых комплексах, реже он встречается в ультрамафитах. Высоким качеством состава отличается форстерит, развившийся по магнезиту в зонах контакта магнезита с гранитоидами и гнейсами.

Оливин добывают в США, Норвегии, Швеции, Японии, Новой Зеландии, Зимбабве, ЮАР, Новой Каледонии. Австрия получает оливин путем обжига серпентинитов. В Канаде получают оливин путем обжига отходов хризолит-асбестовых руд. Синтетический оливин получают во Франции, ФРГ и других странах. В СССР известны месторождения оливина в карбонатитах и ультрамафитах. Месторождения маложелезистого форстерита известны на Памире.

СЫРЬЕ С ПРОМЫШЛЕННО ЦЕННЫМИ ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ

КРИСТАЛЛЫ

ИНДУСТРИАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

СЛЮДЫ

Общие сведения

К слюдам относятся собственно слюды (мусковит и флогопит) и гидрослюда (вермикулит). Мусковит $KAl_2(OH)_2[Al_2Si_4O_{10}]$ в качестве примесей содержит (в %): Fe^{3+} 1—4; Fe^{2+} 0,4—1,2, Mg^{2+} 0,2—1,1; Na^{1+} 0,1—0,7; в незначительных количествах установлены Mn, Rb, Cs, Li, Ba, Ca, Cr, Ti, V. Флогопит $K(Mg, Fe)_3(OH)_2[Al_2Si_4O_{10}]$ при увеличении массовой доли железа переходит в биотит. В качестве примесей во флогопите отмечаются Na, Mn, Rb, Cs, Ba, Li. К разновидностям мусковита относят мелкочешуйчатый жильбертит; его пластинки менее упруги и более мягки. Тонкочешуйчатой разновидностью является серицит. Если диаметр пластинок жильбертита измеряется в основном первыми миллиметрами, то у серицита — сотыми и десятими долями миллиметра. Натровым аналогом мусковита служит парагонит.

Кристаллы мусковита и флогопита имеют целый ряд ценных свойств. В первую очередь следует отметить их высокие диэлектрические свойства и способность расщепляться на очень тонкие упругие пластинки. Кроме того, эти слюды обладают термической и химической стойкостью, высокой механической прочностью. Удельное объемное сопротивление в направлении,

перпендикулярном к плоскости спайности, у мусковита $1 \cdot 10^{14}$ ч-ф-1-Ю¹³, а флогопита $1 \cdot 10^{13}$ — $1 \cdot 10^{14}$ Ом-см. При температуре свыше 250 °С эта величина снижается примерно в два раза. Поверхностное сопротивление при нормальной относительной влажности у мусковита $1 \cdot 10^{14}$ ч-1 · 10¹², у флогопита $1 \cdot 10^{10}$ ч-М · 10¹¹ Ом. При относительной влажности 90—100% эти величины уменьшаются до $1 \cdot 10^8$ — $1 \cdot 10^9$ Ом.

Электрическая прочность диэлектрика определяется величиной напряжения пробоя. С повышением температуры эта величина у слюд существенно уменьшается: у мусковита после 300 °С, у серебристого флогопита после 400 °С, у темноокрашенного флогопита после 700 °С. При нормальных условиях в пластинках различной толщины пробивное напряжение мусковита и флогопита составляет соответственно (в кВ): 0,015 мм—2,9—3,3 и 3,3—4; 0,5 мм—4,9 и 4,6—6,1. Величина пробивного напряжения зависит также от формы и размеров электродов, длительности приложения напряжения и других показателей.

Для слюд характерны небольшие диэлектрические потери, о которых судят по углу диэлектрических потерь. В условиях переменного тока при напряжении 2000 В и частоте 50 Гц тангенс угла диэлектрических потерь у мусковита 0,002—0,003, у флогопита 0,006—0,093.

Важное промышленное значение имеет термическая стойкость слюд. Ее выражением является способность сохранять достаточно стабильными физические свойства при возрастании температуры (жаропрочность). У мусковита жаропрочность достигает 500—600 °С, у флогопита — 1000 °С. Жаропрочность существенно зависит от химического состава слюд (а состав, особенно наличие железа, обуславливает окраску). Например, повышена жаропрочность у маложелезистых светлого (алданского и слюдянистого) и зеленого (ковдорского) флогопитов. Выше температур жаропрочности слюды теряют воду, расслаиваются, вспучиваются, становятся хрупкими. Гидратированные (вермикулитизированные) флогопиты имеют не стеклянный, а жирный блеск и вспучиваются при температуре 200—300 °С.

Слюды обладают относительно высокой химической стойкостью, при этом более стойким является мусковит. Щелочи на слюды действуют очень слабо, особенно на мусковит. Соляная кислота частично начинает разлагать мусковит после 300 °С, а серная кислота — при длительном кипячении.

Для слюд характерна высокая механическая прочность. Прочность на разрыв у мусковита составляет 330—480 МПа, у флогопита 220—380 МПа; сопротивление на сжатие соответственно 420—530 и 200—260 МПа. Исключение составляет памирский маложелезистый флогопит, по прочности не отличающийся от мусковита.

Удельное расщепляющее усилие, позволяющее отрывать части кристаллов слюд в направлении, перпендикулярном к спайности, невелико (25—55 кПа у флогопита, 40—60 кПа у муско-

вита), что позволяет достаточно легко разрывать кристаллы на тонкие пластинки. Затрудняет расщепление кристаллов зажимность — нарушение слоев кристалла по весьма совершенной спайности с взаимным их перекрытием и (или) относительным перекосом. Такое сплетение слоев В. Д. Никитин объясняет сложным срастанием нескольких кристаллов, росших одновременно. При расчленении кристаллов иногда возникает недосятие — оборванный, недоотщепленный слой на отдельном участке пластинки.

Кроме зажимности имеется еще ряд дефектов кристаллов: пятнистость, обусловленная мелкими минеральными включениями между плоскостями спайности; газовой-жидкие включения. Крупные минеральные включения уменьшают полезную площадь кристаллов, выход листовой слюды. Газовой-жидкие включения снижают диэлектрические свойства. Минеральные включения в мусковите представлены биотитом, магнетитом, гематитом, гидроксидами железа и марганца, хлоритом, апатитом, турмалином, гранатом, силлиманитом; во флогопите отмечаются кальцит, диопсид, апатит, скаполит, паргасит, гидроксиды железа, хлорит, магнетит. Реже в слюдах присутствуют сульфиды.

Сквозное отверстие в кристалле или пластинке слюды, возникающее вследствие выкрашивания минеральных включений, называется проколом. Среди минеральных включений различают: протыкающие (или объемные); пластинчато-объемные (расположены по плоскостям спайности и легко извлекаются); пластинчатые (весьма тонкие, расположенные по плоскостям спайности и трудно извлекаются); сростки (взаимное проникновение минеральных включений и слюды).

Среди газовой-жидких включений различают точечные скопления, образующие газовые цепочки и обуславливающие рисчатость слюды.

Дефектами слюд являются также трещиноватость, волнистость и морщинистость, курчавость, ельчатость, задиристость, клиновидность. Разновидностями трещиноватости являются ленточность, и расслоение. Ленточность — трещиноватость, которая создается одинаково ориентированными прямолинейными трещинами. Расслоение обусловлено наличием трещин, ориентированных в плоскости весьма совершенной спайности. Среди трещин различают сквозные (рассекающие кристаллы на всю трещину) и несквозные (рассекающие кристаллы не на всю трещину). Волнистость — наличие неровной поверхности по плоскости спайности; морщинистость кристаллов — наличие мелкой волнистости на плоскостях спайности. Курчавость — способность пластинок закручиваться в процессе расщепления кристаллов.

Ельчатость обусловлена неправильной кристаллизацией слюды, которая привела к образованию особой волнистости и трещиноватости, направленных под углом около 60° от центра кристалла к середине граней. Иными словами, ельчатость — си-

стема прямолинейных рубцов, расходящихся под углом около 60° в плоскости весьма совершенной спайности. Ельчатость вызывает разрушение пластинок при расщеплении кристалла, распад пластинок на серии чешуи неправильной формы. При ельчатости первого рода рубцы (прямолинейные складки) пронизывают весь кристалл; кристалл имеет клиновидную форму в поперечном сечении между рубцами. При ельчатости второго рода рубцы расходятся от какой-либо точки или зоны кристалла и развиваются преимущественно по его периферии.

Задиристость — особенность слюды, приводящая к множеству мелких отслоений, создающих чашуйчатый характер поверхности раскола. Клиновидность обусловлена постепенным утолщением кристалла к одной из его граней, что связано с расхождением отдельных слоев и появлением дополнительных слоев меньшей площади.

Под полезной площадью понимают площадь пластинки слюды, не затронутой дефектами.

Вермикулит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3(\text{OH})_3[\text{Si}, \text{Al}]_4\text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ относится к гидрослюдам. В составе минерала может быть существенная примесь Са, в меньших количествах могут присутствовать Мп и Тi, в незначительных количествах — Na, K, F, Ni, Сг, Ва и даже Li, Rb, Cs, NH_4^{1+} . Редко встречаются разности с повышенным количеством Ni (до 8,6% NiO). В промышленности к вермикулитам относят также слюды, промежуточные по составу между вермикулитом и флогопитом (или вермикулитом и биотитом) с общей формулой $\text{K}(\text{Fe}, \text{Mg})_3(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$.

Вермикулит при нагревании интенсивно вспучивается, в связи с чем его объемная масса уменьшается и составляет от 500 до 50 кг/м^3 при исходной плотности $2,5 \text{ г/см}^3$, т. е. при нагревании его объем увеличивается (в течение всего одной минуты) в 15—25, иногда 40 раз. Температура обжига составляет $800\text{—}1000^\circ\text{C}$, однако интенсивное вспучивание начинается уже при 200°C . Температура плавления вермикулита 1400°C . Наиболее гидратированный вермикулит имеет латунно-желтый цвет, матовую поверхность и жирный блеск. Вермикулит не кислотостоек. В связи с малой объемной массой вермикулит обладает высокими тепло- и звукоизоляционными свойствами.

Виды сырья

Выделенные из породы кристаллы мусковита и флогопита с площадью пластин более 4 см^2 называют забойным сырцом. Промышленный сырец — забойный сырец, прошедший первичную обработку (очистка от поверхностных загрязнений, разделение сростков, удаление включений породы и сопутствующих минералов — полевых шпатов, кварца и др.).

Промышленный сырец по площади бездефектных поверхностей скола (с учетом вписанного в контур пластин прямоугольника с соотношением сторон 1 : 1 -ь 1 : 3) разделяется на сле-

дующие размеры: «100»—100 см² и более; «50» — от 50 до 100 см²; «25» — от 25 до 50 см²; «4» — от 4 до 25 см². По согласованию с потребителем иногда не разделяют слюду на размеры «4» и «25». Среди кристаллов размеров «4» и «25» по качеству выделяют два сорта: первый сорт — промышленный сырец, пригодный для производства радиодеталей; второй сорт — промышленный сырец для производства прочих изделий.

Для флогопита ряда месторождений (Алданская группа, Ковдорское) под обогащенным сырцом понимают кристаллы произвольного контура, неограниченной толщины, очищенные от поверхностных загрязнений и включений. По площади пластин обогащенный сырец делится на два размера: «100» — более 100 см²; «50» — от 50 до 100 см².

С учетом качества, обуславливающего область применения, слюды разделяются на следующие типы: подборы, обрезная, щипаная, фасонные изделия, дробленая, молотая. К подборам относят пластинки произвольной формы толщиной от 100 до 400 мкм. Обрезная слюда — прямоугольные пластинки толщиной от 5 до 650 мкм. Щипаная слюда — пластинки произвольной формы толщиной от 5 до 45 мкм. Фасонные изделия — штампованные детали различной конфигурации толщиной от 50 до 550 мкм. Диаметр чешуек дробленой (порошковидной) слюды колеблется от 160 до 15000 мкм, диаметр частиц молотой слюды составляет 315 мкм.

По областям потребления среди слюды выделяют телевизионную, радиодетальную, конденсаторную, стержневую, прокладочную, гидротермическую и другие разновидности.

Листовая слюда, непосредственно используемая для изготовления изделий путем раскола или щипка, заменяется различными продуктами, получаемыми в значительной мере на базе молотой слюды. Однако не для всех изделий такая замена возможна. Молотая слюда получается из мелких кристаллов слюды, в том числе из отходов при обработке забойного сырца и штамповке деталей. Мелкая слюда, получаемая как отходы при разработке и переработке кристаллов, называется скрап (рудничный и фабричный скрап). Кроме того, мелкая слюда добывается как специально, так и попутно (с полевыми шпатами, рудами металлов и др.). Из щипаной слюды производят различные миканиты (композиционные электроизоляционные материалы): микафолит (с добавкой бумаги), микалент (с обклейкой с двух сторон бумагой), микалекс (с добавкой особого стекла), слюдопласт (без добавок).

Наряду с природными слюдами в промышленности в небольших количествах используют синтетические разновидности (фтор-флогопит и др.). Осуществляется синтез слюд и с повышенной термической стойкостью.

Применение

Более 90 % высококачественных кристаллов мусковита используется в электро-, радио- и телетехнике. Большие листы слюды применяют в электростатических «трубках памяти» вычислительных машин. Слюдяные подборы марки СМПКД из кристаллов мусковита идут для производства изоляторов и крепежных деталей электронных приборов, марки СМСБ — для изготовления слюдинитовой бумаги.

Обрезная слюда-мусковит применяется для производства различных конденсаторов: образцовых и эталонов емкости; аппаратуры дальней связи; низкочастотных и мощных контурных; малой реактивной мощности. Обрезная слюда телевизионная употребляется для диэлектрической основы мозаичного фотокатода и мишеней передающих телевизионных трубок, вакуумных приборов и других изделий. В качестве обрезной прокладочной слюды применяют мусковит и флогопит. В частности, такая слюда используется в изоляционных прокладках фотоэлектронных умножителей. Обрезной мусковит применяют для изоляции авиасвечей, а флогопит — для изоляции свечей дизельных двигателей.

Для гидротермической изоляции равномерных приборов котлов высокого давления, для электрической изоляции щеткодержателей электрических машин высокого напряжения и других изделий используют обрезной мусковит; мусковит и флогопит применяются и для смотровых окон промышленных печей и бытовых приборов.

Щипаные мусковит и флогопит идут для получения клееной электроизоляции. Из флогопитовой слюдопластовой бумаги получают гибкий теплостойкий слюдопласт; детали из микалекса используют в радиотехнической промышленности.

К фасонным изделиям из мусковита относятся детали электронных приборов: изоляторы и крепежные детали внутренней арматуры, детали сверхминиатюрных ламп (приемно-усилительных радиоламп повышенной надежности), тепловые изоляторы мощных электрических ламп накаливания, клапаны слюдяные для кислородно-дыхательных приборов, прокладочные диски в приборах вакуумного и полупроводникового производства и т. д. Из флогопита делают изоляционные фасонные прокладки.

Дробленый флогопит используют при изготовлении рубероида и кабелей. Отходы флогопита (размер частиц менее 20 мм) применяют в качестве инертных наполнителей буровых и цементных растворов.

Молотый мусковит применяют при изготовлении резинотехнических изделий, в покрытиях электродов для дуговой сварки, при изготовлении влагозащитных электроизоляционных покрытых и заливочных смесей, в производстве обоев, бумаги и органосиликатных материалов. Молотый флогопит используют

в металлургии для получения шлакообразующей смеси, необходимой при разливке стали.

К мусковиту и флогопиту промышленность предъявляет различные требования, регламентируются размеры кристаллов, характер их поверхности по направлению весьма совершенной спайности, пятнистость, диэлектрические свойства, термостойкость и другие показатели. Для калиброванных подборов установлены следующие требования: максимальный диаметр круга, вписанного в полезную площадь, может быть двух размеров — до 52 мм и более 52 мм (по согласованию с заказчиком); толщина пластин 100—400 мкм; поверхность пластин ровная или слабоволнистая; пятнистость (кроме гидроксидов железа) не более 10—25 % площади.

При изготовлении слюдинитовой бумаги толщина пластин должна быть не более 3000 мкм, а площадь, определяемая размером вписываемого прямоугольника, 1—50 см². К конденсаторной слюде предъявляются следующие требования: длина пластин 7—60 мм; ширина 4—50 мм; толщина для большинства марок (СО, СФ, СН₄, СВ₄) 20—55 мкм, а для марки СЗ—100—300 мкм; поверхность допуска должна быть ровная или слабоволнистая, для марки СЗ допустима волнистая поверхность. Тангенс угла диэлектрических потерь нормируется для слюд всех марок, кроме СЗ. При частоте 1-Ю⁶ Гц для слюд марок СО и СФ тангенс угла диэлектрических потерь должен быть не более 0,00033; для марок СН₄ и СВ₄ — не более 0,00040 и 0,00060; при частоте МО³ Гц для слюд марок СО, СФ и СН₄ — не более 0,0004, 0,0007 и 0,0010. Для СВ₄ этот показатель не нормируется.

Для телевизионной, прокладочной и других марок обрезной слюды предусмотрен ряд ограничений. Для марок СТА длина и ширина пластин должна быть 20—125 мм, толщина 5—40 мкм, поверхность ровная с допуском слабой ряби, пятна не допускаются. Для марок СТ длина и ширина пластин должна быть 20—125 мм, толщина 10—300 мкм, поверхность ровная или слабоволнистая, пятна также не допускаются. Для слюд ряда марок допускается то или иное количество пятен: для марки СМПЗ не более 5 % площади, для марки СМОГ не более 8%, для марок СМОП и СФОП * не более 50 %. Для ряда марок этот показатель вообще не нормируется (СПФ, ССЭД, ССФП и др.). Различны требования и к характеру поверхности — от допуска слабой волнистости (для многих марок) до отсутствия требований к этому показателю (марки ССМП). Для разных марок толщина листочков колеблется от 10 до 650 мкм, максимальные длина и ширина ограничены — 30—220 мм. Для ряда марок нормируются отдельно ширина и длина, иногда эти параметры согласовываются с потребителем.

Для шипаной слюды ряда марок предусмотрено выделение четырех групп, в которых регламентируется толщина пластин (в мкм) и площадь вписанного в контур пластины прямоугольника (в см²):

Первая	10—20	6—10 и более
Вторая	20—30	6—50 и более
Третья	5—35	4—10
Четвертая	5—45	0,5—10

Среднее пробивное напряжение нормируется в шести группах толщины различных марок. Так, для групп I и II марки СМЩ пробивные напряжения соответственно должны быть не менее 2,2 и 4,0 кВ, для групп I и II марок СФЩ обычная и СФЩ нагревостойкая — соответственно не менее 1,6 и 3,2 кВ. Нагревостойкость для всех групп марки СМЩ не нормируется, а для всех групп марки СФЩ обычная и СФЩ нагревостойкая должна быть соответственно не менее 150 и 250 °С.

ГОСТом предусмотрен ряд требований к параметрам фасонных изделий: диаметру изделий, толщине, характеру поверхности, наличию пятен.

* Буквы «М» и «Ф» в названиях марок обозначают соответственно мусковитовую или флогопитовую слюду, «С» — слюду вообще.

Для большинства изделий ограничен диаметр: для сырья марки СМДЭ он должен быть не более 55 мм, марки СМДС — не более 12 мм, марки КСКП — от 7,5 до 30 мм. Для сырья ряда марок диаметр определяется по согласованию с потребителем. Толщина изделий различна: для сырья марки СМДЭ 100—500 мкм, марки СМТ 70—300 мкм, марки КС 150—550 мкм. Для сырья большинства марок допустима слабая волнистость поверхности, а для некоторых — волнистая. Для сырья марки КСКП необходима ровная поверхность.

Требования к пятнистости дифференцированы по маркам: для сырья марки СМДЭ допустимы пятна в количестве 10—25 % от площади пластин, для марки СМДС — не более 50%, для марки СМДС недопустимы пятна с магнетитом, для марки СМДИП недопустимы ржавые пятна. У сырья отдельных марок (КСКП, СПП и др.) пятнистость не нормируется.

Для молодой слюды — мусковита и флогопита — нормируется диаметр частиц: для марок СММ-125, СМФ-125, и СМО-125 — не более 125 мкм; для марок СММ-160 и СММО — до 150 мкм; для марки СММ — до 315 мкм. Массовая доля примесей для большинства марок допустима до 0,5 %, для марки СММЭ — до 5 %, для марки СММО — до 0,2 %.

Согласно техническим условиям (ТУ), к слюде радиодетальной сорта I размером «4» и «25» относят кристаллы мусковита плотной структуры с незначительным расслоением, произвольного контура, пластинчатого строения, неограниченной толщины, имеющие на поверхности (минимум с одной стороны) явно выраженную полезную площадь не менее 3 см². Не допускаются пережатия, ельчатость, а также кристаллы покоробленные с так называемой горелой пятнистостью (уточняется эталонами). Однако ТУ допускает пережатие, если полезная площадь в кристалле составляет не менее 50 % общей площади пластины, а также незначительную внутреннюю ельчатость в пластинчатых кристаллах. Размер минимальной стороны прямоугольника, вписываемого в полезную площадь, должен быть не менее 15 мм. Кроме того, ТУ допускают наличие 5 % кристаллов общей площадью не менее 3 см² при полезной площади также не менее 3 см². Толщина кристаллов радиодетальной слюды должна быть не менее 3 мм (допускается наличие не более 10 % кристаллов толщиной не менее 2 мм). Кроме того, допускается присутствие до 3 % кристаллов с полезной площадью круга диаметром не менее 15 мм; до 3 % кристаллов с невыявленной полезной площадью и наличие пустой породы, выступающей на торцах не более чем на 5 мм. Возможно присутствие в промышленном сырье «несквозного» биотита (на треть толщины кристалла), но при условии, если он занимает не более 30 % общей площади пластины.

ТУ на мусковитовой промсырец рядовой размер «100» и «50» и второго сорта размер «25» и «4» допускают наличие в партии определенного размера (кроме «4») слюд следующего размера, но не более 5 % массы. Для размера «4» разрешено наличие: 1) не более 3 % кристаллов, не допускающих вписание прямоугольного шаблона площадью не менее 4 см²; 2) кристаллов с невыявленной полезной площадью (для размеров «100» и «50» не более 10%, для размеров «4» и «25» не более 5%); 3) слюдяной мелочи, возникшей в процессе транспортировки от рудника до фабрики (для размера «100» и «50» до 1 %; для размеров «25» и «4» до 2 %); 4) в кристаллах толщиной 0,1—3 мм выявление минимальной полезной площади (3 см²) только на одной стороне кристалла; 5) разделение кристалла сквозным прорастанием биотита на две части (размер определяется по большей части); 6) посторонние минералы или жильная порода, выступающие на торцах кристалла не более чем на 5 мм; во входящих углах — не более 15 мм для размеров «100» и «50» и не более чем на 5 мм для размеров «4» и «25»; 7) клиновидных кристаллов с величиной острого угла кристалла не более 30°. В кристаллах слюды недопустимы слабосвязанные края, которые можно удалить без помощи инструмента. Биотит, который удаляется без порчи кристалла мусковита, следует удалить.

Если наличие полезной площади под тонким сдиром не вызывает сомнений, ТУ разрешают не вскрывать полезную площадь. Требования распространяются на партии; при этом под партией понимается слюда одной

жили, бднго размера, одного сорта, поступающий по ОдМОму документу. Масса ее обычно не менее 0,5 т (реже до 0,2 т).

ТУ на промсырец флогопита Ковдорского месторождения допускают наличие гидратированных кристаллов (до 2%), кристаллов с невыявленной полезной площадью (до 8%), для размера «50» — до 10% кристаллов с площадью вписанного прямоугольника 100 см² и более, для размера «100» — не более 5% с площадью вписанного прямоугольника от 50 до 100 см²; слюдяной мелочи — до 2%. Недопустимы кристаллы с выступами пустой породы (более 5 мм) по торцам кристаллов, а также кристаллы с включением пустой породы во входящих углах диаметром более 15 мм.

ТУ на обогащенный (промышленный) сырец Алданских месторождений предусмотрено наличие среди партии кристаллов размера «100» до 10% кристаллов с площадью вписанного прямоугольника от 100 до 50 см², для размера «50» — до 10% кристаллов с площадью вписанного прямоугольника от 50 до 25 см². Слюдяной мелочи допускается всего 1%. Не допускается содержание кристаллов с пленкой кальцита толщиной более 0,5 мм, а также наличие минералов или жильной породы, выступающих за плоскость кристаллов, а также комовой и загрязненной слюды и кристаллов со слабосвязанными краями; ограничена до 25% массовая доля кристаллов со сплошной трещиноватостью и зажимистостью с одной стороны. Также ограничено до 3% наличие кристаллов со сплошной трещиноватостью, зажимистостью и сплошь проросших кальцитом.

Для конденсаторной слюды предусмотрено среднее значение тангенса угла диэлектрических потерь при 20±5 °С, определяемого при частотах 1·Ю⁶ и МО³ Гц: для марки СО — не более 0,00033 и 0,0004; для марки СФ — 0,00033 и 0,0007; для марки СН₄ — 0,00040 и 0,0010.

Ограничение установлено и для удельного объемного сопротивления (в Ом·см при 20±5 °С): для марок СО и СФ в среднем 2·Ю¹⁵ (минимальное 1·Ю¹⁵); для марок СН₄ и СВ4 среднее 5·Ю¹⁵ (минимальное 1·Ю¹⁵); для марки СЗ не нормируется. Конденсаторная слюда должна выдержать испытания переменным напряжением при определенных частоте и температуре. Диэлектрическая проницаемость для всех марок конденсаторной слюды должна быть не менее 6.

Для ряда слюд ограничивается диаметр газовых включений, не допускаются следы от ножа и пальцев, ограничивается захождение краевых трещин внутрь пластин, диаметр проколов, неравномерность по толщине, пятнистость (скопления непрозрачных пятен с четким контуром). Например, для слюды обрезной мусковита для водомерных колонок котлов высокого давления пятнистость смотровой части шириной до 4 мм должна быть у партий с государственным Знаком качества не более 6%, а у партий категории качества 1 — не более 8%. Для слюды обрезной для шеткодержателей среднее значение электрической прочности должно быть не менее 50 кВ/мм.

Для слюды стержневой и экранной, получаемой из кристаллов мусковита и флогопита и применяемой в качестве стержневой и экранной изоляции в авиасвечах, свечах дизельных двигателей и в качестве электрической изоляции в электрических паяльниках, пробивное напряжение должно быть не менее 500 В, а удельное поверхностное сопротивление — не менее 1·Ю⁸ Ом.

Для слюды, используемой для фотоэлектронных умножителей и особых коллекторов, испытательное напряжение в течение 1 мин для пластин толщиной 0,10—0,5 мм должно составлять 200 В.

Молотый электродный мусковит для покрытия электродов дуговой сварки должен содержать (массовые доли в %): SiO₂ 44—50; железистые соединения в пересчете на Fe₂O₃ не более 4; сумма полуторных окислов (АШз + Ре₂О₃) 32—40; MgO не более 2; К₂O не менее 8; S в пересчете на S₀ не более 0,1; минеральные примеси не более 4; P в пересчете на P₂O₅ не более 0,1; влага не более 2. Нормируется и толщина помолы.

Разработаны ТУ для различных изделий из слюды (миканит термостойкий прокладочный, изготовленный из флогопита, склеенного диаммоний фосфатом; стеклослюдопласт нагревостойкий, изготовленный из слюдопластовой бумаги, оклеенной при помощи кремнийорганического лака с одной

и/или двух сторон подложками из стеклоткани или стеклосетки и др.). Работы ТУ на манжеты коллекторные слюдопластовые, склеенные щелачным лаком. В электрических машинах и аппаратах применяются стеклослюдопластофолы: 35—45% слюды; 35—42% связующего лака (ЛЭФ-3Б); не более 25% стеклоткани. Из стеклопластовой бумаги и щелачного лака изготовляют трубки и втулки слюдопластовые, используемые для изоляции стержневых проводников.

Вермикулит применяется в обожженном виде как наполнитель легких звуко- и теплоизоляционных штукатурок, легких бетонов, он используется при изготовлении стеновых панелей, полов, как наполнитель легковесного кирпича при строительстве шахт. Из него изготавливают плиты, трубы, скорлупы и другие строительные детали, а также фильтры. В отдельных изделиях он применяется совместно с асбестом и вяжущими материалами. Изделия с вермикулитом применяют при изоляции газовых турбин, паропроводов, паровых котлов, мартеновских печей, вагонов, кабин самолетов, судов, в студиях звукозаписи. Вермикулитсодержащие асбобитумные плиты применяют для огнезащитных поясов холодильников. Сорбционные свойства вспученного вермикулита позволяют использовать его для очистки промышленных вод, улавливания ядовитых газов. Он применяется в измельченном виде как наполнитель кислотостойких композиций, резины, пластмасс, огнеупорного картона, бумаги, а также при изготовлении золотистых красок, лаков, удобрений, ядохимикатов, антифрикционных материалов.

Используют вермикулит в гидропонике (беспочвенном выращивании овощей) и как упаковочный материал. Добавка вспученного вермикулита в почву улучшает ее структуру и аэрационные свойства.

Экономические сведения

Слюды (мусковит, биотит, флогопит, вермикулит) широко распространены. Однако промышленные месторождения высококачественного сырья (особенно листового мусковита и флогопита) относительно редки. Ведущими странами по добыче листового мусковита являются Индия и Бразилия, а флогопита — Мадагаскар. В этих странах добывается более 96% высокосортной слюды; в добыче мелкочешуйчатой слюды лидируют США и Индия (без учета добычи в социалистических странах).

По данным Горного бюро США, добыча слюд в 1983 г. составила (в кг): США (скрап и чешуйка) 127000; Южная Корея 20 000 (в основном серицит); Индия 19050 (блоки 1100, фильмы и диски 181, шипаная 3200, скрап 7030, пудра 4090); Канада 10 430; Франция 6000; ЮАР (скрап) 2686; Бразилия 2000; Судан 1000; Перу 540; Аргентина 332 (листовой 32, скрап 300); Мадагаскар (блоки, шипаная и скрап) 321; Мозамбик 200. Слюда добывается также в Гватемале, Португалии, Танзании, СФРЮ, Колумбии. В нашей стране листовый мусковит и скрап добываются в Мамско-Чуйской слюдоносной провинции и в Карело-Кольском регионе. Флогопит добывается на Ковдорском месторождении (Кольский п-ов) и в небольших количествах — на Алданской группе месторождений (Якутия).

Среди развитых капиталистических и развивающихся стран ведущее место по добыче вермикулита принадлежит США, существенное — ЮАР. По данным Горного бюро США, в 1983 г. было добыто 450 тыс. т вермикулита: США 260; ЮАР 153; Япония 17,2; Бразилия 14; Аргентина 3,4; Индия 2,5;

Кения 2,6; Мексика 0,5; АРЕ 0,3. В небольшом количестве ВермйКулит добывают в Танзании. В СССР добыча вермикулита осуществляется на Ковдорском месторождении. Месторождения вермикулита известны также на Украине, Урале, в Казахстане и на Дальнем Востоке.

Структура потребления вспученного вермикулита (в %): США — изоляционные материалы 27, легкие бетоны 22, штукатурка и готовые цементные смеси 22, сельское хозяйство 28; Бразилия — строительные цели 50, изоляционные огнеупоры 40, сельское хозяйство 10. В последнее время вермикулит стал использоваться в садоводстве. В Японии, например, 60 % вермикулита потребляет сельское хозяйство, главным образом садоводство.

Стоимость мусковита слюд в США в 1983 г. составляла: мусковит — блоки и фильмы 30 дол/кг, шипаный 1,3 дол/кг, скрап и высокосортный серицит 100 дол/т; флогопит — блоки 7,25 дол/кг, шипаный 7,38 дол/кг; вермикулит — вспученный 260 дол/т, исходный концентрат 106 дол/т.

Условия образования месторождений

Мусковит и флогопит формируются преимущественно в условиях высоких температур и сравнительно больших давлений. В условиях магматического процесса возникают как мусковит, так и флогопит, но промышленное значение имеют только магматические месторождения мелкочешуйчатого мусковита, связанного в основном аляскистыми гранитами.

Пегматиты — единственный источник природного листового мусковита. Существуют различные взгляды на происхождение пегматитов. Вероятно, эти образования могут иметь различный генезис. Часть пегматитов имеет метаморфическое происхождение и образуется в процессе гранитизации (Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий, П. Эскола, Г. Рамберг, Н. Г. Судовиков и др.). Очевидно, к этому типу принадлежат многие мусковит-полевошпатовые пегматиты, которые являются в основном источником полевых шпатов (мусковит добывается попутно). Не исключено, что часть мусковитых пегматитов, ведущим полезным ископаемым которых является мусковит, а попутным — полевые шпаты, имеет метаморфическое происхождение. При этом Ю. М. Соколов полагает, что часть метаморфических пегматитов при формировании проходит этап расплава, а часть образуется метасоматическим путем (без расплава). В то же время ряд геологов (Б. М. Шмакин, Г. Г. Родионов и др.) считают мусковитовые пегматиты гетерогенными и выделяют среди них магматические, постмагматические и метаморфогенные.

Мусковитовые пегматиты формируются на больших глубинах (7—11 км). Для них характерны условия метаморфизма дистенсиллиманитовой фациальной серии в рамках дистен-альмандиновой субфации амфиболитовой фации. Мусковит-редкометалльные пегматиты, из которых мусковит извлекается попутно или в комплексе с минералами, редких металлов, многими геологами рассматриваются в тесной связи с материнскими гранитоидами. Эти пегматиты возникают на глубинах 3,5—7 км и залегают среди кордиерит-амфиболитовой фации регионального метаморфизма (А. И. Гинзбург, Г. Г. Родионов, Л. Н. Россковский и др.). В. Д. Никитин считает генезис промышленного мусковита в пег-

матитах гидротермально-метасоматическим. По его мнению, если среди пород, вмещающих пегматитовые тела, мало калия и минералов, богатых магнием и железом, то создаются благоприятные условия для развития мусковита. В противном случае возникает биотит — минерал, богатый Mg и Fe. Присутствие калия ограничивает преобразование (гидролиз) полевых шпатов в мусковит и кварц.

Б. Е. Карский и А. И. Толстой одними из первых произвели генетическую типизацию промышленного мусковита в пегматитах. Они выделили мусковит, образовавшийся за счет вмещающих пород, который непригоден для конденсаторной слюды в силу низких диэлектрических свойств. Из этого мусковита получается невысокий выход промышленного сырца и колотой слюды, он не пригоден для щипки и получения слюдинитов. Второй разновидностью является мусковит, развившийся по крупнокристаллическому биотиту и полевым шпатам. Этот мусковит пригоден для производства шипаной и конденсаторной слюды. Мусковит, развившийся по полевым шпатам, позволяет получить высокий выход промышленного сырца и колотой слюды. Из него получают много радиодетальной и конденсаторной слюды. Четвертая разновидность мусковита — поздний мусковит, который формирует чешуйки и розетки небольших (до 2,5 см) кристаллов. Развиваясь по ранним мусковитам, поздний мусковит снижает их качество.

В массивах ультраосновных — щелочных пород и карбонатов встречаются скопления кристаллов флогопита. Этот флогопит возникает метасоматическим путем при замещении преимущественно высокомагнезиальных силикатных комплексов под воздействием растворов, богатых калием и глиноземом (Л. С. Бородин, И. Я. Дядькина и др.). Процесс протекал в ряд стадий и носил контактово-реакционный или инфильтрационный характер. Флогопитоносные пироксеновые породы ранней стадии (с мелким флогопитом) развивались по ультрамафитам одновременно с внедрением щелочных пород. Затем по измененным ультрамафитам развивались автореакционные скарны — амфибол-гранат-монтichelлитовые, амфибол-монтichelлитовые и амфибол-гранатовые. На третьем этапе формировался «флогопитовый комплекс», к которому приурочены промышленные скопления флогопита. Комплекс развивался за счет мелилитовых и слюдяно-пироксеновых пород, гранатовых автоскарнов и измененных оливинитов. Считается, что часть флогопита в отдельных массивах возникает за счет щелочных пород.

По-разному рассматривается происхождение месторождений флогопита в магнезиальных кристаллических сланцах, интродуцированных гранитоидами. А. Е. Ферсман относил флогопитовые жилы Слюдяного месторождения к мигматическим пегматитам гранитной магмы. С особым гибридным гранитоидом связывал аналогичные месторождения К-Ландес. Некоторые геологи считают, что в результате гранитизации возникает фронт

миграции Mg, Ca и Fe и формируются диопсид-амфиболовые и флогопитовые жилы (Н. Г. Судовиков, Л. В. Климов, Д. А. Михайлов). Д. С. Коржинский рассматривает данную флогопитоносную формацию как контактово-метасоматическую.

А. Лакруа полагает, что диопсидовые породы на месторождениях флогопита Мадагаскара возникли при метаморфизме мергелистых известняков. Флогопитовые же месторождения он связывает с метаморфизмом, обусловленным воздействием гранитной магмы. Б. М. Роненсон пришел к выводу о том, что диопсидовые и кварц-диопсидовые породы флогопитовых месторождений — результат регионального метаморфизма кремнистых доломитов, по которым затем развились метасоматические породы с диопсидом, шпинелью, паргаситом, флогопитом, форстеритом и скаполитом.

На некоторых месторождениях магнезиальные метасоматиты возникли за счет доломитов и других магнезиальных карбонатных пород на контакте с гранитоидами и другими алюмосиликатными породами (А. А. Маракушев, И. Я. Дядькина и др.). Эти форстерит-шпинель-диопсид-флогопит-кальцитовые и полевошпат-скаполит-диопсид-флогопитовые породы относят к магнезиальным скарнам. Кристаллы флогопита здесь еще не достигают промышленных размеров. Б. М. Роненсон и Г. Г. Родионов считают, что эти метасоматиты, предшествующие образованию месторождений, возникают на магматической стадии и их не следует относить к скарнам. Последующие процессы приводят к образованию постмагматических метасоматитов. В то же время при перекристаллизации мелких кристаллов формируются крупные кристаллы промышленного размера. Процесс осуществляется в условиях генетической связи промышленных слюдоносных тел с мелкими телами аляскитовых гранитов, ортотектитов и пегматитов. Слюдоносные тела тесно связаны с зонами глыбовых и сетчатых мигматитов. По-видимому, флогопитовые месторождения данного типа представляют собой пример слияния гидротермально-метасоматического метаморфогенного и магнезиально-скарнового процессов.

Месторождения мелкочешуйчатого мусковита возникают в основном при процессах регионального метаморфизма амфиболитовой фации.

В генезисе месторождений вермикулита ведущая роль принадлежит эндогенным процессам. Именно на эндогенном этапе происходит формирование скоплений железисто-магнезиальных слюд — флогопита и биотита. Затем (на экзогенном этапе) происходит их гидратация. Таким образом, месторождения вермикулита следует относить к эндогенно-экзогенным.

Сравнительная устойчивость мусковита к процессам выветривания приводит к тому, что он способен накапливаться в осадочных глинистых толщах. В США мелкочешуйчатый мусковит является продуктом попутной добычи при разработке некоторых месторождений глин.

Основные формации

Среди месторождений слюд выделяются месторождения эндогенные, эндогенно-экзогенные и экзогенные. К эндогенной серии принадлежат месторождения магматические, карбонатитовые, пегматитовые, гидротермальные и метаморфогенные; к эндогенно-экзогенной — выветривания карбонатитовых, гидротермальных и метаморфогенных скоплений слюд; к экзогенной — осадочные.

К магматическим скоплениям слюд относится *формация мусковитоносных гранитоидов*. Эта формация представляет интерес как источник не только чешуйчатого мусковита, но и полевых шпатов и кварца (керамического сырья). Рудные тела имеют форму штоков, линз, пласто- и дайкообразных залежей. Мощность тел измеряется десятками и сотнями метров. Мусковит в основном добывается из аляскистов. Из этих горных пород чешуйчатый мусковит в существенных количествах добывается в США (горнорудный район Спрус-Пайн). Мусковит в аляскитах представлен как чешуйками, так и мелкими «пачками». Аляскинты каолинизированы, что делает их менее прочными и облегчает извлечение мусковита.

Среди пегматитовых месторождений выделяются следующие основные формации: полевошпат-мусковитовая и мусковит-редкометальная.

Полевошпат-мусковитовая формация — основной источник высококачественного листового мусковита, (рис. 15). Попутно извлекаются полевые шпаты, жильный кварц, иногда небольшое количество редких металлов. Как на разных месторождениях, так и в пределах разных пегматитовых тел одного месторождения массовая доля мусковита может меняться, при этом возможен переход мусковита в попутный компонент полевых шпатов. Массовая доля мусковита в рудных залежах колеблется от единиц до 50 кг/м³ (редко до 300 кг/м³ и более). Форма рудных тел — линзовидная, плитообразная, жильная, трубо- и штокообразная; протяженность в основном от десятков метров до первых километров, мощность — от единиц до десятков метров. Вмещающие породы представлены гнейсами, амфиболитами; встречаются также кварцитовые сланцы, мраморы, графитовые и скаполитовые сланцы и другие породы высоких ступеней метаморфизма.

В Мамско-Чуйской мусковитоносной провинции наряду с обычными пегматитами установлены слюдоносные зоны в гранит-пегматитах. Гранит-пегматиты имеют сложное строение и представлены в значительной мере породами, отвечающими по составу гнейсам и пегматитам, с гранобластовой крупно- и неравномернозернистой структурой. В гранит-пегматитах установлены участки гранитов, гранит-аплитов, а также собственно пегматитов, в том числе мусковитоносных. Гранит-пегматиты формируют межпластовые залежи и секущие жилы, а также

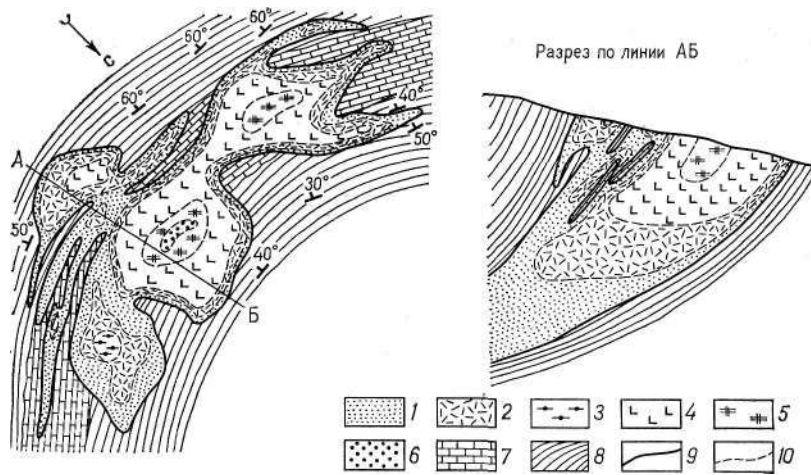


Рис. 15. Схематическая геологическая карта и разрез пегматитовой жилы (по А. Г. Бушеву и О. В. Казадаевой);

1—6 — пегматиты (1 — мелкозернистый гранитовидный пегматит, 2 — крупнозернистый пегматит, 3 — блоковый плагиоклаз, 4 — графический пегматит, 5 — блоковый микроклин, 6 — кварцевое ядро); 7 — скарноиды; 8 — биотитовые гнейсы; 9 — контуры пегматитового тела; 10 — границы минеральных зон

образуют свиты сближенных залежей, соединяющихся апофизами. Эти свиты сближенных тел гранит-пегматитов, разделенных прослоями метаморфических пород и содержащих пластобразные реликты кристаллических сланцев, Н. В. Петровская называет гигантомагматитами. П. Н. Сучков установил, что слюдоносные пегматиты возникли при перекристаллизации крупнозернистых гранитов, т. е. пород гранобластовой структуры.

Мусковитоносные пегматиты имеют в большинстве случаев зональное строение (от периферии к центру): микроклин-плагиоклазовый мелкозернистый гранитовидный пегматит; плагиоклазовый пегматит крупнозернистый; микроклиновый графический пегматит; крупноблоковый микроклин; кварцевое ядро. В зонах плагиоклазового крупнозернистого пегматита и микроклинового графического пегматита развит кварц-мусковитовый замещающий комплекс, с которым связан промышленный мусковит.

Мусковит-редкометалльная формация — источник берилла, мусковита, колумбита, литиевых и урановых минералов, а также полевого шпата, кварца, некоторых драгоценных и поделочных камней. По морфологии пегматитовые тела этой формации аналогичны телам полевошпат-мусковитовой. Вмещающими породами служат гнейсы, каолиновые и роговообманковые сланцы, амфиболиты, доломиты и другие породы. Распределение минералов редких металлов и мусковита в пегматитах неравномерно

ное. В одних телах ведущим является мусковит, в других — редкие металлы.

Типичные месторождения формации известны в Бихарской, Неллорской, Раджастанской и Майсорской провинциях Индии. На жиле Махешмарва (Бихарская провинция) на северо-западном фланге добывают мусковит, а на юго-восточном — берилл и мусковит. В жиле Бинекоп той же провинции добывают мусковит, берилл, колумбит, уранит, триплит, висмутин, арсенипирит. Наиболее ценен в Индии рубиновый мусковит. Пегматиты имеют в основном зональное строение: внешняя зона — мусковит-плагиоклаз-кварцевый комплекс, внутренняя — мусковит-плагиоклаз-микроклин-кварцевый. Нередко в центральных частях пегматитов присутствует кварцевое ядро.

В Бразильском слюдяном поясе добывают мусковит (в том числе рубиновый), полевые шпаты, берилл и другие минералы.

К карбонатитовому типу относится *флогопитоносная формация комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов*. Форма рудных тел — линзы, трубы, гнезда, жилы. Размеры тел изменяются от первых метров до многих сотен метров. Руды сложены оливином, флогопитом, диопсидом, магнетитом, кальцитом, бадделеитом и другими минералами. В условиях выветривания флогопит переходит в вермикулит. Массовая доля флогопита в руде непостоянна (15—25%, реже 50% и более), иногда встречаются практически мономинеральные образования. Диаметр кристаллов флогопита изменяется от первых сантиметров до нескольких метров. Железистость промышленной слюды Ковдорского месторождения составляет 12—13%, Тулинского месторождения — 14—17%. Слюда нередко отличается мозаичным строением, наличием закрытых расслоений, обилием минеральных включений. Местами отмечается рекристаллизация, приводящая к превращению крупных кристаллов в мелкочешуйчатые агрегаты.

Флогопитовый комплекс, по данным В. И. Тернового, Б. В. Афанасьева и Б. И. Сулимова, располагается на Ковдорском месторождении в зоне контакта оливитинов с мелилитовыми породами и автоскарнами (рис. 16).

Наряду с флогопитом из месторождений данной формации получают вермикулит, магнетит, апатит, бадделеит, иногда медь и другие полезные компоненты. Разрабатываются и зоны кальцитовых карбонатитов в качестве карбонатного сырья.

Из зарубежных месторождений к данной формации относятся месторождение Лулекоп в массиве Палабора в Трансваале (ЮАР), а также месторождение массива Якупиранга (Бразилия) и некоторые другие.

Формация флогопит оно сных комплексов магнезиальных кристаллических сланцев разделяется И. Я. Дядькиной и М. П. Орловой на две подформации, месторождения которых приурочены к щитам (первая) и к срединным массивам и внутригеосинклинальным поднятиям (вторая).

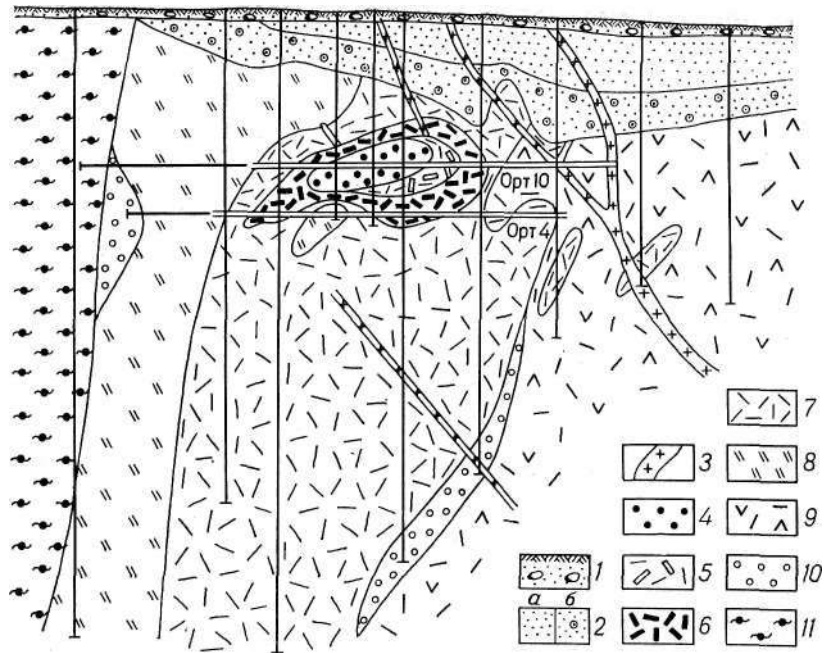


Рис. 16. Схематический разрез Главной флогопитовой залежи Ковдорского месторождения (по Б. В. Афанасьеву и В. И. Сулимоу):

1 — четвертичные отложения; 2 — зоны выветривания слюдonoсных пород (а — вермикулитовая, б — гидрофлогопитовая); 3 — дайки полевошпатовых ийолитов; 4—6 — гигантозернистые породы (4 — оливиновые с флогопитом, 5 — флогопит-оливиновые, б — флогопит-оливиновые, б — флогопит-диопсидовые); 7 — крупнозернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы; 8 — мелкосреднезернистые флогопит-диопсид-оливиновые породы; 9 — флогопитилизированные и диопсидизированные оливиниты; 10 — мелилиты; // — гранатовые скарны

Первая подформация характерна для зон развития гранулитовой фации метаморфизма в областях интенсивной гранитизации. В этих зонах развиваются гранитогнейсы, магматиты; из гранитоидов установлены аляскиты, чарнокиты и пегматиты. Флогопитоносные тела связаны с комплексами диопсидовых, кварц-диопсидовых и скаполит-диопсидовых пород, пироксен-роговообманковых плагиосланцев, доломитов, кальцифиров и тяготеют к их контактам с аляскитами. Рудные тела представлены жилами и флогопитоносными зонами линзовидной, пластино-, столбообразной и седловидной формы. Мощность рудных тел изменяется от первых метров до десятков метров, протяженность — от первых десятков до первых сотен метров. Массовая доля флогопита колеблется от 20 до 300 кг/м³. Рудные тела сложены диопсидом, флогопитом, кальцитом, паргаситом, частично апатитом, шпинелью и другими минералами. Иногда наряду с флогопитом промышленное значение приобретает и апатит (месторождения Канады). Установлена возможность промышленного использования диопсида. Железистость флогопита со-

ста & Ляет Ю—12%. На месторождениях установлена зональность. Например, на Элельджакском месторождении Алданской провинции отмечаются следующие зоны (от вмещающих алюмосиликатных пород к центру тел): 1) диопсид-полевошпатовая; 2) диопсид-скаполитовая; 3) диопсид-паргасит-шпинелевая; 4) флогопит-диопсидовая; 5) флогопитовая.

Месторождения данной подформации имеют существенное промышленное значение и известны в СССР, на Мадагаскаре и в Канаде.

Месторождения второй подформации развиты в породах амфиболитовой фации метаморфизма; гранитизация проявлена слабо, чернокиты не характерны; развиты щелочные граниты, пегматиты, гнейсы, мигматиты, доломитовые мраморы, кальцифиры и другие породы. Железистость флогопита изменяется от 2 до 7 %, т. е. качество его высокое. Запасы месторождений невелики, в связи с чем месторождения имеют небольшое промышленное значение (Ляджвардарииское месторождение Памирской провинции).

Формы рудных тел — линзы, жилы, гнезда. Мощность тел изменяется от первых метров до 20 м, протяженность достигает первых десятков метров.

П. В. Калинин, Б. М. Роненсон и В. А. Галюк выделяют следующие формы скопления флогопита: 1) рассеянный флогопит в мигматизированных доломитах (кальцифирах) и диопсидовых сланцах; 2) оторочки («корки») флогопита на контакте пегматитов или пегматоидных гранитов и доломитов; 3) флогопит-диопсидовые зоны по разломам с сетчатыми и глыбовыми микроклиновыми мигматитами в доломитах, а также в диопсидовых и кварц-диопсидовых сланцах; 4) флогопитовые и флогопит-кальцитовые жилы (одиночные и лестничные). Две первые формы скоплений промышленного значения не имеют.

К гидротермальным формациям слюды следует отнести *формацию грейзенов*. В этой формации ведущее значение имеют такие металлы, как вольфрам, олово, бериллий, а чешуйчатый мусковит (жильбертит) добывается попутно. Формы рудных тел — преимущественно штоки, линзы, жилы.

К метаморфическим формациям относится *формация мусковитоносных гнейсов*. Наряду с мелкой чешуйкой мусковита из этой формации извлекают кианит и абразивный гранат. Форма рудных тел — пластообразные тела, линзы. Мощность тел измеряется десятками и сотнями метров, длина — сотнями метров и километрами. Формация имеет большое значение как источник мелкочешуйчатой слюды. Месторождения известны в СССР, Индии, США, ЮАР и других странах.

К месторождениям выветривания эндогенных концентраций относятся *формации вермикулита*. Н. А. Львова месторождения объединяет в четыре формации: 1) вермикулит-гидрофлогопитовая и гидробиотитовая в комплексах ультраосновных — щелочных и основных щелочных пород и карбонатитах платформен-

ного типа; 2) вермикулит-гидрофлогопитовая и гидробиотитовая в ультрамафитах и мафитах складчатых областей в ассоциации с более молодыми граптоидами и щелочными породами; 3) вермикулит-гидрофлогопитовая в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород, ассоциирующих с алясковыми гранитами; 4) гидробиотитовая в гнейс-амфиболитовых и гнейсосланцевых комплексах. Все формации связаны с корами выветривания (площадными и линейными), развитыми на меланократовых породах, содержащих скопления флогопита или биотита.

Промышленные залежи *формации вермикулит-гидрофлогопитовой и гидробиотитовой в комплексах ультраосновных-щелочных и основных щелочных пород и карбонатных платформенного и субплатформенного типа* развиваются как за счет промышленных залежей флогопита, так и за счет непромышленных скоплений биотита и железистого флогопита, а также скоплений с мелкоразмерными магнезиально-железистыми слюдами. Форма залежей — линзо-, жило-, гнездо- и штокообразная. В верхних горизонтах зоны выветривания развиваются сунгулитовые породы, ниже которых находятся залежи вермикулита. Массовая доля вермикулита в залежи составляет 7—16%. Месторождения (крупные и средние) известны в СССР (Ковдорское), США (Либби), ЮАР (Лулекоп).

Формация вермикулит-гидрофлогопитовая и гидробиотитовая в ультрамафитах и мафитах складчатых областей в ассоциации с более молодыми гранитоидами и щелочными породами характеризуется массовой долей вермикулита (20—65%). Форма рудных тел — линзы, жилы, гнезда. В верхних горизонтах залежей нередко широко развиты нонтронит и монтомориллонит. Месторождения (от мелких до крупных) известны в СССР (Каратаское), Индии (Чатра), Австралии (Юнг-Рива).

Формация вермикулит-гидрофлогопитовая в комплексах магнезиальных карбонатных и алюмосиликатных пород, ассоциирующих с аляскинскими гранитами, развивается за счет эндогенных скоплений флогопита. Массовая доля гидрослюда в залежах колеблется от 3 до 18%. Масштабы месторождений мелкие и средние. Форма залежей — линзы и жилы.

На глубине руды могут быть представлены промышленными или непромышленными (по размеру кристаллов) залежами флогопита. Месторождения формации известны в Индии (Ситарампур), Канаде (Стенливиль), КНДР (Пхосу), Финляндии (Маанинка).

Формация гидробиотитовая в гнейс-амфиболитовых и гнейсосланцевых комплексах представлена линзообразными залежами, в которых массовая доля вермикулита составляет 25—40%. Запасы месторождений — крупные и средние, мощность тел измеряется метрами, протяженность — сотнями метров. Месторождения известны в СССР (Потанинское) и ЧССР (Прагице).

К осадочным скоплениям слюд относится *формация мусковитсодержащих глин*. Слюда извлекается попутно при переработке огнеупорных и тугоплавких глин и представлена мелкощуйчатыми разновидностями. Промышленное значение этой формации как источника слюды крайне незначительно.

АСБЕСТЫ

Общие сведения

Асбесты — волокнистые минералы, внешне напоминающие хлопок или шерсть. Так как к асбестам относят минералы различных классов, то этот термин технический, а не минералогический. Среди асбестов выделяют две главные группы: серпентин-асбесты и амфиболовые асбесты.

Серпентин-асбест (точнее, хризотил-асбест) $(Mg, Fe)_6(OH)_8[Si_4O_{10}]$ содержит разное количество железа. Разности, которые содержат более 1,5 % железа в пересчете на $Fe_2C > 3$, относят к железистым, остальные — к маложелезистым. По прочности среди хризотил-асбестов выделяют асбесты: нормальной прочности, ломкие, полумломкие, пониженной прочности. К ломким и полумломким асбестам относят такие разности, у которых понижение прочности связано с воздействием на залежи асбестов гидротермальных углекислых растворов с температурами, превышающими оптимальные для генезиса хризотил-асбеста. К асбестам пониженной прочности относят асбесты, у которых уменьшение прочности связано с выветриванием.

Сопротивление на разрыв волокна нормальной прочностисоставляет 2800—3600 МПа, полумломкого 1900—3000 МПа, ломкого 1700—2200 МПа. При деформациях волокна (изломе и др.) прочность его существенно снижается. У асбеста нормальной прочности электрокинетический потенциал положительный, у ломкого и пониженной прочности — отрицательный. Для ломкого хризотил-асбеста характерна повышенная сорбционная способность. Если хризотил-асбест нормальной прочности в ультрафиолетовых лучах люминесцирует ярко-белым цветом, то ломкий, как правило, не люминесцирует или дает слабое свечение. Для маложелезистого асбеста характерны высокие диэлектрические показатели.

Хризотил-асбесты огнестойкие. При температурах выше 400 °С начинает выделяться конституционная влага, а при 700—750 °С разрушается структура минерала. Температура плавления 1450—1550 °С. Хризотил-асбесты и амфиболитовые асбесты имеют высокую щелочестойкость, но первые слабо сопротивляются воздействию кислот, тогда как вторые — кислотостойкие. Растворимость хризотил-асбеста в соляной кислоте ($d = 1,19 \text{ г/см}^3$) после четырехчасового кипячения составляет 55—56%.

Лить (в %): 4,8 мм — не менее 6б; 1,35 мм — не менее 30, <0,4 мм — М более 2,8 (в том числе гали не более 0,3). При этом массовая доля фракции >1 мм должна быть не менее 30 %, а фракции < 0,14 — не более 54 %.

Для группы 7 выделение марок проводится на основании минимально допустимой насыпной плотности (величины отношения массы хризотилового асбеста к его объему). Например, для асбеста марки 7-300 насыпная плотность должна составлять не более 300 г/дм³, марки 7-520 — не более 520 г/дм³. Употребляемые в названиях марок асбеста (группы 3—6) буквы «П» и «М» указывают на принадлежность сырья к определенной подгруппе в зависимости от массовой доли фракции < 0,14 мм, буква «К» (группа 7) указывает на способ получения асбеста (из пылесодительных устройств).

Большое значение для маркировки асбеста имеет прибор, называемый контрольным аппаратом (горизонтальный лабораторный грохот продольного качания с набором сит).

В Канаде хризотил-асбестовое волокно по длине (в мм) разделяется на следующие группы: 1 (крюд № 1) 18 и более; 2 (крюд № 2); 3 (текстильное) 6—9; 4 (кровельное) 4—5; 5 (бумажное) 2—4; 6 (штукатурное) 1—2; 7 менее 1. При выделении марок асбеста учитывается остаток на ситах контрольного аппарата. Для марок наиболее низкого качества групп 8 и 9 учитывается объемная масса.

Для антофиллит-асбеста в СССР предусмотрен выпуск сортов АН-1-42 и АН-2-12, у которых остаток на сите 1,35 мм составляет соответственно не менее 42 и 12 %, а массовая доля пыли (частиц размером менее 0,25) — не более 10 и 20 %. В антофиллит-асбесте сорта «смеска-42» остаток на сите 1,35 мм должен быть не менее 42%, а массовая доля пыли — не более 13 %.

Для крокодолит-асбеста, добываемого в ЮАР, ведущим признаком классификации также служит длина волокна.

Применение

Асбест широко применяется в технике и строительстве, из него (или из композиций асбеста с другими материалами) получают несколько тысяч изделий.

Асбест групп 0—2 нередко называют текстильным. При его использовании в волокно часто добавляют 20—25 % хлопка. Изделия этого типа (огнезащитные костюмы и фартуки, шлемы, перчатки) необходимы при работе в горячих цехах. Кроме того, из асбеста производят тормозные ленты, уплотняющие прокладки и набивки для тепловых двигателей, диски сцепления, электроизоляционные тепловые ленты, ткань для турбогенераторов, трансмиссионные и приводные ремни (термо- и химически стойкие).

Асбест групп 3—5 применяют при изготовлении асбесторезиновых листов, асбестобитумных и асбестосмоляных изделий, асбестовых пластмассовых материалов, в том числе химически стойких. Из асбеста групп 4—6 получают асбестовую бумагу и картон, термоизоляционные изделия (с диатомитом и другими минеральными добавками). Асбест используется также как носитель катализаторов при получении асбестоцементных красок и лаков, фильтров, асбестопластиков, асбестоцементных труб (водопроводных, канализационных, мусоропроводных и др.). Асбест и цемент входят в состав конструктивных строительных панелей для жилых и промышленных зданий, электроизоляционных досок и щитов для электростанций. Асбест — необходимый

компонент шифера, широко используемого кровельного материала. Фильтры из картона с добавкой некоторых асбестов (например, боливийского родусит-асбеста) используют, по данным В. Синклера, для очистки воздуха от радиоактивной пыли.

Асбест группы 7 используют как связующий материал при получении железорудных окатышей.

Экономические сведения

Месторождения асбестов распределены неравномерно. Наиболее богаты асбестами СССР и Канада, крупные месторождения известны в КНР, Зимбабве, ЮАР, Бразилии и некоторых других странах. Подавляющая масса волокна добывается из хризотил-асбеста, связанного с ультрамафитами. Значительно меньше добывают крокидолит-, антофиллит-, родусит-, тремолит-асбеста и маложелезистого хризотил-асбеста.

По данным Горного бюро США, мировая добыча асбестового волокна в 1983 г. составила около 4,2 млн. т, в том числе (в тыс. т): Канада 1493; ЮАР 220; Зимбабве 190; Бразилия 135; Италия 120; США 70%; Свазиленд 32; Индия 25; Кипр 18; Австралия 20; Южная Корея 15; Турция 4; Япония 4; Мозамбик 0,8. В существенных количествах асбест добывается в КИР и СФРЮ, в небольших количествах — в Афганистане, НРБ, АРЕ и других странах.

Цена асбеста в 1983 г. в Канаде колебалась (в зависимости от марки) от 199 до 932 дол/т. Южноафриканские асбесты стоили 840 (амозит-асбест) и 629 (крокидолит-асбест) дол/т.

По добыче асбеста СССР занимает одно из ведущих мест. Железистый хризотил-асбест добывают на ряде крупных месторождений: Бажновском (Свердловская обл.), Киембаевском (Оренбургская обл.), Джетыгаринском (Кустанайская обл.), Актотракском (Тувинская АССР), Саянском (Красноярский край). Добыча антофиллит-асбеста ведется на Терсутском участке Сысертского месторождения (Свердловская обл.). Месторождения маложелезистого хризотил-асбеста известны в Красноярском крае (Аспагашское) и Средней Азии.

По запасам волокна среди месторождений асбеста выделяют: хризотил-асбест (в млн. т)—крупные (>5), средние (0,5—5) и мелкие (<0,5); антофиллит-асбест (в тыс. т)—крупные (>50), средние (5—50) и мелкие (<5).

Условия образования месторождений

Практически все месторождения асбеста образуются при процессах метаморфизма (регионального и контактового), хотя в связи с большой ролью гидротерм (в широком смысле слова), часть месторождений нередко относят к гидротермальным.

Месторождения железистого хризотил-асбеста возникают при метаморфизме массивов ультрамафитов. Причем, как впервые подметил П. М. Татаринев, месторождения асбеста связаны с частично метаморфизованными массивами ультрамафитов, т. е. с теми ультрамафитами, в которых сохранились отдельные руды (ядра, блоки или зоны) исходных серпентинизированных пород.

На ранних этапах в массивах развиваются процессы лизардитизации, которые протекают в несколько стадий. Лизардит первой генерации развивается за счет оливина и пироксенов и обычно не сопровождается магнетитом. Одновременно с лизар-

дитом образуется брусит. Позднее образуется лизардит второй генерации, обычно сопровождающийся магнетитом. Местами отмечаются лизардиты и более поздних генераций. Второй этап на ряде массивов начинается с появления антиторита, развитого ограниченно. Затем возникает прожилковый хризотил, в том числе хризотил-асбест, и, наконец, образуется породообразующий хризотил, развивающийся на некоторых месторождениях довольно широко. На третьем этапе изменения ультрамафитов формируются поздний антигорит и тальк-карбонатные (тальк-брейнеритовые) породы. Не все этапы и стадии проявлены на месторождениях отчетливо. Последний этап обычно связан с воздействием поздних гранитоидов, и его интенсификация приводит сначала к появлению ломкого хризотил-асбеста, а позднее может вызвать уничтожение части залежей или месторождения в целом.

Геологи, которые считают происхождение ультрамафитов магматическим, обычно связывают ранние стадии лизардизации с автометаморфизмом. Сторонники внедрения ультрамафитов в твердом состоянии объясняют формирование лизардита ранних и поздних стадий воздействием метаморфических вод. Исследования Д. Веннера и Г. Тейлора показали, что температура возникновения лизардита 85—115 °С.

Большой интерес представляет выяснение геологических условий развития метаморфизма на втором этапе, с которым связано формирование промышленных жил асбеста. Существуют три группы гипотез. Многие геологи (П. М. Татаринов, Б. Я. Меренков, Н. Д. Соболев, В. Р. Артемов и др.) связывают этот этап с контактовым воздействием гранитоидных интрузий. К. К. Золоев пришел к выводу о том, что наиболее крупные месторождения асбеста возникают при воздействии гранитоидов сиалического, а не мантйного происхождения. Другие исследователи (И. И. Бок, А. С. Варлаков и др.) полагают, что асбестообразование связано с метаморфогенными растворами (или источник их неясен). При этом Н. Н. Ведерников считает, что месторождения асбеста можно относить к телетермальным. Третья группа гипотез предполагает, что второй этап метаморфизма обусловлен разогревом ультрамафитов при продвижении блоков ультрамафитов вверх в пределах сиалической оболочки. Начальная стадия этого этапа — ранняя антигоритизация — протекала при температурах 220—460 °С, а хризотил-асбестовое промышленное оруденение формировалось при температурах 193—204 °С.

Дискуссионен вопрос о происхождении прожилков хризотил-асбеста. Ряд геологов (Н. Мюгге, В. Н. Лодочников, Б. Я. Меренков, П. Риордон) связывают образование прожилков асбеста с коллѳидными растворами, заполнявшими трещины в массивах. При этом в прожилках формировался сначала колломорфный серпентин (офит), а затем он замещался хризотил-асбестом. Другие геологи (П. М. Татаринов, В. Р. Ар-

темов, Дж. Дрессер, Р. Грэхэм) полагают, что волокно асбеста росло из истинных растворов и образовывалось из мельчайших трещинок, замещая вмещающие породы. К- Г. Башта, А. К. Сибилов и некоторые другие геологи пришли к выводу о том, что асбестовое волокно формировалось из истинных растворов одновременно с ростом (увеличением мощности) трещин.

Месторождения маложелезистого хризотил-асбеста приурочены к зонам контакта магнезиальных карбонатных пород (доломитов и магнезитов) с интрузивами различного состава — кислыми, основными, средними. В ряде случаев на первой стадии могут возникать высокотемпературные ассоциации минералов с форстеритом и энстатитом, в других случаях серпентиновые минералы образуются непосредственно по магнезиальным карбонатам. Процесс происходит с привнесением кремнезема.

Месторождения антофиллит-асбеста связаны с интенсивно преобразованными телами ультрамафитов, залегающих в комплексах развития гнейсов, мигматитов и амфиболитов. И. Ф. Романович, Т. А. Смирнова и А. Я. Хмара полагают, что это — чисто метаморфический процесс. П. М. Татаринов, В. П. Петров и некоторые другие геологи связывают асбестизацию этого типа с гидротермами дайкового комплекса.

На Среднем Урале процесс формирования месторождений антофиллит-асбеста протекал в ряд этапов. На первой стадии первого этапа прогрессивного метаморфизма за счет в той или иной степени серпентинизированных ультрамафитов возникают вторичные оливин-пироксеновые породы, нередко крупнозернистые до гигантокристаллических. На регрессивной стадии первого этапа происходило развитие ранних талька и брейнерита. Второй этап обусловлен новой волной регионального метаморфизма (Г. А. Кельман). На первой стадии второго этапа развиваются антофиллит, а также тальк и брейнерит второй генерации. На второй стадии образуется антофиллит-асбест за счет антофиллита, ортопироксена и оливина. На третьем этапе происходят контактово-метасоматические процессы, которые обусловили появление реакционных оторочек у тел ультрамафитов (актинолититов и талькитов). Зоны этих пород частично замещали рудные тела. Со стороны алюмосиликатных пород, как вмещающих ультрамафиты, так и секущих (дайковый комплекс), развивались зоны магнезиально-железистых слюд и хлорититов.

Месторождения режикит-асбеста возникают среди ультрамафитов в тектонических зонах, в которых развиты тальк-карбонатные и хлорит-вермикулитовые породы. В этих же зонах наблюдаются дайкообразные тела альбит-роговообманковых пород (магматических нейвитов, по Н. Д. Соболеву). А. А. Спасский относит альбит-роговообманковые породы к метаморфическим. Ю. К. Андреев полагает, что месторождения режикит-асбеста следует считать биметасоматическими.

Месторождения крокидолит- и амозит-асбестов связаны с доломитсодержащими железистыми кварцитами. Генезис их считают метаморфогенным или гидротермальным. И. Ф. Романович относит месторождения этих асбестов к метаморфическим интеграционным, учитывая заимствование ряда компонентов, необходимых для возникновения асбестов как из железистых, так и из кремнеземистых и доломитовых прослоев. Дю-Туа выделяет в пределах развития таких месторождений три зоны. В верхней зоне (выветривания) асбест силифицирован и представлен кошачьим, тигровым или соколиным глазом (псевдоморфозы кремнезема по асбесту), — поделочным материалом. Ниже находится зона нормального эластичного асбеста, которая подстилается зоной жесткого крокидолит-асбеста («потенциальный» асбест). Таким образом, наряду с метаморфическими процессами на формирование залежей крокидолит- и амозит-асбестов оказали благоприятное влияние начальные процессы выветривания.

Месторождения тремолит-асбеста возникают в зонах внедрения в доломиты изверженных пород. Нередко одновременно с тремолит-асбестом в этих зонах развивается и маложелезистый хризотил-асбест.

Родусит-асбест приурочен к засоленным пестроцветным толщам. Месторождения родусит-асбеста относят к метаморфогенным (Ф. Альфельд, П. П. Пискорский, Н. Н. Ведерников) или гидротермальным (С. Дискинсон, Х. Корнелиус, Ю. К. Андреев). В. Р. Артемов полагает, что родуситовая минерализация протекала в стадию эпигенеза осадков или начального метаморфизма. И. Ф. Романович относит месторождения родусит-асбеста к интеграционным образованиям начальных стадий метаморфизма. И. Мильтон, Х. Югстер и О. Б. Бейсеев относят родусит-асбесты к аутигенным минералам осадочных толщ, П. А. Борисов — к диагенетическим, Ф. В. Чухров — к катагенетическим образованиям.

Актинолит-асбест может образовываться в мафитах различного типа — интрузивных, эффузивных, пирокластических. В первых двух типах, несмотря на многочисленность минералопроявлений, промышленные скопления не возникают: в пирокластических мафитах местами формируются месторождения с достаточными запасами асбестовых руд, из которых технологически возможно извлечение волокна. Генезис таких месторождений рассматривается как метаморфогенный или гидротермальным.

Рихтерит-асбест, по данным Ю. А. Андреева, возникает в зонах контакта доломитов с щелочными породами.

Амфиболовые асбесты актинолит-тремолитового ряда иногда формируются в эндоконтактных зонах массивов ультрамафитов.

Основные формации

Большинство месторождений асбеста возникает в процессе метаморфизма или являются гидротермальными метасоматическими, образующимися в условиях процессов, близких к метаморфическим. Для поисков и оценки месторождений асбеста большое значение имеют комплексы пород, к которым приурочены залежи асбестовых руд. Поэтому ниже описаны формационные типы месторождений, связанные с теми или иными комплексами пород.

Формация месторождений железистого хризотил-асбеста, связанная с ультрамафитами. Подавляющее большинство месторождений данной формации связано с дунит-гарцбургитовой формацией ультрамафитов, реже месторождения приурочены к габбро-дунит-клинопироксенитовой и другим формациям.

Классификацию типов руд хризотил-асбеста с учетом их структурно-текстурных особенностей для Баженовского месторождения впервые детально разработали Н. С. Михеев и П. М. Татаринев. В настоящее время выделяются следующие группы руд: 1) с поперечноволокнистым асбестом; 2) с продольноволокнистым асбестом; 3) с волокном массы.

Среди руд первой группы выделяют ряд типов. К простым отороченным жилам относят асбестовые жилы, залегающие в серпентинизированных перидотитах и отороченные зонами серпентинитов. Мощность оторочки в 4—6 раз мощнее асбестовых жил; мощность жил составляет от 6 до 60 мм (значительно реже до 100 мм, как исключение — до 160 мм). Нередко в центре жилы расположена специфическая маломощная зонка (просечка), обогащенная магнетитом, колломорфным серпентинитом и другими минералами. Волокно асбеста не пересекает просечку, в связи с чем в жилах с просечками длина волокна меньше мощности жил. В зонах, сложенных простыми отороченными жилами, массовая доля волокна составляет 0,5—4%.

К сложным отороченным жилам относятся также руды с системой субпараллельных жилок асбеста. В центральной части системы жилки обычно имеют меньшую мощность, чем на периферии. Все жилки «погружены» в серпентинит и окружены зоной серпентинитов. В целом сложные отороченные жилы находятся в серпентинизированных ультрамафитах. Мощность прожилков хризотил-асбеста обычно колеблется от первых миллиметров до 35 мм. Количество прожилков в сложной жиле преимущественно 10—50. Выход волокна из руд в зонах сложных отороченных жил обычно изменяется от 2 до 12%. Центральные маломощные прожилки нередко имеют форму плоских линз.

Установлены два типа сетчатых руд: крупной и мелкой сетки. Руды крупной сетки обычно содержат прожилки асбеста мощностью от первых миллиметров до 20 мм. В зоне этих

ЖИЛ сохранились серпентизированные ультрамафиты в виде отдельных ядер в петлях сетки или более широко, и тогда серпентиниты только оторачивают отдельные прожилки. В некоторых случаях в зоне крупной сетки ультрамафиты полностью серпентинизированы. Размер ячеек крупной сетки составляет обычно 0,2—1 м. Массовая доля волокна в рудах крупной сетки 3—10 %. Мощность руд мелкой сетки изменяется от 0,5—10 мм (редко более). Руды не содержат ядер серпентинизированных ультрамафитов, выход волокна 8—25%. Размер ячеек мелкой сетки обычно 5—50 см.

Руды, получившие название сложных жил, обычно приурочены к зонам серпентинитов, представлены системами субпараллельных жилок асбеста, в основном достаточно мощными (до 20 мм). В отличие от сложных отороченных жил, периферийные прожилки систем преимущественно не мощнее центральных, даже нередко в центральных зонах могут находиться более мощные прожилки. Системы жилок данного типа образуют крупную сеть разноориентированных жил.

Руды, получившие название мелкопрожила, представлены сериями мелких субпараллельных прожилков в мощных зонах серпентинитов. Мощность прожилков 0,5—3 мм, реже до 6 мм. Массовая доля волокна изменяется от 2 до 30 % (обычно 5—12%).

На некоторых месторождениях известны своеобразные руды, которые следует назвать сеткой мелкопрожила. Эти руды представляют собой системы мелких субпараллельных прожилков (от единиц до 15 и более прожилков в системе), формирующие сравнительно мелкую сетку с ячейками размером от сотен миллиметров до первых метров. Массовая доля волокна близка к характерной для обычного мелкопрожила.

Асбестоносные серпентиниты с тончайшими (волосяными) прожилками асбеста (мощность — доли мм) получили название «просечки», или «волосовика». Последнее название предпочтительнее, поскольку «просечкой» называют также и зонки, рассекающие простые отороченные жилы асбеста.

Руды продольноволокнистого типа приурочены обычно к трещинам с зеркалами скольжения, волокно их часто представлено расплюснутыми при тектонических подвижках войлокоподобными массами. Возможно, асбест этого типа частично возникал за счет деформации прожилков поперечноволокнутого асбеста, но не исключен и первичный рост волокон вдоль трещин. Обычно с продольноволокнистым асбестом отмечается больше волокон волокнутого брусита (немалита), чем с поперечноволокнутым. По прочностным свойствам продольноволокнистый асбест близок к поперечноволокнутому. Длина волокон колеблется от первых десятков миллиметров до 200 мм и более. Массовая доля асбеста в руде составляет обычно 1,5—8%. Продольноволокнистый асбест формирует как самостоятельные залежи, так и сопровождает другие типы руд.

Если в поперечноволокнутих и продольноволокнистих асбестовых рудах волокно сосредоточено в жилах, то в некоторых рудах оно распределено в массе породы. Такие руды получили название «руды с волокном массы». В ряде случаев такое волокно не обнаруживает закономерного расположения в руде, иногда приурочено к трещинкам в зернах оливина и пироксена или к границам их зерен. В Вожминском массиве (Восточная Карелия) агрегаты мелких волоконцев асбеста частично или целиком замещают зерна оливина, не выходя, как правило, за пределы отдельных зерен. Поэтому длина волокон колеблется от десятых долей миллиметра до 1,5 мм. Массовая доля волокна в руде нередко высокая. Асбест массы формирует как самостоятельные залежи, так и встречается в рудах других типов.

При классификации руд учитывают также характер их минерального состава и степень выветривания. Выделяют прожилковые руды, залегающие в лизардитовых, хризотилловых и антигоритовых серпентинитах, а также в перидотитах и дунитах.

Руды с прожилками в хризотилловых серпентинитах, а также приуроченные к дунитам обычно отличаются плохими технологическими свойствами — их извлечение из горной массы затруднено. Хорошо отделяется от «стенок» прожилков поперечноволокнутиый асбест в лизардитовых серпентинитах. Легкость отделения, однако, приводит иногда к занижению массовой доли волокна, определяемого по керну скважин из-за значительного истирания отделившегося волокна в процессе бурения. Эта особенность характерна для крупных прожилков с текстильным асбестом, что обязательно нужно учитывать при проведении разведочных и поисковых работ.

Классифицируются руды также по степени серпентинизации и составу исходных ультрамафитов. Например, на Актотракском месторождении выделяют руды, залегающие в перидотитах с полосами (зонками) серпентинитов, в серпентинитах с ядрами перидотитов, в серпентинитах.

Большое значение имеет степень выветрелости руд. Выветрелые руды верхних горизонтов имеют, как правило, плохое качество. Обилие глинистых минералов существенно затрудняет процесс извлечения волокна. Кроме того, само волокно в процессе выветривания снижает прочностные свойства, что также ухудшает качество руд.

В формации месторождений хризотил-асбеста (железистого), связанных с ультрамафитами, следует выделять пять различных типов: 1) баженовский, 2) ешкеульмесский (карачаевский); 3) брединский; 4) вожминский; 5) лабинский.

Баженовский тип представлен штоко- и линзообразными залежами с зональным строением. На месторождениях этого типа среди продуктов метаморфизма ультрамафитов (серпентинитов) располагаются ядра менее серпентинизированных ульт-

трамафитов. В ядерных породах в том или ином количестве присутствуют зерна оливина и пироксена, позволяющие определить состав исходных пород, представленных в основном гарцбургитами. На периферии ядер располагается зона простых и сложных отороченных руд, затем — на границе с серпентинитами — зона крупной сетки. Среди серпентинитов локализована зона мелкой сетки, далее — зона мелкопрожила. К зоне мелкопрожила примыкают безрудные серпентиниты, иногда несущие непромышленную асбестизацию (типа волосовика).

Баженовский тип месторождений — основная сырьевая база асбеста СССР и Канады. Месторождения баженовского типа известны в СССР (Баженовское, Красноуральское, Киембайское, Саянское, Молодежное, Ильчирское, Актотракское, Джетыгаринское и др.), Канаде (Блэклейк, Джеффри, Кассиэр, Асбестос-Хилл и др.). Большинство месторождений Канады сосредоточено в провинции Квебек. В Зимбабве расположено крупное месторождение асбеста Шабани. Месторождения этого типа известны также в КНР, Бразилии, Колумбии и других странах.

Залежи хризотил-асбеста баженовского типа (рис. 17) имеют в основном линзо- и штокообразную форму, мощность их колеблется от первых метров до десятков (реже сотен) метров; протяженность — от десятков метров до первых километров. Например, Центральная залежь Баженовского месторождения вытянута в меридиональном направлении на 2200 м при мощности 80—450 м. Запасы волокна изменяются от сотен тысяч до десятков миллионов тонн.

В последнее время среди асбестоносности баженовского типа выделяют подтипы (О. А. Каплин и И. Ф. Романович): 1) молодежный; 2) собственно баженовский; 3) джетыгаринский. Для первого типа характерно высокое содержание текстильных и трубных групп. Например, на Молодежном месторождении массовая доля групп от АК до 3 составляет 1,26 % при массовой доле волокон групп от АК до 6—7,8 %. К этому подтипу следует отнести такие асбесты месторождений Кассиэр (Канада) и Шабани (Зимбабве).

Для собственно баженовского подтипа характерно более низкое содержание текстильных и трубных групп. Например, на Актотракском месторождении массовая доля волокна от АК до 3 составляет 0,07 % при массовой доле волокон групп от АК до 6 2,79 %. К этой подгруппе относятся также асбесты месторождений Саянского и Ильчирского.

Для джетыгаринского подтипа характерна пониженная массовая доля текстильных и особенно трубных групп. Например, на Джетыгаринском месторождении массовая доля групп от АК до 3 составляет 0,05 %, при массовой доле волокон групп от АК до 6—3,47 %. К этому типу относятся асбесты Киембайского месторождения. Верхние горизонты залежей Киембай-

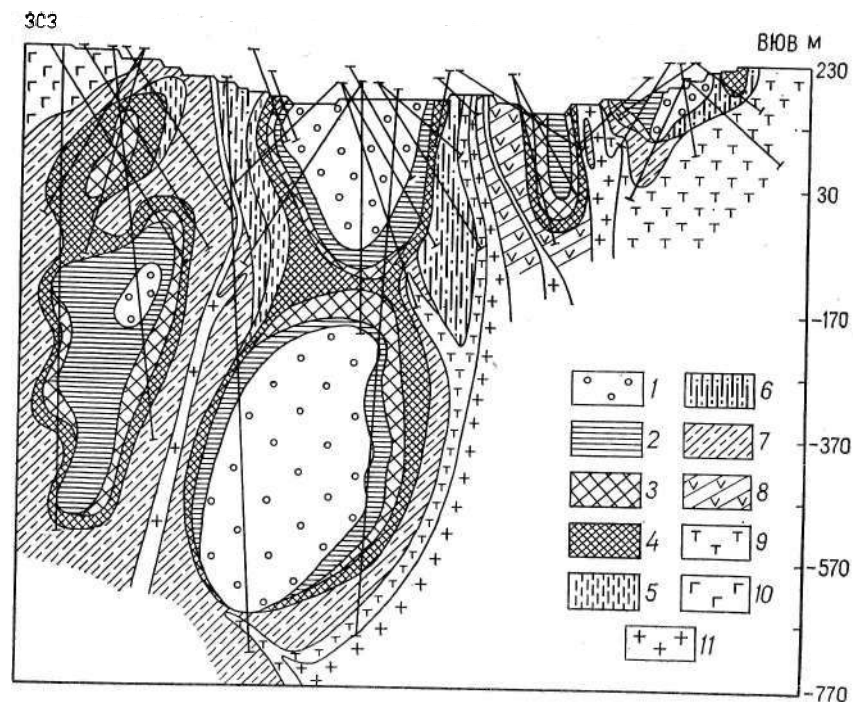


Рис. 17. Схематический геологический разрез Центрального участка Баженовского хризотил-асбеста (по М. М. Трапезниковой):

1 — перидотиты; 2 — перидотиты с жилами асбеста; 3 — перидотиты и серпентиниты с мелкой сеткой жил асбеста; 4 — серпентиниты с мелкой сеткой жил асбеста; 5 — серпентиниты с мелкопрожилом; 6 — серпентиниты с просечками и единичными жилами асбеста; 7 — рассланцованные с асбестом; 8 — рассланцованные; 9 — сталькованные породы (серпентиниты, карбонатные и хлоритовые образования); 10 — габбро; 11 — диориты; диорит-ашшды, кварцевые порфиры, гранодиориты

ского и Джетыгаринского месторождений подверглись интенсивному выветриванию, в связи с чем качество руд на этих горизонтах оказалось пониженным.

Ешкеульмесский тип руд отличается преобладанием продольноволокнистых разновидностей. Асбестоносные ультрамафиты в основном нацело серпентинизированы, хотя в пределах их массивов могут находиться породы различной степени серпентинизации. Среди месторождений данного типа возможно выделение двух подтипов: карачаевского с относительно невысокой массовой долей волокна (1,5—8%) и страгарского с массовой долей волокна 12—13 % и более. Примером месторождений первого подтипа являются Ешкеульмесское (Казахстан) и Карачаевское (Кавказ). На Ешкеульмесском месторождении наряду с продольноволокнистым асбестом (60—75 % запасов) встречаются в меньшем количестве косоволоконный (25—30 % запасов) и поперечноволоконный 5—8 % запасов) асбесты. В рудах повышено содержание немалита, что снижает их качество: при обогащении по общепринятой схеме воздушного

извлечения асбеста (сухое обогащение) немалит попадает во фракцию, состоящую из асбестового концентрата. Массовая доля волокна составляет обычно 2—4 %. По данным Б. Ваканяка, рудное тело месторождения Страгары (СФРЮ) связано с зоной дробления в ультрамафитах. Протяженность залежи составляет более 2 км, мощность — 20—50 м. Асбест представлен спутанноволокнистой разностью. Массовая доля волокна изменяется от 12 до 50%. Асбесты ешкеульмесского типа известны также в Канаде (Брутон) и других странах.

Брединский тип руд представлен преимущественно мелко-сетчатыми и мелкопрожилковыми разностями в нацело серпентинизированных ультрамафитах. Запасы месторождений обычно невелики, в связи с чем промышленное значение этого типа не выяснено. В некоторых странах месторождения этого типа эксплуатируются (ЧССР, США). В СССР асбесты брединского типа известны на Наследницком (Южный Урал) и Оспин-Дабанском (Восточный Саян) месторождениях.

Вожминский тип руд представлен в основном волокном массы, небольшое количество волокна (косо- и поперечноволокнистого) сосредоточено в прожилках. На Вожминском массиве, сложенном в различной степени серпентинизированными ультрамафитами, резко преобладают руды с волокном массы групп 6 и 7, волокна трубных и текстильных групп присутствуют в незначительных количествах. Возможности промышленного освоения месторождений этого типа в СССР изучаются. В некоторых странах аналогичные месторождения отнесены к промышленным (Коалинга в США).

Лабинский тип руд представлен в основном жилообразными зонами асбестоносных серпентинитов в массивах ультрамафитов. Длина зон по простиранию изменяется от десятков до сотен метров, мощность — от 10 см до 2 м. Зоны локально связаны с секущими жилами гранитоидов или габброидов или с тектоническими нарушениями. В зонах расположены одиночные жилы поперечноволокнистого, реже косоволокнистого асбеста. Асбест представлен как коротковолокнистыми разностями, так и текстильными. Общие запасы месторождений этого типа невелики. Массовая доля волокна первых шести групп в горной массе колеблется от 1 до 7 %.

Асбесты этого типа известны в СССР на Псянчинском (Оренбургская обл.) и Лабинском (Краснодарский край) месторождениях. На Псянчинском месторождении асбестоносны нацело серпентинизированные ультрамафиты. Асбестоносные серпентиниты нередко сопровождают жилы габбро. Асбест формирует одиночные сложные жилы и мелкопрожилы. На Лабинском месторождения асбестоносны апоперидотитовые серпентиниты. Асбестовые прожилки сопровождают дайки плагиогранитов, роговообманковых лампрофиров и других пород. Развиты сложные поперечноволокнистые жилы с максимальной длиной волокна 25 мм (обычно 2—7 мм). Массовая доля

волокна в горной массе составляет 2,35 % (группы 3—7). Аналогичные месторождения известны и в других странах (ЮАР). Промышленное значение месторождений этого типа невелико.

Месторождения данной формации целесообразно разрабатывать комплексно. По данным М. Желязковой-Панайотовой, разработана методика переработки ультрамафитов с получением магнезия (или оксида магнезия), никеля, кобальта и других компонентов. В Канаде в 1982 г. построен опытный завод, на котором из асбестовых отходов получают сверхчистый магний и его соединения. В СССР имеется богатый опыт использования ультрамафитовых отходов асбестовых рудников для строительных целей.

Формация маложелезистого хризотил-асбеста связана с магнезиальными карбонатными породами — доломитами, реже, магнезитами. Залежи асбестоносных пород имеют, как правило, линзо- и жилообразные формы и состоят из парасерпентинитов — аподоломитовых и апомагнезитовых серпентинитов и офикальцитов (доломитов и доломитовых известняков с гнездами, пятнами и жилами серпентинитового состава). Нередко наблюдается чередование парасерпентинитов и офикальцитов, причем первые фиксируют системы тектонических трещин, по которым проникали серпентинообразующие растворы, привносящие кремнезем. Вблизи залежей обычно располагаются интрузивные породы — окситы, мезиты, базиты. В одних случаях возможно образование и последующая серпентинизация высокотемпературных ассоциаций с форстеритом и энстатитом, в других — непосредственное развитие серпентина по магнезиальным карбонатам. Хризотил-асбест слагает преимущественно поперечноволокнистые жилки мощностью от первых миллиметров до 3 см (реже 15 см и более). Нередко жилки приурочены к определенным системам трещин и располагаются субпараллельно. Длина жилок по простиранию изменяется в основном от десятков сантиметров до первых метров. Массовая доля асбеста в горной массе колеблется от 0,08 до 1,5 % (около 2 % и более); мощность рудных тел — от десятых долей метра до десятков метров; протяженность — десятки и сотни метров.

Хризотил-асбест имеет высокие диэлектрические свойства. Хотя запасы асбеста существенно меньше, чем у месторождений баженовского типа формации, связанной с ультрамафитами, в ряде случаев они разрабатываются (США, КНР). Маложелезистые серпентиниты, входящие в состав пород, слагающих месторождения, возможно использовать в качестве керамического сырья. Маложелезистые хризотил-асбесты известны на месторождениях СССР, США (Солт-Ривер, Сьера-Анча), КНР (Пао-Чоу, Лай-Юань). Запасы волокна составляют обычно десятки тысяч тонн.

Формация антофиллит-асбеста связана с интенсивно метаморфизованными в амфиболитовой фации метаморфизма ульт-

трамафитами, тела которых залегают среди гнейсов, гранито-гнейсов и амфиболитов. На месторождениях широко развиты дайки гранитов и пегматитов. Асбестоносные тела имеют преимущественно форму жил, штоков, гнезд. Мощность тел изменяется обычно от первых метров до десятков метров, протяженность по падению и простиранию составляет десятки, реже сотни метров.

Среди руд антофиллит-асбеста различают массивные и жильные. К массивным рудам относятся: 1) столбчатые — псевдоморфозы как жесткого и волокнистого антофиллита, так и агрегатов талька, жесткого и мягкого волокнистого антофиллита и брейнерита по ромбическим пироксенам (энстатиту, реже гиперстену); 2) пучковатые — результат частичного замещения кристаллов жесткого антофиллита агрегатами антофиллит-асбеста, талька, вермикулита и брейнерита; 3) мелко- и крупнозвездчатые — антофиллит-асбест или комплекс минералов пучковых руд; 4) промежуточные — пучковато-звездчатые. Для мелкозвездчатых руд диаметр асбестовых выделений достигает 8 мм, для крупнозвездчатых до 3 см (реже 5 см). Известны плотные (невыветрелые и слабыветрелые) и пористые (выветрелые) руды. Выветрелые руды отличаются пониженной прочностью высоким водопоглощением и более высокой степенью распушки по сравнению с плотными.

Среди жильных руд антофиллит-асбеста установлены продольно-, поперечно- и косоволокнистые разновидности. В крупных и средних месторождениях преобладают массивные руды. Жильные руды могут наблюдаться как обособленно, так и рассекают тела массивных руд.

Среди месторождений антофиллит-асбеста выделяют сысертский тип, представленный в основном линзо- и штокообразными залежами, и кочневский, в котором тела асбеста имеют жильную форму.

Основное промышленное значение имеют месторождения сысертского типа. Массовая доля волокна в рудах этого типа колеблется в широких пределах (0,3—15%). При подсчете запасов учитывается волокно класса +0,5 мм, а также наличие волокна класса +1,6 мм.

На месторождениях антофиллит-асбеста сысертского типа установлены два типа зональности: метаморфическая и контактово-метасоматическая. Метаморфическая зональность характерна для Сысертской группы месторождений. Здесь в центральных частях тел метаморфизованных ультрамафитов развиты вторичные оливин-пироксеновые или пироксеновые породы, иногда по ним серпентиниты. Структура оливин-пироксеновых и пироксеновых пород — крупнозернистая до гигантокристаллической (за счет крупных зерен пироксенов — энстатита, реже гиперстена). Вторую зону слагают существенно антофиллитовые породы. По мере удаления от оливин-пироксеновой зоны размер зерен антофиллитовой породы уменьшается:

непосредственно у контакта антофиллиты имеют пучковатую структуру (размер пучков — первые сантиметры), затем — звездчатую (размер «звездочек» — первые миллиметры). В Мугоджарах известны крупнозвездчатые антофиллитовые породы (размер «звездочек» — сантиметры). Внешняя зона тел ультрамафитов представлена талькосодержащими (тальк-карбонатными, актинолит-тальковыми, тальк-вермикулитовыми) и актинолитовыми породами. Асбестоносны в основном породы периферии первой зоны, а также второй зоны и внутренней части третьей. Руды имеют различную структуру: в первой зоне — столбчатую, во второй и третьей — пучковатую и звездчатую.

Контактово-метасоматическая зональность связана с обменом компонентами на контакте метаморфизованных ультрамафитов и алюмосиликатных пород, представленных как вмещающими гнейсами и амфиболитами, так и дайками гранитов, аплитов и пегматитов, рассекающих ультрамафиты. Непосредственно на контакте с алюмосиликатными породами находится апоультрамафитовая зона актинолитовых пород, затем — зона талькитов и зона тальк-карбонатных пород. За счет алюмосиликатных пород развились зоны хлоритовых и шпинель-хлоритовых пород и магнезиально-железистых слюдитов (флогопитовых, биотитовых, вермикулитовых). Зона талькитов, развиваясь за счет асбестоносных антофиллитовых и тальк-карбонатных пород, уничтожает часть асбестовых залежей.

Сысертская провинция (Свердловская обл.) объединяет целый ряд месторождений антофиллит-асбеста: Сысертское, Мочаловское, Калмацкое, Китайское, Каменушинское и др. В Мугоджарской провинции (Казахстан) наиболее известны антофиллит-асбестовые месторождения Бугетайсайское, Китарсайское, Геофизические, Июльское. Для Мугоджарской провинции характерна существенная выветрелость асбестовых руд, особенно в верхних частях залежей. Выветрелые руды имеют большую степень распушки (технология их обогащения иная, чем невыветрелых).

Форма рудных тел на месторождениях антофиллит-асбеста — сложные линзы, штокообразные залежи, гнезда. Мощность рудных тел колеблется от первых метров до десятков метров, протяженность — от метров до десятков, реже до первых сотен метров. На месторождениях устанавливается разное количество залежей (от единиц до сотен). Например, на Терсутском участке Сысертского месторождения разведано 190 залежей.

Месторождения сысертского типа известны в Финляндии, АРЕ, США, Сьерра-Леоне и других странах.

Запасы волокна в пределах отдельных месторождений составляют обычно десятки тысяч тонн.

Месторождения кочневского типа представлены жильными телами мощностью от сантиметров до десятков сантиметров.

Волокно поперечно-, косо- и продольноволокнистое. Массовая доля волокна в горной массе колеблется от первых процентов до 20 %. Нередко наблюдаются серии субпараллельных сближенных жил. Месторождения кочневского типа в СССР не имеют промышленного значения.

Формация режикит-асбеста связана с ультрамафитами. Асбестоносные тела имеют линзо-, гнездо- и дискообразную форму; мощность их изменяется от долей метра до первых метров, протяженность составляет обычно десятки метров. Прожилки асбеста, развитые в основном среди апоультрамафитовых тальк-карбонатных пород, бывают продольно-, поперечно- и косоволокнистые. Встречается и «рассеянный» тип асбестоносности—мелкие гнездообразные агрегаты и пучки агрегатов в асбестоносной тальк-карбонатной, хлорит-тальк-карбонатной и вермикулит-хлорит-тальк-карбонатной горной массе.

Формация родусит-асбеста в засоленных пестроцветных толщах связана с отложениями мелководных лагун. Пестроцветные толщи представлены породами с определенной ритмичностью строения. В наиболее полных мергелистых ритмах отмечается следующая смена пород: мергель, алевролит (или песчаник), аргиллит, глинистый мергель; в терригенных ритмах— аргиллит, алевролит, песчаник. Толщи несут следы засоления в виде замещенных вторичными минералами (альбитом, карбонатом, гематитом, родуситом и др.) образований типа двойников гипса «ласточкин хвост» и деформированных кубических кристаллов галита. Рудные тела имеют пласто- и линзообразную форму. Родусит известен как волокнистый (асбест), так и неволокнистый. Обе разности формируют жилки и вкрапленники. Жильный родусит-асбест бывает продольно-, косо- и поперечноволокнистый. Жилки приурочены в основном к трещинам кливажа и тектоническим трещинам. Мощность жилок составляет первые сантиметры. Вкрапленники имеют диаметр от первых миллиметров до сантиметров. Для родусита характерен парагенезис с альбитом, гематитом, кальцитом и пиритом. Длина волокна колеблется от миллиметров до десятков сантиметров. В приповерхностных зонах родуситовое волокно более мягкое, эластичное, а на глубине— более жесткое. Неволокнистый родусит серовато-синей и серовато-голубой окраски нередко формирует агрегаты, пригодные для изготовления декоративных поделочных изделий.

Месторождения родусит-асбеста известны в СССР (Казахстан, Сибирь), Боливии, СФРЮ, Австралии, Замбии, Эфиопии, США, КНР, Зимбабве.

Формация крокидолит- и амозит-асбеста в железистых кварцитах характеризуется наличием поперечно-, косо- и продольноволокнистых жилок крокидолит и амозит-асбеста среди тонкочередующихся прослоев кварца и магнетита в амфиболовых (куммингтонитовых или крокидолитовых) породах, роговиках, графитовых сланцах, доломитах, сидеритах. Крокидолит-асбе-

стоносные жилы часто являются пластовыми и формируют серии из 15—30 единичных жил. Жилы этой серии («риффы») имеют пластовую форму при мощности 1—4 м. Мощность отдельных асбестовых жил в рифах изменяется от 0,5 см до первых десятков сантиметров. Жилы часто прерываются по простиранию. Встречается асбест и вне жил— в виде неправильных скоплений. Длина волокна составляет в основном 1—30 см.

В Капской провинции ЮАР асбестоносные породы прослеживаются на 380 км по простиранию при ширине продуктивной полосы от 5 до 48 км, а в провинции Трансвааль— на 128 км при меньшей ширине полосы. В Капской провинции добывается в основном крокидолит-асбест, в провинции Трансвааль— крокидолит- и амозит-асбест (в районе Пендж— только амозит-асбест). В целом в ЮАР на долю амозит-асбеста приходится около 60%, на долю крокидолит-асбеста— 40 % общих запасов асбестов данного вида. Массовая доля асбеста в промышленных залежах составляет 10—25%.

Кроме ЮАР месторождения крокидолит-асбеста известны в Ботсване, Замбии, Малави, Австралии.

Формация тремолит-асбеста в доломитах представлена обычно мелкими линзо- и гнездообразными залежами. Промышленное значение формации невелико. В СССР известно Вангырское месторождение (Приполярный Урал).

Формация тремолит- или актинолит-асбеста, связанная с приконтактовыми зонами тел ультрамафитов, в СССР не имеет практического значения. Руды представлены мало-мощными асбестоносными зонами в актинолититах на контактах ультрамафитов с вмещающими породами. Асбест встречается как в отдельных прожилках, так и в виде волокна массы. В трещинах асбест слагает продольно- и косоволокнистые агрегаты.

Формация актинолит-асбеста в эффузивных и интрузивных мафитах и их пирокластах развита достаточно широко, но практического значения почти не имеет. Небольшой промышленный интерес могут представлять скопления актинолит-асбеста в туфогенных породах. Например, Ялтинское месторождение в Казахстане связано с лаваагломератовой толщей. Актинолит-асбест приурочен в основном к трещинкам и формирует поперечноволокнистые жилки мощностью от 1 до 10 см (реже 15 см). С асбестом ассоциируют альбит, эпидот, кальцит и хлорит. Массовая доля волокна составляет первые проценты. Асбест пригоден для производства фаолита.

Формация рихтерит-асбеста в зонах контакта доломитов со щелочными породами может представлять интерес как источник щелочного амфибол-асбеста. Для формации характерно преимущественное развитие мелковолокнистых разностей асбеста.

ИСЛАНДСКИЙ ШПАТ

Общие сведения

Исландским шпатом называют прозрачные бесцветные или окрашенные кристаллы кальцита, пригодные к использованию в оптической промышленности. Окраска кристаллов может быть желтой, красновато-желтой, розовой, фиолетовой, зеленой, серовато-голубой, светло-коричневой. По интенсивности окраски кристаллов А. В. Скропышев выделил 15 классов исландского шпата. Водяно-прозрачные бесцветные кристаллы нулевого класса пропускают около 70 % обыкновенного света, наиболее интенсивно окрашенные кристаллы — 32 %• В кристаллах желтого и коричневого цвета установлено наличие битумов (желтые кристаллы 0,0024—0,0041 %, а коричневые — до 0,0685%). Розовая окраска обусловлена дефектами кристаллической решетки, связанными с примесями свинца. Светопропускание кристаллов некоторых месторождений увеличивается после прогрева образцов до 300 °С, а также ультрафиолетового облучения.

Исландский шпат обладает высокой прозрачностью для видимых и ультрафиолетовых лучей, высокой оптической однородностью и большим лучепреломлением ($n_o 1,6584$; $n_e 1,4864$). Сингония кальцита тригональная, вид симметрии $L_6^3 L^2 3PC$. Обладая совершенной спайностью по ромбоэдру, он сравнительно легко раскалывается на ромбические блоки. Кальцит хрупок; твердость его 3, плотность 2,71 г/см³; при нагревании до 800 °С разлагается на CaO и CO₂. Легко разлагается в кислотах. При резкой смене температуры в кристаллах исландского шпата способны формировать двойники, широко развито полисинтетическое двойникование.

Виды сырья

К природному кристаллическому сырью исландского шпата относят все извлекаемые из горных выработок кристаллы, которые представлены ориентированными пластинами, обломками и спайными ромбоэдрами, содержащими оптически годный материал.

Пластина — часть кристалла, ограниченная плоскостями распила, ориентированными определенным образом относительно оптической оси; боковые поверхности пластины — плоскости распила. Блок — пластины толщиной вдоль оптической оси более 30 мм. Спайным ромбоэдром (спайным выколком) является часть кристалла, которую ограничивают не менее чем четыре плоскости спайности и естественные грани кристалла, при этом естественные грани ограничивают меньшую часть поверхности. Поверхности пластин и блоков просветлены химической обработкой (травлением). Кристаллическое сырье,

поверхность которого не позволяет обнаруживать включения размером более 0,05 мм, подвергается механической полировке.

При использовании кристаллов исландского шпата в промышленности учитывают различные дефекты: наличие трещин, двойников, свилей, твердых, жидких и газовой-жидких включений, а также окраску. Наличие трещин снижает выход моноблоков, а при интенсивном развитии препятствует применению кристаллов. Трещины могут быть как природными (тектонические, температурные), так и техногенными, обусловленными эксплуатацией и хранением кристаллов. Среди двойников исландского шпата выделяют двойники роста и механические. Если механические двойники имеют неправильные плоскости двойникования, расположенные на расстояниях не менее 4 мм, двойниковатость может быть устранена по методике, охарактеризованной А. В. Скропышевым и А. Л. Кукуем. В случае расположения механических двойников по двум и трем плоскостям и при взаимном пересечении этих плоскостей с формированием так называемых каналов Розе, устранить двойники не удастся даже при расстояниях между двойниковыми плоскостями более 4 мм.

Свилеватость — наличие в кристаллах участков с разными физическими свойствами (показателем преломления, двупреломления).

Технические условия на исландский шпат разработаны для оптического материала, поставляемого в виде пластин, блоков, ромбоэдров и заготовок оптических деталей. По областям спектрального пропускания оптически годный материал разделяется на две группы. Исландский шпат, пригодный для работы в широкой области спектра (400—1900 нм), относится к группе А. Исландский шпат, пригодный для работы в красной и инфракрасной областях спектра (700—1900 нм), характеризуется необесцвечивающей желтой окраской и относится к группе Б. В каждой группе выделяются три сорта: экстра, первый (I) и второй (II). Сортировка проводится с учетом светорассеяния в луче гелий-неонового лазера, а также количества включений и расположения двойников роста и границ пирамид роста.

При оценке роли включений учитывают их величину и плотность расположения в кристаллах (в шт/см³). При этом минимальный размер учитываемых включений составляет 0,05 мм. В сорте экстра включения учитываемых размеров не допускаются. Для сорта I допускаются включения размером 0,2—0,5 мм при плотности до 1 шт/см³ или включения размером до 0,2 мм при плотности до 5 шт/см³. Для сорта II допускаются включения размером 0,2—1 мм при плотности до 5 шт/см³ и до 0,2 мм при плотности до 200 шт/см³. Размер включений определяется в сравнении с эталонами (размеры 0,05, 0,2 и 1 мм). Определение сортов по включениям выполняется путем просмотра кристаллического сырья на темном фоне при подсветке лампой накаливания мощностью не менее 100 Вт. В материале сорта экстра не допускаются двойники роста, материал должен отвечать одной пирамиде роста. Для сорта I также не допускаются двойники роста, но допускается принадлежность материала к трем пирамидам роста. Для сорта II, допускаются как двойники роста, так и любое количество различных пирамид роста.

Массовая доля оптически пригодного материала в пластинах и блоках должна быть не менее 20%, в ромбоэдрах — не менее 50%. Согласно Техническим условиям Мингео СССР, минимальная толщина пластины составляет 10 мм, а минимальные размеры ромбоэдров 29X29X9 и 18X18X14 мм. Минимальный выделяемый слой бездефектной оптически годной области

равен кубу объемом 10X10X10 мм³ (с одним ребром, параллельным оптической оси. Допускаются двуосность и отклонение ориентировки плоскости распила от ориентировки оптической оси до 30' для пластины с площадью общей поверхности распила до 40 см² и до Г— для более крупных пластин и блоков.

По толщине пластин и максимальному размеру ромбоэдров кристаллическое сырье разделяется на три категории:

Первая	21—28 мм	35X35X35 мм
Вторая	15—21 мм	30X30X30 мм
Третья	<15 мм	30X30X14 мм

По особому соглашению потребителю поставляется внекатегорийное сырье. В оптически годном материале не допускаются двойники роста сразориентацией осей индивидов, а также механические двойники и трещины. При использовании сырья к базисной грани относят плоскость (0001), перпендикулярную к оси симметрии третьего порядка (эта ось является и оптической осью).

Исландский шпат как оптический материал (заготовки оптических деталей) поставляется в виде частей кристаллов с сечением квадратной, прямоугольной и косогольной формы и спайных выколов. По длине заготовок в направлении оптической оси и размеру ромбоэдров среди этого материала выделяют три категории:

Первая	20—26 мм	30X30X30—35X35X35 мм
Вторая	13—20 мм	30X30X14—30X30X30 мм
Третья	<13 мм;	30X30X14 мм

По особому соглашению потребителю поставляется внекатегорийный материал.

По характеру светопоглощения выделяют три марки оптически годного материала (ИШ-У, ИШ-В, ИШ-И):

Рабочие длины волн, нм	220—1900	400—1900	700—1900
Длины волн контролируемого светопоглощения, нм	220 и 310	410	700

С учетом светопоглощения вдоль рабочего направления, светорассеяния, а также свилеподобных дефектов вдоль рабочего направления, наличия включений и двойников роста по закону $b'/m'mm'$ (с параллельным расположением осей у индивидов), в пределах каждой марки выделяются сорта: уникальный, экстра, первый (I), второй (II) и третий (III). Показатели качества сырья обуславливают их принадлежность к определенным категориям и группам.

По оптической плотности в марках ИШ-У, ИШ-В и ИШ-И выделяются три категории:

Первая	0,31	0,35	0,45
Вторая	0,046	0,047	0,155
Третья	0,009	0,013	0,046

По характеру свилеватости выделяют четыре категории: 1) свили не допускаются; 2) допускаются одиночные свили по согласованному эталону; 3) допустим поток свилей по согласованному эталону; 4) количество свилей не ограничивается.

По размерам (диаметр наибольшего включения в мм) и количеству (число включений в 1 см²) включений в кристаллическом сырье выделяют семь групп:

Первая	0,05 и 5	Пятая	0,2 и 200
Вторая	0,05 и 200	Шестая	0,5 и 5
Третья	0,2 и 5	Седьмая	1 и 5
Четвертая	0,2 и 50		

Скопления включений плотностью свыше 50 шт/см³ должны располагаться равномерно по световому сечению (не более $\pm 50\%$ среднего количества в любой области объемом 1 см³); в группах 3—7 допустимо дополнительное присутствие включений предыдущих групп.

По светорассеянию выделены три категории: 1) светорассеяние не допускается; 2) допускается в пределах эталона, согласованного с заказчиком; 3) не ограничивается. Люминесценция не допускается или допускается в пределах определенного эталона.

Применение

Высокая прозрачность кристаллов и очень высокое двупреломление обуславливают использование исландского шпата в оптической промышленности. Он применяется в физической оптике, химии, биологии, медицине, космонавтике, электронно-вычислительной технике, минералогии и петрографии, технике связи. Исландский шпат используют для получения и анализа поляризованного света, в приборах непрерывного и дискретного экранирования света, в быстродействующих затворах оптических квантовых генераторов, для узкополосных интерференционно-поляризованных светофильтров и других целей. Сотни оптических приборов нуждаются в кристаллах оптического исландского шпата — поляризационные микроскопы, полярометры, спектрофотометры, сахариметры.

Экономические сведения

Месторождения исландского шпата известны в СССР, ЮАР, Исландии, Мексике, США, Индии, КНР, Австралии, Испании. Месторождения ЮАР — основной источник исландского шпата в капиталистических странах.

Кондиционная массовая доля исландского шпата в сырой массе измеряется в основном первыми десятками граммов на 1 м³. Залежи исландского шпата с высокой массовой долей сырья могут обрабатываться еще в процессе разведочных работ.

Условия образования месторождений

Кальцит формируется в весьма широком диапазоне физико-химических условий и является как эндогенным, так и экзогенным образованием. Месторождения исландского шпата возникают в низкотемпературных гидротермальных условиях. Б. Я. Меренков и М. Б. Григорович допускали инфльтрационный генезис минералопроявлений с преимущественно полупрозрачными кристаллами кальцита и очень редкими прозрачными кристаллами исландского шпата. Однако промышленного значения этот тип минерализации не получил. Не имеют промышленного значения и редко встречаемые прозрачные кристаллы кальцита в пегматитах.

Месторождения исландского шпата обычно формируются в породах, богатых кальцием: магматических (мафиты — 6,72% Са, по А. П. Виноградову), осадочных (известняки,

мергели, доломиты), метаморфизованных (мраморы, роговообманковые сланцы), эффузивно-осадочных (туфы основных пород). Случаи залегания шпатоносных тел в песчаных конгломератах и кварцитах исключительно редки. Наиболее известные месторождения исландского шпата связаны с формацией траппов. При этом рудные тела отмечаются в эффузивных и интрузивных траппах и пирокластах, с ними связанных. На месторождениях исландского шпата, в трапповой формации выделяют несколько (4—6) генераций кальцита, исландский шпат принадлежит к поздним генерациям.

По данным А. В. Скропышева и Е. Я. Киевленко, температуры гомогенизации газовой-жидких включений на месторождениях, связанных с траппами, составляют преимущественно 40—130 °С (иногда 27—30 или 157—214 °С), а давление в зоне шпатообразования было не более 3 МПа. Н. П. Ермаков указывает, что близкие температуры (74—ПО °С) установлены для газовой-жидких включений из кристаллов шпата, генетически связанного с карбонатными породами. В кристаллах исландского шпата, связанных с траппами, широко развиты взорванные кристаллы, что А. В. Скропышев связывает с воздействием на кристаллы высоких температур после их формирования.

Основные формации

Промышленные месторождения исландского шпата относятся к низкотемпературным гидротермальным. Ведущей среди месторождений рассматриваемого вида сырья является формация, связанная с трапповым магматизмом; весьма небольшое значение имеют месторождения в карбонатных породах, незначительное — в песчаниках, кварцитах и других породах.

По данным Е. Я. Киевленко, А. В. Скропышева и других геологов, среди группы месторождений, связанных с траппами, выделяется пять подформаций.

Подформация исландского шпата, связанная с секущими интрузивными телами траппов, представлена, по А. В. Скропышеву, тремя типами месторождений: в протяженных дайках долеритов; в линзовидных дифференцированных интрузивах; в куполовидных дифференцированных интрузивах. Для локализации исландского шпата большое значение имеют искривления основного рудовмещающего разрыва по простиранию или падению.

Месторождения первого типа связаны с линейными зонами разломов, в которые внедрились маломощные дайки долеритов. Рудные тела приурочены к тектоническим нарушениям в дайках и имеют линзовидную форму. Шпатоносные тела состоят из обломков долеритов, цементированных кальцитом, цеолитами, магнетитом, кварцем и другими минералами. Скопления исландского шпата **имеют** гнездообразную и трубообразную

форму. Объем кристаллов и их скоплений различен. Кристаллы в основном бесцветные, реже — желтые. Дефектами являются твердые и газово-жидкие включения. Качество кристаллов не очень высоко.

Месторождения второго типа связаны с интрузивными траппами, сложенными афанитовыми долеритами, долеритовыми порфиритами, палагонитовыми долеритами и тешенитами. Интрузивы в разной степени подверглись дроблению, в зонах дробления хлоритизированы и нередко превращены в сыпучую массу. Гнезда исландского шпата в рудных зонах не велики (до 1 м³). Длины кристаллов редко превышают 20 см. Кристаллы часто сдвойникованы, имеют иризирующие трещины, твердые включения. Значение типа невелико.

Месторождения третьего типа приурочены к зональным куполообразным интрузивам, сложенным на периферии мелкозернистыми габбродолеритами, степень раскристаллизации которых возрастает к центру массивов; центральные части слагаются тешенитами. Тешениты и долериты в центрах интрузивов сильно изменены и превращены в кальцит-пироксен-цеолитовые породы. Скопления исландского шпата имеют гнездовую форму. Отдельные крупные кристаллы, добытые на месторождениях данного типа, достигали значительных размеров. Хотя запасы кристаллического сырья невелики, но исландский шпат здесь имеет высокое качество.

Подформация исландского шпата, связанная с мандельштейнами, миндалекаменными базальтами, представлена линзо-, гнездо- и пластообразными телами. Кальцитовая минерализация связана с трещиноватыми участками мандельштейнов и миндалекаменных базальтов и наиболее обильна в местах резкого возрастания мощности покровов. Миндалекаменные породы (мандельштейны и др.) преобладают в верхах лавовых покровов. Мощность этих пород составляет 1—15 м. Миндалины выполнены халцедоном, кальцитом, хлоритом, цеолитами, палагонитом и селадонитом.

Кристаллы исландского шпата локализованы в гнездах, расположенных в пологопадающих халцедоновых жилах (в висячих боках), а также в кальцитовых, халцедон-кальцитовых и цеолит-кальцитовых жилах, в пологих трещинах отслаивания, сводчатых газовых полостях, в полостях, связанных с автобрекчиями. Окраска кристаллов преимущественно бесцветная, реже желтая вплоть до густой чайной, установлены включения пирита и халькопирита. С исландским шпатом ассоциируют цеолиты, халцедон, кальцит, монтмориллонит, хлорит и другие минералы.

Е. Я. Киевленко и К. К- Атабаев показали большую роль структур коробления покровов миндалекаменных базальтов в локализации оруденения. Коробления возникают в процессе застывания лав, причем концентрации исландского шпата характерны для зон бортов и склонов лавовых впадин и куполов

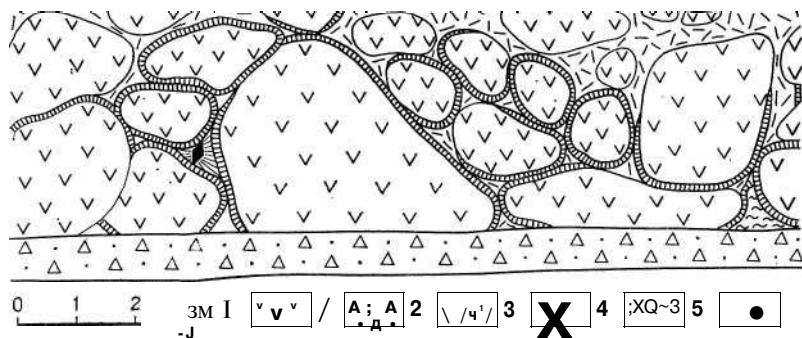


Рис. 16. Особенности строения кальцитоносной шаровой лавы (по Д. А. Золотареву):

1 — базальты; 2 — туфопесчаники; 3 — мелкообломочный материал; 4 — прожилки и оторочки цеолитов; 5 — глина; 6 — исландский шпат

и для участков покровов с волнистым рельефом кровли. В зонах коробления шпатоносными могут быть и массивные базальты. Месторождения данной подформации имеют большое промышленное значение.

Подформация исландского шпата в шаровых лавах базальтов и мандельштейнов представлена месторождениями с пластообразными и линзообразными залежами (рис. 18). Исландский шпат в рудных телах формирует гнездовые и гнездово-жильные скопления и приурочен к полостям между сфероидами, полостям отслаивания, реже — к газовым полостям. Сопутствующие минералы — монтмориллонит, цеолиты, кальцит, халцедон и др. Кристаллы исландского шпата бесцветны или окрашены в светло-желтый цвет; дефектами являются включения морденита и монтмориллонита, а также иризирующие трещины. Качество сырья в основном высокое и среднее.

Кроме месторождений в шаровых лавах, К. К. Атабаев выделяет месторождения в субшаровых лавах, которые, очевидно, следует рассматривать как разновидность первых. Месторождения данного вида известны в Сибири.

Подформация исландского шпата, связанная с зонами разрывов и дробления в основных и средних эффузивах, представлена кальцитовыми жилами и зонами дробления с полостями с исландским шпатом. Например, в Исландии месторождение Гельгустадир связано с пологой зоной брекчирования в базальтах. Исландский шпат находится в этой зоне в пустотах, заполненных глиной. С исландским шпатом ассоциируют цеолиты, халцедон, глинистые минералы. Размер кристаллов достигает 1 м. Главные дефекты — наличие механических двой-

ников и включений глинистых минералов. В Индии к данной подформации относится месторождение, представленное кальцитовой жилой с полостями, залегающей в миндалекаменных базальтах. Длина жилы примерно 3 км, мощность 1,5—2 м. В полостях встречаются трещиноватые и замутненные кристаллы исландского шпата, ассоциирующие с цеолитами, арагонитом, эпидотом, кварцем и самородной медью,-

Подформация исландского шпата, связанная с зонами тектонических нарушений в туфогенных породах трапповых формаций (туфоагломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками и др.), представлена жило-, гнездо- и штокообразными телами. Такие тела могут быть связаны как с прямолинейными, так и с полукольцевыми зонами нарушений. Многие тела располагаются вблизи вулканических каналов (жерловых фаций).

Исландский шпат формирует гнездо- и жилообразные скопления с объемом гнезд 3—5 м³. Качество исландского шпата среднее и низкое. Масса кристаллов изменчива. Дефектами кристаллов являются желтая окраска, газово-жидкие и твердые включения, свиля. С исландским шпатом ассоциируют кальцит, цеолиты, пирит, гидроксиды железа и марганца.

Формация исландского шпата, связанная с карбонатными породами, представлена сложными, иногда штоко- и линзообразными телами с карстовыми полостями, зонами дробления и трещиноватости. Нередко полости с кристаллами исландского шпата выполнены глиной. Размер кристаллов изменяется от первых сантиметров до десятков сантиметров. В кристаллах отмечаются включения пирита, киновари, халькопирита, гетита, антимонита, кварца, рутила и других минералов. Иногда с исландским шпатом ассоциируют флюорит, барит и другие минералы гидротермального генезиса. Размеры шпатоносных полостей различны. Кристаллы в основном замутненные или белые с прозрачными частями. Прозрачная зона в кристаллах имеет мощность от 2 до 20 см и преимущественно располагается на периферии кристаллов; отдельные прозрачные участки могут быть и внутри кристаллов. Дефектами кристаллов являются свиля, твердые и газово-жидкие включения, а также трещины и двойники. Окраска кристаллов желтая, лимонно-желтая, серая. Значение данной формации невелико.

Известны проявления исландского шпата в амфиболовых сланцах, в кварцитах, песчаниках, а также в пегматитах и кварцевых жилах. Из трубообразного кальцитового тела в амфиболитах в США (шт. Нью-Мексико) были добыты два кристалла массой 30 и 40 т, из которых затем был получен исландский шпат. В основном проявления данного типа промышленного значения не имеют.

АЛМАЗ

Общие сведения

Алмаз — углерод с очень плотной упаковкой атомов, что обуславливает его исключительную высокую твердость (10 по шкале Мооса), высокий показатель преломления (в натровом свете у бесцветных кристаллов $2,4175 \pm 0,0003$, а у желтых $2,419-2,421$). Дисперсия алмаза высокая 0,063. Угол полного внутреннего отражения для кристаллов алмаза при показателе преломления 2,42 составляет $24^\circ 51'$. У кристаллов алмаза сильный блеск. В ультрафиолетовых, катодных, рентгеновских лучах, а также при α -, θ - и γ -излучении алмазы способны флюоресцировать. Некоторые из них обладают свойством термолюминесценции. Воздействие радона придает алмазам зеленый оттенок.

Плотность алмаза при 25°C $3,513\text{ г/см}^3$, расстояние между соседними атомами в кристаллах алмаза $0,154\text{ нм}$. Температура плавления $3700-4000^\circ\text{C}$. Сгорает алмаз на воздухе при $850-1000^\circ\text{C}$, а в кислородной среде — при $720-800^\circ\text{C}$. Теплопроводность алмаза высокая $146,538\text{ Вт/(м·К)}$ при удельной теплоемкости $0,502\text{ кДж/(кг·К)}$. Коэффициент линейного расширения алмаза составляет от $0,9 \cdot 10^{-6}$ до $1,45 \cdot 10^{-6}\text{ К}^{-1}$, а при температуре 780°C возрастает до $4,5 \cdot 10^{-6}\text{ К}^{-1}$, т. е. его тепловое расширение ниже, чем у твердых сплавов, что учитывается при вставке алмазов в металлическую оправу. Алмаз достаточно хрупок в связи с наличием совершенной спайности по октаэдру. Обладает диэлектрическими свойствами: его диэлектрическая постоянная составляет $16-16,5$ Ом·см, а удельное электрическое сопротивление $1 \cdot 10^{12}-10^{14}$ Ом·см. При облучении некоторых кристаллов ультрафиолетовыми лучами они способны заметно проводить электрический ток (фотопроводимость). Если алмаз потереть о сукно, он электризуется положительно. Износостойкость алмаза в 90 раз превышает износостойкость корунда. Для алмаза характерна высокая жесткость (большой модуль упругости), что является весьма важным для использования его в абразивной промышленности. Коэффициент сжатия алмаза низкий ($17,65 \cdot 10^{-6}-22,55 \cdot 10^{-6}\text{ МПа}$). У алмаза коэффициент трения по металлу на воздухе меньше 0,1 из-за присутствия адсорбированных пленок газа на поверхности кристаллов; при их отсутствии этот показатель возрастает (0,5—0,55). Микротвердость алмаза $100,6\text{ ГПа}$, модуль упругости 825 ГПа , предел прочности при сжатии 20 МПа , при растяжении $79\,000\text{ МПа}$, при изгибе $2-5\text{ МПа}$. Кристаллам алмаза свойственна большая величина поверхностного натяжения ($10\,000\text{ Н/м}$ для грани ПО), чем и обусловлена их высокая режущая способность. Способность алмазов прилипать к неко-

торым жирам используется в процессе их извлечения из горной массы.

Алмазы бывают как бесцветные, так и окрашенные в бледные или интенсивные цвета (бледно-желтый, канареечно-желтый, бледно-зеленый, розовато-лиловый, рубиново-красный, синий со стальным оттенком, черный). Иногда окраска пятнистая, присутствуют зеленые, сине-зеленые и табачно-бурые пятна. Искусственно окрашивают алмазы путем бомбардировки кристаллов электронами с энергией $1-1,5\text{ МэВ}$ (голубая и сине-зеленая), а также нейтронами (зеленый цвет) и γ -лучами (голубовато-зеленый). Среди алмазов выделяются разновидности, обладающие свойствами полупроводников, в отличие от германия и кремния, теряющих эти свойства соответственно при температурах выше 75° и 150°C , алмазы сохраняют полупроводниковые свойства до 600°C .

Кроме твердых примесей в алмазах содержатся примеси N_2 , H_2O , H_2 , CH_4 , CO , CO_2 . По массовой доле N_2 выделяют азотные алмазы ($0,25\% \text{ N}_2$) и безазотные (менее $0,001\% \text{ N}_2$). Твердыми примесями в алмазах являются включения оливина, графита, ильменита, пирропа, магнетита и других минералов.

Различают ювелирные и технические алмазы. К первым относят камни, пригодные для огранки, отличающиеся прозрачностью, совершенством кристаллической формы, отсутствием трещин и заметных включений. Граница между ювелирными и техническими алмазами весьма произвольна; алмаз относят к ювелирным, если он бесцветен или слабо окрашен, содержит не более пяти мелких включений и масса его более $1/20$ кар. В. Коти и К.-Вилке выделяют три главные категории ювелирных алмазов: без дефектов; трещиноватые; сдвойникованные. Ограненные ювелирные алмазы называют бриллиантами. В процессе огранки теряется $50-70\%$ массы камня.

Среди технических алмазов различают борт, баллас и карбонадо. Борт — мелкие, непригодные для ювелирных целей кристаллы неправильной формы и их сростки. Баллас — шаровидные или овальные алмазы мелкозернистого строения с оболочкой более твердой, чем центральная часть. Карбонадо — черные, серые и зеленовато-серые тонкозернистые пористые агрегаты алмазных зерен. Алмазная мелочь и низкосортные алмазы, пригодные только для абразивных целей, называют конго. Э. М. Бонштедт-Куплетская считает конго разновидностью борта.

С учетом кристаллографических особенностей алмаза построены классификации Ю. Л. Орлова, М. А. Гневушева, З. В. Бартошинского. В частности, Ю. Л. Орлов выделил 10 разновидностей кристаллов алмаза.

К первой разновидности отнесены октаэдры плоскогранные и со ступенчато-пластинчатыми гранями. Большинство алмазов этой разновидности относится к азотным.

Ко второй разновидности отнесены кубические кристаллы (прозрачные янтарно-желтые и зеленые), а также кривогранные кубоиды и додекаэдровиды, возникшие за счет кубических кристаллов под воздействием растворения.

Третья разновидность — кубические кристаллы, а также комбинационные формы (октаэдр -I ромбододекаэдр + куб) — прозрачные и полупрозрачные, -бесцветные, серые, иногда почти черные. Нередко встречаются зональные кристаллы. Для данной разновидности характерны параллельные и неправильные сростки и шпинелевые двойники прорастания. Вторая и третья разновидности также относятся к азотным алмазам.

Четвертая разновидность — алмазы с хорошо заметной зональностью («алмазы в оболочках»), при этом внешняя оболочка обычно мутная. Алмазы относятся к азотным, причем во внешней оболочке примеси азота находятся в парамагнитном состоянии.

К пятой разновидности отнесены мозаично-блоковые темные, иногда черные алмазы, что связано с наличием графита, особенно характерного для внешних зон кристаллов. Алмазы эти также азотные.

Шестая разновидность — балласы: шаровидные, каплевидные и реже неправильной формы алмазы поликристаллического радиально-лучистого строения. Встречаются бесцветные, серые и черные разности. Разновидность редкая.

К седьмой разновидности принадлежат сростки полупрозрачных алмазов с различными дефектами — трещинами, включениями графита и др.

Восьмая разновидность — агрегаты алмазов овальной или шаровидной формы, состоящие обычно из хорошо ограненных октаэдрических зерен нередко со ступенчато-пластинчатым строением граней.

К девятой разновидности принадлежат агрегаты зерен алмаза, имеющие неправильную форму. Агрегаты непрозрачные, темно-серые или черные. Восьмая и девятая разновидности относятся к борту.

Десятая разновидность — карбонадо: скрыто- или мелкокристаллические агрегаты, сложенные октаэдрическими и кубическими зернами. Окраска их темно-серая, коричневая, темно-коричневая, зеленовато-серая, темно-фиолетовая, розовато-серая.

З. В. Бартошинский и М. А. Гневушев выделяют три типа алмазов: ромбододекаэдры, октаэдры и тип, переходный от октаэдра к ромбододекаэдру. При более подробном разделении учитывают форму и строение граней кристаллов.

Минерал лонсдэлит — гексагональная разновидность алмаза. Обычно лонсдэлит формирует мелкие кристаллы.

Виды сырья

Среди алмазных руд можно выделить плотные и рыхлые. К плотным разновидностям относятся алмазоносные кимберлиты и лампроиты, а также «вторичные кимберлиты» и космоударные лонсдэлитовые руды; к рыхлым — различного типа руды алмазоносных россыпей, зон выветривания кимберлитов и лампроитов. Массовая доля алмазов в кимберлитах колеблется в широких пределах — от 0,03 до 0,83 кар/т (редко до 4 кар/т). В лейцитовых лампроитах массовая доля алмазов составляет 5—6,8 кар/т. В алмазоносных россыпях массовая доля алмазов также изменяется весьма существенно от сотых долей карата до 10 кар/т и более.

Применение

Алмазы используются в технике и ювелирном деле. Техническое значение алмазов связано с их высокой твердостью, химической стойкостью, оптическими свойствами. В некоторых случаях в качестве технических используются так называемые «ювелирные» алмазы. Кроме природных широко используются и синтетические алмазы. По особенностям применения и качеству технические алмазы разделяются на три группы: 1) алмазы, которые необходимо обрабатывать для получения определенных геометрических форм; 2) алмазы, используемые без обработки; 3) алмазы, используемые после измельчения в порошок. К первой группе относятся алмазы стеклорезов, резцов, сверл, наконечников, подшипников и других подобных изделий. Ко второй группе — алмазы, применяемые в некоторых видах буровых коронок и алмазно-металлических карандашах. К третьей группе относятся в основном мелкие кристаллы с существенными дефектами (трещины, включения, пустоты).

Для получения алмазных резцов, игл, стеклорезов, фильер и др. используют камни массой 0,01—3,5 кар (реже меньше). Алмазные резцы могут изготавливаться с одним или несколькими режущими лезвиями. Алмазы для игл используют при изготовлении метчиков на резьбошлифовальных станках, а также в профилометрах, профилографах и твердомерах. Алмазные фильеры (или волокни) широко применяют при получении проволоки. Эти волокни позволяют изготавливать проволоку диаметром 7 мкм и менее. Волочение металла осуществляется через тонкие отверстия в кристаллах, которые должны быть прозрачными и не иметь дефектов (трещин, раковин, посторонних включений, заметных при десятикратном увеличении).

Часть технических алмазов (10—15%) потребляется для изготовления буровых коронок. В этих целях применяют мелкие алмазы массой 0,01—0,2 кар. Оптические свойства алмазов используются при изготовлении кювет и окошек, выдерживающих высокие давления и высокую агрессивность среды, обла-

дающих прозрачностью в диапазоне длин волн от 0,2 мкм до радиоволны. Алмазы применяют и в качестве подложек для полупроводниковых схем, а также в специальных счетчиках и в качестве полупроводников.

Для изготовления алмазных подшипников применяют алмазы массой 0,4—0,6 кар. Алмазные порошки широко используют для получения шлифовальных кругов, отрезных дисков, притиров, паст, буровых коронок, алмазно-металлических карандашей, порошков для доводки и полирования, инструментов для зубопротезирования. Они необходимы и для обработки рубиновых часовых камней, подшипников из топаза, берилла и сапфира. Для получения алмазных порошков используют 75—80 % технических алмазов. Порошки из синтетических и природных алмазов делятся на шлифпорошки и микропорошки различных марок. В названиях марок приняты следующие обозначения: АС — алмаз синтетический; А — природный; Р — прочный; В — высокопрочный; О — обычный. Алмазные порошки не используют в сухом виде. С целью повышения эффективности работы порошков они получают в узких классах крупности.

Из переизмельченного материала (10 мкм и менее), получаемого при изготовлении алмазных порошков, производят алмазные пасты для обработки алмазов, стекла, кварца, твердых сплавов, рубина, а также деталей из титана, циркония и тантала. В составе алмазных паст кроме мельчайших зернышек алмазов присутствуют оливковое масло, гетерополярные диспергаторы (например, жирные кислоты) и другие компоненты.

При оценке ювелирных алмазов учитывают их прозрачность, окраску, отсутствие пятен, трещин, прочих дефектов. Эти алмазы разделяют на сорта: экстра, первый, второй, третий. К алмазам высшего качества относят совершенно прозрачные разности без оттенков и мутных участков. Хотя окраска в основном снижает ценность, камни с редкой и красивой окраской ценятся высоко; слабоокрашенные алмазы называют алмазами с нацветом. При обработке ювелирных камней теряется существенная часть их массы. Так, самый крупный в мире ювелирный алмаз «Куллинан», добытый на руднике «Премьер» в ЮАР, имел массу 3106 кар и размер 10X6, 5x5 см. Из него была получена серия бриллиантов общей массой 1063,65 кар (34,25% исходной массы): «Звезда Африки» — 530,2 кар, «Куллинан II» — 317,4 кар и др. К крупным камням относятся: «Эксцельсиор», найден в ЮАР, масса 971,5 кар, изготовлен 21 бриллиант общей массой 373,75 кар; «Кох-и-Нур», найден в Южной Индии, масса 800 кар; «Звезда Сьерра-Леоне» масса 969,9 кар.

Наиболее известными ювелирными алмазами, найденными в СССР, являются «XXV съезд КПСС» (342,5 кар), «Звезда Якутии» (232,5 кар), «Мария» (105,88 кар).

Экономические сведения

По данным Л. А. Васильева и З. П. Белых, в 1981 г. было добыто 29,8 млн. кар алмазов, в том числе (в тыс. кар.): Заир 9700; ЮАР 8280; Ботсвана 5150; Ангола 1750; Намибия 1200; Гана 1000; Венесуэла 850; Сьерра-Леоне 810; Бразилия 280; Танзания 240. Добыча алмазов в развитых капиталистических и развивающихся странах составила в 1983 г. около 32 млн. кар. Алмазы добываются также в Гвинее, Конго, Береге Слоновой Кости, Лесото, Либерии, Индии, Индонезии, Гайане и других странах. Добыча алмазов производится и в СССР. Начата добыча алмазов в Австралии; в 1983 г. здесь добыто 0,6 млн. кар.

В наиболее крупных масштабах производство синтетических алмазов ведется в США, Японии, ФРГ, Италии (в 1982 г. около 10 млн. т). Выпуск синтетических алмазов осуществляется и в СССР.

Средние цены в США на алмазы составили в 1980 г. (в дол./кар): алмазный порошок 2,7; крошка-борт 3,9; синтетические алмазы 1,75; натуральные камни 10,86 (в 1979 г.); необработанные ювелирные камни 41—81; бриллианты 215—302 (1976—1977 гг.). Цена каждого карата при оценке крупных камней значительно выше, чем мелких. Для определения стоимости каменной существует ряд методов. Иногда оценка проводится по формуле $ЛП = m/2(m+2)K$, где N — цена алмаза, m — его масса, K — цена кристалла того же качества массой 1 кар. Более 90% добычи алмазов за рубежом контролирует компания «Де Бирс» (ЮАР).

Условия образования месторождений

Коренные месторождения алмазов связаны с магматическими породами — кимберлитами и лампроитами, развитыми на платформе. Генезис кимберлитов, а особенно алмазов в этих породах, весьма спорен. Многие геологи (В. С. Соболев, В. С. Бобриевич и др.), учитывая особенности синтеза искусственных алмазов, предполагают, что алмазы формировались в природных условиях при температурах порядка 1200—1300 °С и давлениях 3000—4000 МПа. А. А. Маракушев утверждает, что под континентами смена слоя с графитом на подстилающий алмазоносный происходит на глубинах 100—150 км при давлении 4000—6000 МПа; под океаном графитовый слой мощнее и сменяется на алмазоносный только при давлении порядка 8000 МПа. Многие исследователи признают роль углеводородов в генезисе алмазов. Так, А. А. Маракушев отмечает, что ранняя кристаллизация алмазов в восстановительных условиях обусловлена насыщенностью ультраосновных магм углеводородом.

В. Г. Васильев, В. В. Ковальский и Н. В. Черский считают, что алмазы возникали в замкнутой системе в результате реакции между ювенильными газами, которые обуславливают как взрывные явления в кимберлитовом магматизме, так и образование алмазов. А. М. Портнов предполагает кристаллизацию алмаза преимущественно из метана в результате реакции $CH_4 = C(\text{алмаз}) + 2H_2$ в процессе эволюции мантийного флюида, богатого H, C и O. Ряд геологов развивают взгляд о раннем образовании алмазов в мантийных условиях. В. С. Соболев полагал, что сохранению алмазов от графитизации и растворения способствовал быстрый подъем кимберлитовой магмы. Н. В. Со-

болев отметил, что изотопные данные о возрасте алмазов южноафриканских месторождений (более 2 млрд. лет) свидетельствуют об образовании алмазов в мантии задолго до внедрения кимберлитов.

По мнению А. А. Маракушева, алмаз заимствовался флюидными кимберлитовыми магмами, богатыми водой и углекислотой, при замещении ими как ультраосновных пород типа пироповых перидотитов, так и в меньшей мере эклогитов. Таким образом, алмаз отнесен к минералам, возникшим до внедрения кимберлитов в земную кору, в кимберлитах он — ксеногенный минерал. Кимберлитам отводится ведущая роль в транспортировке готовых алмазов, а также в растворяющем воздействии, приводящем к появлению округлых форм алмазов.

А. Холмс развил представления о флюидизации кимберлитового расплава, обусловленной переходом растворенных в магме летучих компонентов в газовую фазу. Л. В. Соловьева и С. И. Костровицкий полагают, что газовая фаза флюидизации состояла в основном из водяного пара, причем не исключается, что вода имела метеорный генезис. Н. В. Соболев указал на особенности изотопного состава углерода алмазов в зависимости от их «перидотитового» ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ около 89,5) или «эклогитового» ($^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$ 89—92) типов: в «эклогитовом» типе разброс значений больше.

В. С. Трофимов полагает, что алмазы возникают непосредственно в кимберлитах. Кимберлиты и алмазы в них формировались в промежуточных магматических камерах щелочно-ультраосновного вулканизма на глубинах всего 3—5 км от дневной поверхности. Алмазы кристаллизовались из остаточных расплавов, флюидизированных и «карбонатизированных». А. И. Боткунов и К. М. Алексеевский обнаружили спутники алмазов, включая пироп, во вмещающих кимберлитовые трубки породах, что может говорить как о позднемагматическом генезисе алмаза, так и о высокой степени флюидизации магмы, сближающей ее с гидротермально-газовым раствором.

Предполагается образование алмаза в метастабильных условиях (Г. Н. Безруков и др.). Поиск таких условий играет большую роль не только для выяснения генезиса алмазных месторождений, но и для снижения затрат на получение синтетических алмазов. Некоторые специалисты (В. С. Петров и др.) обращают внимание на значительную роль матрицы (подложки), обуславливающей возможность роста алмазов при пониженных температурах и давлениях.

Х. Бовенкерк, А. Гиардини, Г. В. Хашелишвили и Г. Н. Безруков показали, что кубические кристаллы алмазов возникают при наиболее низких температурах; при более высоких температурах формируются кубооктаэдрические кристаллы и при еще более высоких — октаэдрические.

Являясь достаточно стойким минералом и обладая высокой плотностью, алмаз способен образовывать россыпные месторождения различных типов (элювиальные, делювиальные и лож-

ковые, аллювиальные и морские). В некоторых случаях источником более молодых россыпей служат древние концентрации алмазов в осадочных толщах. Кроме кимберлитов и лампроитов источником россыпей могут быть космоударные формирования лансдэелита, а также алмазоносные эклогиты и другие алмазоносные породы. Алмазы из россыпей имеют более высокую сортность по сравнению с алмазами из коренных месторождений. Это объясняют тем, что алмазы низкого качества легче разрушаются в процессе транспортировки, чем высококачественные.

Генезис некоторых видов алмазоносных россыпей (например, моренных) дискусионен. И. С. Рожков и В. С. Трофимов полагают, что алмаз, как устойчивый в химическом отношении минерал, способен переноситься на большие расстояния. Другие геологи (Б. Н. Соколов, Е. З. Горбунов и др.) считают, что перенос алмазов в гипергенных условиях ограничен. По мнению Б. Н. Соколова, наиболее существенное перемещение алмазов возможно при делювиально-пролювиальном сносе, особенно в условиях селевых потоков. При одностадийном перемещении дальность переноса алмаза составляет всего сотни метров, при многостадийном — первые тысячи метров.

Основные формации

Среди месторождений алмазов выделяются эндогенные, эндогенно-экзогенные и экзогенные.

К эндогенной серии относятся кимберлитовая и лампроитовая формации. Минералогический интерес представляют формации алмазоносных эклогитов (метаморфическая), перидотитов, альнеитов и некоторых других горных пород. Они же, особенно формация эклогитов, могут служить источником алмазоносных россыпей, хотя и с ограниченным промышленным значением.

Формация алмазоносных кимберлитов — ведущий источник ювелирных и технических алмазов, а также главный источник алмазоносных россыпей. Форма рудных тел на месторождениях данной формации преимущественно трубо- и штокообразная, но встречаются и линзо- и жилообразная (в алмазоносных дайках кимберлитов), а также пластообразная (в силлах кимберлитов). Диаметр трубообразных тел кимберлитов колеблется преимущественно от первых десятков метров до многих сотен метров. Как правило, трубки залегают вертикально, нередко имеют более широкий диаметр в верхних частях (рис. 19). На глубине трубки часто переходят в дайки кимберлитов. Например, трубка Кимберлей в ЮАР перешла в дайку на глубине 1094 м, а трубка Ягерсфонтейн — на глубине 750—800 м. В некоторых случаях трубки переходят в тела весьма сложной причудливой формы, выполняющие зоны смятия и дробления.

В трубках кимберлитов установлено несколько разновозрастных фаз. Состав и условия образования кимберлитов рассма-

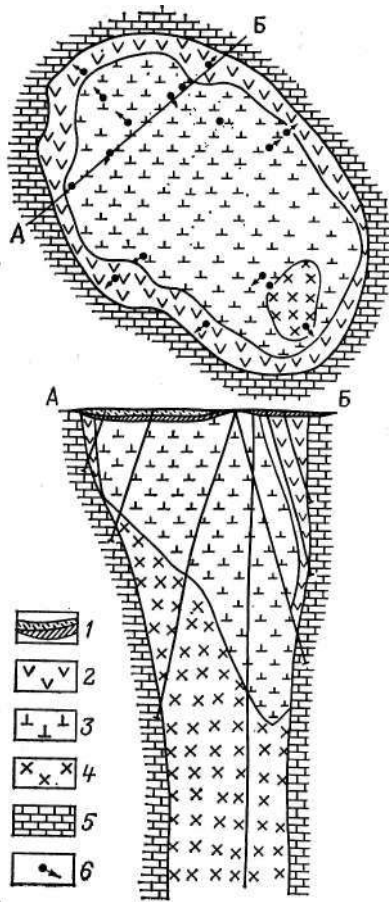


Рис. 19. Схема геологического строения и разрез трубки «Мир» (по А. П. Бобривичу, М. Н. Бондаренко и др.):

1 — элювиально-делювиальные образования; 2—4 — кимберлиты (2 — измененные желтого цвета, 3 — измененные зеленого цвета, 4 — малоизмененные зелено-черного цвета); 5 — карбонатная порода; 6 — положение буровых скважин на схеме геологического строения

триваются в курсе петрологии. Следует лишь напомнить, что кимберлит — ультрамафитовая порода с неоднородной обломочной структурой. Обломки представлены как горными породами глубинного происхождения (эктогитами, пироповыми перидотитами, пикритами и др.), так и осадочными и апоосадочными породами (известняками, кристаллическими сланцами и др.). В числе обломков в заметном количестве отмечаются кристаллы оливина и пироксена. Цементирует обломки в основном агрегат серпентина и карбонатов, преимущественно кальцита. Для кимберлитов характерно наличие хлорита, пироба, микроильменита, хризолита, алмаза; нередко встречаются хромит,

флогопит, биотит, иногда — циркон, нефелин, кварц, халцедон, рутил, апатит, мелилит, цеолиты и другие минералы (сульфиды, сульфаты и др.). Наряду с алмазом практический интерес в кимберлитах представляют ювелирные пиропы, хризолит, в меньшей степени — циркон.

Формация выветрелых алмазоносных кимберлитов относится к экзогенно-эндогенной серии и представлена элювием кимберлитов: на верхних горизонтах — «желтой земле», на нижних — «голубой землей». В связи с тем что элювий кимберлитов имеет невысокую прочность, извлечение алмазов из него существенно проще, чем из невыветрелых кимберлитов. Массовая доля алмазов в желтой земле существенно выше (в 5—10 раз), чем в исходных кимберлитах и голубой земле. Особенно широко развита формация выветрелых кимберлитов в странах Африки, где мощность алмазоносного элювия составляет десятки и сотни метров.

Примерами месторождений кимберлитовой формации в СССР являются месторождения Сибири. Всемирной известностью пользуются месторождения Африки. В ЮАР разрабатываются трубки «Премьер» и «Финиш», ряд трубок в районе г. Кимберли, а также трубка «Коффинтейн» и др. В Ботсване также ведется добыча алмазов (трубка «Орапа» и др.).

Алмазоносные кимберлитовые трубки известны в Анголе, Сьерра-Леоне, Танзании, Лесото. Алмазоносные кимберлитовые трубки известны также в Венесуэле, Бразилии, Индии и других странах.

Формация алмазоносных лампроитов выявлена в Западной Австралии, где установлено более сотни лампроитовых интрузивов. Наибольшей известностью пользуется трубка АК-1 1800X (150—600 м). Лампроитовые интрузивы имеют форму жил, трубок, силлов, некков и даек. Распространены как существенно алмазоносные оливиновые лампроиты, так и лейцитовые лампроиты, между которыми имеются постепенные переходы. Оливиновые лампроиты сложены оливином, флогопитом, диопсидом, апатитом, перовскитом, шпинелью и стеклом, а также калиевым рихтеритом; лейцитовые — практически теми же минералами, но вместо оливина присутствует лейцит. Возраст лампроитов раннемиоценовый. С алмазоносными лампроитами связаны и россыпи алмазов. Массовая доля алмазов в лампроитах достигает 5 кар/т.

Кроме формации выветрелых кимберлитов к экзогенно-эндогенной серии относится формация древних алмазоносных конгломератов — сравнительно небольшой источник алмазов. По данным Б. И. Прокопчука, месторождения россыпей докембрийского возраста, относящиеся к данной формации, поставляют около 12 % мировой добычи алмазов зарубежных стран. Форма рудных тел на месторождениях формации — пластовая. Массовая доля алмазов в конгломератах обычно составляет 0,1—0,4 кар/м³.

На известном месторождении Витватерсранд в ЮАР алмазы добывают попутно с золотом и ураном. Кроме того известны месторождения в Индии, Кот-д'Ивуаре, Бразилии и других странах. Нередко формации древних алмазоносных конгломератов служат источником материала для более молодых и богатых россыпей.

К экзогенной серии относятся месторождения россыпей и космоударные. Хотя часть россыпных месторождений (элювиальные и делювиальные) следует считать экзогенно-эндогенными, логичнее все россыпные месторождения рассматривать вместе.

К числу детальных генетических классификаций алмазоносных россыпей относится классификация Б. И. Прокопчука. Он выделяет россыпи алмазов элювиальные, делювиальные, пролювиальные, аллювиальные, озерные, морские, подземных карстовых пещер, ледниковые и эоловые.

Среди элювиальных россыпей алмазов выделяются две формации: *россыпей на кимберлитах и на древних промежуточных коллекторах*. Форма рудных тел плащевидная. Значение первой формации существенное, второй — в основном небольшое. Богатые элювиальные россыпи могут возникать не только за счет обогащенных алмазами кимберлитов, но и за счет бедных и средних по массовой доле алмазов кимберлитовых тел, особенно в условиях влажного тропического климата. В арктическом климате промышленные элювиальные россыпи формируются главным образом за счет богатых коренных источников. Непосредственно на кимберлитах располагается зона «голубой земли» — синевато-черная и темная зеленовато-синяя глина с редкой щебенкой выветрелых кимберлитов. Мощность зоны преимущественно 10—60 м, реже более. Выше расположена зона «желтой земли» — охристо-глинистая пористая, мягкая порода желтовато-серая, желтовато-коричневая, реже — красная. Мощность зоны 2—20 м. Массовая доля алмазов в элювиальных зонах изменяется от 0,7 до 3 кар/м³ (в желтой земле выше).

Мощность элювиальных россыпей на древних коллекторах составляет первые метры. Месторождения известны на Береге Слоновой Кости (массовая доля алмаза 0,31 кар/м³), в ЮАР (в Лихтенбурге 2,3 кар/м³), Индии и других странах. Древними коллекторами в этих районах служили конгломераты докембрия.

К элювиально-делювиальным образованиям относится формация *вторичных кимберлитовых брекчий*, выполняющих карстовые углубления в карбонатных породах. Такие брекчии, например, известны в Заире (район Бушимайя). Площадь алмазоносных брекчий колеблется от 300Х200 до 600Х275 м, мощность достигает 80 м. Массовая доля алмазов изменяется от 6,5 до 10,5 кар/м³.

Делювиальные россыпи имеют большое промышленное значение и представлены как формацией, связанной с разрывом кимберлитов, так и формацией, возникшей при экзогенном разрушении промежуточных коллекторов. Месторождения первой формации характеризуются, как правило, небольшими размерами: протяженность 0,5—3 км при ширине 0,25—0,3 км и мощности 1,3—33 м (обычно 3—5 м). Массовая доля алмазов составляет 0,3—9 кар/м³. Форма рудных тел плащевидная. Месторождения известны в ЮАР (россыпь трубки «финч»).

В Заире известна россыпь, сформировавшаяся за счет размыва ряда трубок. Благоприятную роль при этом сыграло наличие карстовых воронок глубиной до 80 м, способствующих концентрации алмазов. В этих воронках установлены вторичные кимберлитовые брекчии с алмазами.

Среди делювиальных россыпей, связанных с промежуточными коллекторами, по характеру алмазоносного первоисточника Б. И. Прокопчук выделяет три типа: 1) отложения «сухих рек»; 2) отложения древних террас; 3) древние конгломераты.

Протяженность делювиальных россыпей, связанных с промежуточными коллекторами, составляет преимущественно 0,6—1,6 км, ширина — 0,15—0,22 км, мощность — 2—10 м, массовая доля алмазов — 0,26—4 кар/м³. Первые два типа связаны с промежуточными коллекторами линейного типа, третий — с коллекторами площадного типа. Делювиальные россыпи, связанные с отложениями «сухих рек», возникли в условиях тропического гумидного климата, с протерозойскими конгломератами — в условиях гумидного, а с отложениями древних террас — в условиях аридного тропического. Месторождения данной формации известны в Танзании, Зимбабве, ЮАР.

Пролувиальные россыпи алмазов развиты широко. В районах аридного климата, для которого характерны редкие ливневые дожди, формируются мощные конусы выноса у подножий возвышенностей. В условиях гумидного климата алмазоносные россыпи связаны с конусами выноса мелких рек и логов. Мощность пролувиальных алмазоносных залежей изменяется от десятых долей метра до 9 м. Массовая доля алмазов 0,3—1,2 кар/м³. Месторождения, связанные с пролувиальными конусами аридного климата, известны в Заире (алмазоносные галечники района Бегенфельс). Залежи пролувиального типа, сформированные в гумидном климате, образуются за счет богатых первоисточников, причем перенос алмазов осуществляется в основном в пределах 1—1,5 км.

Аллювиальные месторождения алмазов широко распространены. В. И. Прокопчук по особенностям формирования алмазоносных россыпей выделил четыре типа рек: 1) крупные транзитные реки с большими расходами водотоков (более 1000 м³/с); 2) реки длиной более 500 км с расходами водотоков 300—1000 м³/с; 3) реки длиной 30—150 км с расходами водотоков 5—20 м³/с; 4) мелкие реки длиной не более 30 км с небольшим расходом водотоков.

В долине рек первого типа мощность аллювиальных отложений составляет 10—50 м, привнос материала, включая алмазы, боковыми притоками не оказывает заметного влияния на состав транзитного материала. В связи с этим богатых россыпей в таких реках ожидать не приходится.

В реках второго типа заметно влияние боковых притоков, но расстояние влияния небольшое (3—5 км). Возможно образование богатых россыпей на участках с интенсивными эрозионными процессами. Промышленные россыпи в реках данного типа возникают за счет промежуточных коллекторов широкого площадного развития.

Водотоки рек третьего типа переносят грубообломочный материал на небольшие расстояния (5—8 км). Боковые притоки оказывают большое влияние на состав аллювия и на алмазоносность рек. На распределение алмазов влияет морфология долины. Богатые россыпи возникают, как правило, при поступлении алмазов из ряда притоков.

Среди рек четвертого типа выделены две разновидности. Реки первой разновидности текут среди плотных пород, имеют V-образный поперечный профиль долины и ступенчатый продольный. Русла рек представлены рядом глубоких котловин, соединенных узкими протоками. Алмазы в подобных реках накапливаются преимущественно в котловинах (уловах), в основном в их центральных частях; вне уловов алмазы концентрируются в пристержневой части водотоков. Концентрация алмазов обычно возрастает вниз по течению, а также вблизи размываемых алмазоносных пород.

Реки второй разновидности приурочены к рыхлым отложениям. Склоны долин таких рек пологи, днище долин плоское. В среднем течении реки имеют четковидное строение — состоят из озеровидных расширенных участков, соединяющихся узкими потоками. В пределах последних аллювий представлен обычно галечниками, с которыми и связана повышенная концентрация алмазов. В нижнем течении реки состоят из вытянутых плесов и перекатов, причем в пределах плесов аллювий представлен в основном песками, а на перекатах — алмазоносными галечниками.

Среди аллювиальных россыпей выделяют косовые, русловые, пойменные и террасовые; алмазы встречаются только в грубозернистых отложениях — галечниках и гравелитах. Непротяженные россыпи связаны обычно с кимберлитовыми трубками, а протяженные — с промежуточными коллекторами. Массовая доля алмазов в россыпях быстро уменьшается по мере удаления от кимберлитовых тел (на протяжении 2—4 км она, как правило, падает более чем в 10 раз). Обогащены алмазами обычно приплотниковая и верхняя (до 0,5 м) части залежей, а также грубообломочные осадки. Концентрация алмазов отмечается в слоях небольшой мощности. А. П. Буров отмечает увеличение массовой доли алмазов в отложениях более низких террас по сравнению с высокими. Распределение алмазов в аллювии струйчатое, различают микро- и макроструйчатость. Для средних участков реки типичны узкие прерывистые микроструи длиной 4—10 м. Наиболее крупные алмазы выявлены в стречневых зонах на участках наименьших мощностей аллювия.

Установлена определенная связь распределения алмазов с различного типа косовыми образованиями. Б. И. Прокопчук выделил четыре типа кос. Косы типа I — прибрежные, расположенные на прямолинейных участках русла. Алмазы в них сосредоточены преимущественно в головных частях — в местах скопления грубообломочного материала. Косы типа II — серповидные, связанные с выпуклыми берегами излучин. Концентрация алмазов на таких косах связана со средними, наиболее выпуклыми их зонами, однако здесь массовая доля алмазов в 4—5 раз меньше, чем в головных частях кос типа I. Косы типа III — островные, алмазы в них сосредоточены в крупнообломочном аллювии. Наименьшая массовая доля этого алмаза харак-

теризует высокие центральные части кос, сложенные песками. К косам типа IV отнесены редко встречаемые русловые отмели, заливаемые даже при небольших паводках. Косы сложены грубообломочным материалом, обогащенная алмазами зона составляет около половины "площади. В небогатой части массовая доля алмазов выше, чем в хвостовых частях кос двух первых типов.

Озерные алмазоносные россыпи развиты ограниченно. Форма залежей линзовидная и веерообразная. Озерные россыпи известны в Африке. Максимальная массовая доля алмазов установлена вблизи кимберлитовой трубки.

Среди *морских россыпей* выделяются дельтовые, прибрежно-морские и шельфовые. Прибрежно-морские россыпи, в том числе россыпи морских террас, имеют большое значение. К прибрежно-морским относятся россыпи Атлантического побережья Африки, из которых добыто значительное количество высокосортных алмазов (массовая доля 0,5—2 кар/м³, на некоторых участках до первых сотен кар/м³). Такие высокие массовые доли алмазов известны, например, в ЮАР южнее устья р. Оранжевой. В слое мощностью 0,2—0,9 м массовая доля алмазов составляет 100—300 кар/м³ (доля ювелирных алмазов 90—95 %). В. Битц и О. Стуцер полагают, что источником алмазов для здешних россыпей служили древние конгломераты системы карру. Отмечается также роль речных и грязевых потоков, способных после сильных ливней переносить алмазы вместе с грубообломочным материалом на большие расстояния (на сотни километров).

Большое значение имеют шельфовые россыпи Намибии, которые эксплуатируются на глубинах 60—120 м.

Оригинальным и редким генетическим типом являются *россыпи подземных карстовых пещер*. Месторождения этого типа известны в СССР (Сибирь), Заире (район Бакванги), ЮАР. В Сибири карстообразование установлено среди богатых карбонатами кимберлитовых брекчий. Размеры карстовых полостей здесь следующие: диаметр от 3 до 60 м, высота 2—15 м. Россыпи формировались как в подземных потоках, так и в озерах.

Ледниковые россыпи имеют ограниченное значение. Промышленные алмазоносные россыпи этого типа известны в Бразилии, где они связаны с позднекембрийскими конгломератами флювиогляциального происхождения (формация Сопа) и позднекембрийскими тиллитами и песчано-конгломератовыми отложениями (формация Махабуас). Мощность алмазоносных слоев достигает 2 м, массовая доля алмазов составляет 0,25—0,5 кар/м³. В Бразилии известны и ледниковые россыпи пермского возраста.

Небольшое значение имеют и *россыпи золотого генезиса*. Они известны в Намибии и других странах. Отрабатываются россыпи с массовой долей алмазов 0,2 кар/м³, хотя местами она достигает 60 кар/м³. Мощность залежей 0,15—7,5 м.

Наиболее крупными из эоловых россыпей являются россыпи эоловой дефляции (остаточные эоловые россыпи, по В. С. Трофимову). Эти россыпи связаны с котловинами выдувания. Длина таких котловин достигает 10 км ширине до 1,5 км и глубине до 100 м. В котловины попадает алмазоносный материал, а затем в процессе интенсивной ветровой деятельности легкие частицы выносятся, а крупные и с высокой плотностью (в том числе алмазы) концентрируются. Россыпи эоловой дефляции образуются в аридных условиях при наличии интенсивных ветров преимущественно одного направления. Меньшее значение имеют россыпи эоловой аккумуляции, связанные с окраинными частями котловин выдувания.

Космоударная формация связана с астроблемами. Алмаз представлен в основном „лонсдэлитом. С ним ассоциируют коэсит, стишовит и другие минералы. Нередко минералы космоударного генезиса попадают в россыпи.

БЛАГОРОДНЫЙ КОРУНД

Состав корунда прост — Al_2O_3 ; в качестве примесей отмечаются Fe, Ti, Cr, Mn, Ca (десятые и сотые доли процента), иногда Ni, V, Si, Cd, Mo (сотые и тысячные доли процента).

Среди ювелирных разновидностей корунда выделяют рубин и сапфир.

Рубин — прозрачные кристаллы корунда от светло-красного до малинового цветов. Массовая доля оксида хрома в рубине изменяется от 0,1 до 4%. Например, в наиболее ценных рубинах Бирмы (цвета «голубиной крови») массовая доля Cr_2O_3 составляет около 2%. Кроме хрома на окраску рубина влияют ионы Fe^{3+} (пурпурные и бурые оттенки), U^{3+} (фиолетовые оттенки).

К сапфирам ранее относили только синие благородные корунды, в последнее время к ним относят все ювелирные корунды, кроме красных: собственно сапфир — синий, темно-синий, голубой, васильково-синий, индиго-синий; лейкосапфир — белый; восточный изумруд — зеленый; восточный аметист — фиолетовый; восточный топаз — желтый; восточный хризолит — желто-зеленый; восточный гиацинт — желто-оранжевый; александритоподобный сапфир — зеленый при естественном освещении, красно-фиолетовый при искусственном; восточный аквамарин — зеленовато-голубой; розовый сапфир. Окраска сапфиров связывается с наличием железа и титана; примесь ванадия может вызвать изменение окраски в александритоподобном сапфире. Встречаются рубины и сапфиры с астеризмом (эффект яркой шестилучевой звезды) — астериксы. В России вплоть до прошлого века благородные корунды называли яхонтами.

Во многих странах выращивают искусственные рубины и сапфиры. В капиталистических странах наиболее крупное производство синтетических корундов (сотни миллионов каратов

Е год) известно в Швейцарии, Франции, ФРГ, США, Великобритании.

В природных кристаллах благородного корунда отмечаются включения рутила, ильменита, пирита, слюды, гематита, графита, шпинели.

Кроме ювелирной промышленности синтетические благородные корунды применяют в точных приборах, в качестве активного элемента рубин используют в лазерах и лазерах; в подложках микроэлектронных схем и в термоустойчивых конструктивных материалах применяют лейкосапфир. Благородные корунды используют при изготовлении фильер для волочения проволоки.

Благородные корунды добывают в Бирме (цвета «голубиная кровь»), Шри-Ланка (звездчатые рубины, а также голубые, желтые и оранжевые сапфиры), Индии (небесно-голубые сапфиры), Австралии (голубые, зеленые и желтые сапфиры). Добыча благородного корунда ведется в Таиланде, Танзании, на Мадагаскаре. В Кении добывают сапфиры с дихроизмом.

Стоимость карата рубина массой 1—10 кар в США 200—10 000 дол/кар; синего сапфира той же массы •—100—2000 дол/кар; оранжевого, зеленого, фиолетового сапфира — 20—600 дол/кар.

Крупные кристаллы рубина встречаются реже крупных алмазов. Наиболее крупными из рубинов считаются: рубин, который был в короне персидского шаха (величиной с куриное яйцо); «Рубин Эдуарда» массой 167 кар хранится в Британском музее; рубин массой 250 кар хранится в Пражском кафедральном соборе. Звездчатый сапфир «Звезда Индии» массой 563 кар экспонируется в одном из музеев Нью-Йорка.

Наибольшую ценность представляют небесно-синие сапфиры • из Джалипы и Кашмира в Индии. С 1963 г. до середины 70-х годов в Индии добыли около 1500 кг высококачественных сапфиров, в 1978 г. — 15 кг сапфиров высокого качества и 45 кг среднего. С середины 70-х годов около 80% мировой добычи сапфиров приходится на Австралию, здесь в 1972 г. добыто 1700 кг ювелирных сапфиров. Главный центр обработки сапфиров — Таиланд. В эту страну в 1979 г. поступило более 57 306 тыс. каратов сапфиров из Австралии, Индии, Шри-Ланка. Обработка сапфиров ведется также в ФРГ, Израиле, Японии.

Благородные корунды образуются при магматическом, пегматитовом, скарновом, контактово-метасоматическом, гидротермальном и метаморфическом процессах. Концентрация их осуществляется и в различных россыпях. В ряде случаев эндогенные скопления корунда приобретают промышленное значение только благодаря процессам выветривания, такие образования следует относить к эндогенно-экзогенной серии.

Формация сапфиросных пегматитов — сиенитовых и щелочных (миаскитовых) имеет небольшое значение. Сапфир представлен пластинчатыми, призматическими и боченковидными

Кристаллами синего и зеленого цвета. Месторождения известны в СССР, Канаде, Шри-Ланка, Бирме. Мощность пегматитовых жил изменяется от 0,5 до 5 м (реже более), протяженность — от первых десятков до первых сотен метров. Сапфир является аксессуарным минералом в пегматитах. В СССР добыча велась в Ильменских горах. В Бирме промышленное значение приобретают пегматитовые жилы, подвергшиеся интенсивному выветриванию, облегчающему извлечение камней. С формацией связаны также россыпные месторождения.

Формация сапфиросных плагиоклазитов в мраморах и ультрамафитах имеет большое значение, особенно при наложении процессов выветривания. Сапфир и рубин представлены кристаллами длиной 2—3 см. Рудные тела образуют жилы и линзы длиной до 10 м при мощности от десятков сантиметров до 1 м (реже более). Кристаллы благородного корунда возникли гидротермальным путем в процессе метасоматической контактовой десиликации гранитоидных пегматитов. Кристаллы сапфира на месторождении Сумджам в Индии находятся в полевошпатовой зоне даек, окаймленной тремолитовой оторочкой. Дайки залегают в доломитовом мраморе. Сапфир имеет лазурную, синюю, фиолетовую, зеленую и оранжево-желтую окраски. Иногда кристаллы окрашены зонально.

Плагиоклазиты в ультрамафитах известны в Танзании, СССР, Индии, США, ЮАР. На месторождениях установлена зональность: плагиоклазиты оторочены последовательно зонами железомagneйных слюд, хлорита, актинолита, талька. Благородный корунд приурочен к зоне слюдитов. Окраска его на месторождениях Корундум-Хилл и Кулсаги (США) синяя, желтая и зеленая. Добытые и ограненные камни имеют массу до 1 кар. Крупные запасы известны на аналогичных месторождениях в Танзании. Ультрамафиты здесь представлены мелкими телами среди гнейс-амфиболитового комплекса. Рубин и сапфир извлекают из зоны слюдитов (вермикулититов).

Формация рубина в магнезиальных скарнах имеет как самостоятельное значение, так и является источником россыпей. Минерализованные зоны возникают в мраморах вблизи прослоев гнейсов, амфиболитов, даек кислых и основных изверженных пород. Форма рудных тел жило- и гнездообразная. Кристаллы рубина имеют призматический и боченковидный габитус, масса их изменяется от первых карат до 15 кар.

Месторождения известны в Бирме, Пакистане (бассейн р. Хунза), Афганистане, Таиланде.

Месторождения Бирмы Могокского района широко известны. Рубиноносные зоны здесь развиты на контакте доломит-кальцитовых мраморов с дайками гранитов и гранит-пегматитов. В мраморах установлены прослои гнейсов. Площадь рубиноносного района составляет около 400 км².

Формация сапфира в эндоскарнах сиенитов имеет небольшое значение как промышленный источник сапфира, но является

важным источником россыпей. Сапфиры встречаются в телах гнездообразной формы, развитых во флогопит-скаполит-плагиоклазовых скарнах. Скарны на одном из месторождений Шри-Ланка развились на контакте сиенитов и доломитов, т. е. относятся к магнезиальным скарнам. Экзоскарны сложены форстеритом, диопсидом, флогопитом, шпинелью, хондродитом. Длина кристаллов сапфира около 1 см, окраска их синяя и голубовато-зеленая.

Формация выветрелых сапфиросных щелочных лампрофиров не имеет большого значения. Рудные тела представлены выветрелыми зонами даек длиной от первых километров до 8 км и мощностью в первые метры. Сапфир — аксессуарный минерал лампрофилов. Масса кристаллов составляет в основном 0,4 г (реже до 0,8 г). Месторождение Його-Галч (США) — источник не только ювелирных, но и технических сапфилов.

Формация элювиальных россыпей корунда, связанных с сапфиросными щелочными лампрофирами, имеет большое значение. Корунд этого типа известен на месторождении Його-Галч (США).

Формация аллювиальных и делювиально-аллювиальных россыпей сапфира, связанных с сапфиросными базальтами, имеет большое значение. В исходных базальтах повышенной щелочности и глиноземистости сапфир является аксессуарным минералом. Кристаллы имеют вид «оплавленных» зерен. Окраска их синяя, зеленая, желтая, иногда зональная. Мощность сапфиросных россыпей изменяется от первых сантиметров до нескольких метров.

Месторождения известны в Кампучии (Пайлин и Бо-Кео), Таиланде (Банг-Кхаг и Бо-Плой), Австралии.

На месторождении Пайлин округлые кристаллы сапфира окаймлены оторочкой вулканического стекла. С сапфиром в коренных источниках и россыпях ассоциируют красный гранат, плеонаст, титаномагнетит, анортоклаз и циркон. На месторождении Бо-Кео в россыпях встречается много ювелирного циркона, массовая доля которого резко превышает массовую долю сапфира. Оба месторождения локально связаны с вулканическими аппаратами излияния щелочных базальтов. Месторождения Банг-Плой и Канбури в Таиланде связаны с разрушениями базальтов, Бо-Плой — со штоком нефелин-оливиновых базальтов. В Кампучии и Таиланде сапфиры имеют васильково-синюю, зеленую, желтую и фиолетовую окраски. Известны звездчатые разновидности. Французский геолог Е. Сорин полагает, что сапфиры в базальтах являются ксенокристаллами, захваченными из вмещающих пород (кристаллических сланцев) на глубине. Е. Губелин считает, что сапфир возникал в базальтах при воздействии на оливины расплава, богатого анортитовым компонентом. Е. Я. Киевленко считает, что на корундоносность влияет ассимиляция базальтовой магмой высокоглиноземистых кристаллических сланцев.

Общие сведения

В качестве оптического и пьезосырья используются природные и синтетические кристаллы р-кварца тригональной сингонии. К разновидностям р-кварца относятся прозрачный бесцветный горный хрусталь, цитрин, аметист, раухтопаз, морион, розовый кварц. При температуре 573 °С р-кварц переходит в гексагональный а-кварц. Последний при 870 °С преобразуется в а-тридимит, который при 1470 °С превращается в а-кристобалит с температурой плавления 1710 °С. Твердость кварца по шкале Мооса 7, плотность 2,65—2,66 г/см³; минерал хорошо пропускает ультрафиолетовые и инфракрасные лучи, термостоек, плохо проводит электрический ток. Кварц химически стоек, но хорошо растворяется в плавиковой кислоте. У кварца высокая прочность: для разрыва кристалла с поперечным сечением 1 см² требуется усилие 9800 Н, а для того, чтобы раздавить кубик кварца объемом 1 см³, требуется груз массой несколько тонн.

В 1880 г. французские физики Пьер и Жак Кюри открыли пьезоэффект у кристаллов р-кварца. Пьезоэлектрические свойства кварца проявляются при сжатии или растяжении пластинок, изготовленных из кристаллов. Усилия прилагают вдоль оси $L > 2$. Кристаллы р-кварца бывают левые и правые; правые вращают плоскость поляризации вправо, левые — влево. Кристаллы кварца нередко подвержены двойникованию, свилеватости, мозаичности, имеют газовой-жидкие и твердые включения. С обилием газовой-жидких включений связана молочно-белая окраска кристаллов. Встречаются кристаллы с отчетливыми зонами роста, различаемыми по количеству включений и характеру окраски.

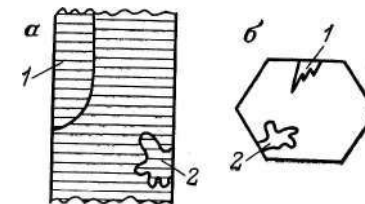
Виды сырья

Пьезокварц и оптический природный кварц представлены кристаллами, обломками кристаллов и галькой. Эти виды сырья могут быть бесцветны (горный хрусталь) или окрашены (серые, светло-серые, дымчатые, черные, желтые, темно-серые и др.). Сырье может иметь те или иные дефекты: трещиноватость, минеральные и газовой-жидкие включения, свили, мозаичность, двойники. Трещины могут быть природными и техногенными. Первые вызываются тектоническими причинами, вторые возникают в процессе добычных работ. Трещины хорошо обнаруживаются при осмотре сырья под лампой мощностью 300—500 Вт.

Твердые включения представлены кристаллами рутила, пирита, серицита, гематита, хлорита, актинолита и других минералов. Некоторые включения придают кристаллам кварца декоративность (кварц-волосатик и др.). Газовой-жидкие включения представляют собой реликты минералообразующей среды (пер-

Рис. 20. Характер двойниковых швов Р-кварца (а — призма; б — сечение, перпендикулярное к оси симметрии третьего порядка).

Характер срастания: / — бразильский закон; 2 — дофинейский закон



вичные включения) или связаны с последующими процессами (вторичные включения). Включения снижают качество кристаллов, а при большом их количестве полностью исключают применение кварца в качестве пьезооптического сырья. Газовой-жидкие, жидкие и твердые включения существенно снижают и возможность использования сырья для плавки оптических стекол.

Неоднородным строением кристаллов обусловлены свилеватость и мозаичность. Их появление связано с наличием блоков (микроучастков) с различной ориентировкой в пределах того или иного кристалла. Различия в ориентировке обычно весьма невелики, но являются существенным дефектом, исключающим применение кристаллов в качестве пьезосырья и оптического сырья. Свилеватость хорошо выявляется на сколах кристаллов. У кристаллов без свилей скол (излом) сравнительно однородный, раковистый или типа «часового стекла». При наличии свилей форма скола сложная, прихотливая, на поверхности скола заметны нитевидные линии. Мозаичность — крайнее выражение свилеватости.

Среди двойников у кристаллов р-кварца наиболее распространены дофинейские. Они представляют собой срастание однотипных (только левых или только правых) форм, но при этом один индивид двойника повернут по отношению к другому на 60° вокруг оси L_3 . На гранях призм или на распилах кристаллов, протравленных парами HF, двойниковые швы дофинейских двойников представлены извилистыми линиями. Менее распространены бразильские двойники, хотя и они встречаются достаточно часто. Бразильские двойники возникают при страсти левого и правого индивидов р-кварца. У этого вида двойников швы прослеживаются в виде линий менее извилистых, чем при двойниковании по дофинийскому закону (рис. 20).

Для некоторых отраслей промышленности (оптической) дефектом является также и окраска кристаллов. Для лучшего выявления дефектов у кварцевых галек (особенно с потертой поверхностью) их можно смачивать керосином, у которого показатель преломления промежуточный между кварцевым и показателем преломления воздуха. После смачивания керосином гальку рассматривают «на просвет» при освещении лампой 300—500 Вт. Этот прием позволяет выявить наличие трещин и включений в гальке.

Таблица 9. Требования промышленности к качеству кварцевого сырья

Показатель	Сорт		
	первый	второй	третий
Длина стороны кристалла (куска), мм	20—60	10—60	10—60
Доля бездефектных участков, %	80	50	30
Максимальная массовая доля примесей, M_i ;			
Fe	5-10-4	1-Ю ⁻³	М О ⁻³
Cr, Ni, Co	1-10-6	1-10-5	1-10-5
Na, K	1-Ю ⁻³	2-Ю ⁻³	5-Ю ⁻³
Al	2-Ю ⁻³	4-Ю ⁻³	8-Ю ⁻³
Ti	3-Ю ^{-*}	5-10-4	1-Ю ⁻³

Применение

Кристаллы р-кварца применяются в радиотехнике, ультразвуковой гидроакустике, дефектоскопии, при исследовании свойств газов, жидкостей и твердых тел, в пьезометрии при измерении давления, определении вибраций (в том числе вибраций мостов), для изготовления линз и пластинок с целью получения ультраакустических волн. Кварцевые пластинки используют при изготовлении пьезоэлектрических резонаторов и фильтров радиочастот, фильтров телефонирования и телеграфных, в пьезоэлектрических звукоснимателях, пьезоэлектрических микрофонах, громкоговорителях, акселерографах, манометрах, эхолотах и других приборах.

Оптический кварц используется при изготовлении призм • спектрографов, стекол и линз, пропускающих ультрафиолетовые лучи, пластинок и клиньев для поляризационных микроскопов, призм Френеля, сахариметров, поляриметров и других изделий, и приборов.

Горный хрусталь применяют при плавке кварцевых стекол, а также вместе с окрашенными разновидностями кристаллов кварца в ювелирном деле. Кристаллы кварца и друзы используют в качестве коллекционного материала.

Согласно отраслевому стандарту, под пьезокварцем понимают бесцветный или окрашенный кварц, обладающий свойствами пьезоэлектрического эффекта, позволяющими его использовать для производства изделий пьезотехники. Выделение сортов среди природного пьезооптического кварца выполняется с учетом минимальной величины монообласти, ее выхода, а также наличия допустимых дефектов в монообласти по каждому виду и сорту сырья. При этом под монообластью понимают часть (область) кристалла (обломка, гальки), свободную от дефектов, кроме случаев, оговоренных в технических требованиях. За выход монообласти принимают ее процентную массовую долю в каждом отдельном кристалле (обломке, гальке).

Среди сырья пьезокварца, поставляемого в виде кристаллов (обломков, галек) бесцветных или окрашенных, выделяются следующие сорта: экстра, высший, первый (I), второй (II). В этих сортах минимальные массы монообласти (в г) и выход монообласти (в %) должны составлять:

Экстра	1000; 30	Первый	100; 15
Высший	300; 20	Второй	10; 10

Дефекты в монообласти у пьезокварца не допускаются. Минимальные размеры монообласти должны обеспечить выход одной заготовки пьезокварцевой пластины размером 12х12х1,5 мм. В качестве оптического кварца используются кристаллы (обломки и гальки) бесцветного кварца с минимальным размером монообласти 70х60х50 мм при выходе монообласти из кристаллосырья не менее 40%. Для оптического кварца допускают возможные наличия дофинийских двойников, твердых и газовой-жидких включений (размер в поперечнике не более 0,1 мм при концентрации не более 1 шт/см³). При определении сортности пьезокварцевого сырья минимальная масса монообласти устанавливается не как суммарная от сложения масс нескольких монообластей, а по одной монообласти.

У оптического кварца оптическая ось кристалла должна быть перпендикулярна к большей поверхности сечения монообласти. Дефектами пьезокварца являются трещины, свиля, наличие бразильских и дофинийских двойников и видимых твердых и газовой-жидких включений. Минимальная масса

пьезокварцевого кристалла (обломка, гальки) составляет 100 г; по соглашению с потребителем может поставляться кристаллическое сырье меньшей массы.

Дефектами при использовании кристаллов кварца и их обломков в производстве прозрачного кварцевого стекла является присутствие газовой-жидких и твердых включений. Для данного производства выделяют три сорта сырья, для которых предусмотрен ряд ограничений (табл. 9).

Сырье сорта I должно быть бесцветным или дымчатым, для сортов II и III этот показатель не нормируется.

На поверхности кусков не должно быть пленочных примазок, в массе куска не допускается наличие включений посторонних минералов. Отдельные отклонения в требованиях допустимы по согласованию с потребителем.

Экономические сведения

Несмотря на широкое развитие минерализации с кристаллами кварца, промышленные месторождения (особенно крупные) встречаются редко. Крупнейший поставщик кристаллов кварца на мировой рынок — Бразилия; добыча кристаллов кварца в начале 70-х годов здесь составляла около 7 тыс. т/год. Добыча Бразилии составляет около 95 % добычи всех капиталистических и развивающихся стран. Высококачественный кварц добывается также во Франции, США, Австралии, Японии, Швейцарии, Сомали, Аргентине, на Мадагаскаре, в Великобритании, Индии, Канаде, Шри-Ланке, Австрии, Италии, ФРГ, Зимбабве, Мозамбике и других странах. Разработка месторождений осуществляется в СССР, КНР и ГДР. Месторождения известны в Испании, Норвегии, Португалии, Афганистане, Кампучии, ПНР, Бирме, Турции, Гватемале и других странах.

Масса кристаллов, полученных искусственным путем, значительно превышает продукцию природных источников. По данным Горного бюро США* в 1981 г. в США было синтезировано около 300 т кристаллов, импортировано из Бразилии примерно 156 т. В массу добытого в США сырья входит большое количество сорта «ласка», т. е. кристаллического сырья, используемого для выращивания искусственных кристаллов кварца. Синтез кристаллов кварца осуществляют также в СССР, Великобритании, ФРГ, Японии"

Условия образования месторождений

Кристаллы β -кварца встречаются в различной природной обстановке: в пегматитах, кварцевых жилах различного генезиса, в скарнах и даже в карбонатных породах платформенного чехла (например, в Подмосковье). Для переноса кремнезема наиболее благоприятна щелочная среда.

Скопление кристаллов кварца в пегматитах одни геологи (Н. П. Ермаков, А. Г. Малышев и др.) рассматривают как результат раскристаллизации остаточных расплавов-растворов. В то же время В. Д. Никитин и А. Е. Карякин считают, что хрусталеносная минерализация в пегматитах была наложенной. Например, Л. М. Петруха полагает, что хрусталеносные гнезда возникли при воздействии на кварцевые ядра пегматитов более поздних хрусталеобразующих растворов. Ряд исследователей большое внимание уделяют особенностям состава материнских (для хрусталеносных пегматитов) гранитов. Например, для месторождений Казахстана Г. А. Аэров подчеркивает повышенную массовую долю щелочей (Na, K) в пегматитовмещающих гранитах.

Пегматиты с морионом, раухтопазом, горным хрусталем и другими разновидностями кварца рассматриваются А. И. Гинзбургом, Г. Г. Родионовым, А. Н. Лукашевым и Б. А. Колбиным как образования малых глубин. Л. М. Петруха для месторождений Урала установил, что кристаллы кварца в пегматитах росли при температурах 325–220 °С и давлении около 100 МПа из слабощелочных растворов гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевого состава. При этом источником SiO₂ для роста кристаллов служил кварц кварцевых ядер. По мнению В. Ю. Эшкина и Т. А. Карякиной, рост ограненных кристаллов кварца происходил в пегматитах в достаточно вязкой слюдисто-глинистой массе.

Исследуя генезис хрустальных кварцевых жил, советские геологи (А. Е. Карякин, В. А. Смирнова, Ю. Н. Ануфриев и др.) показали двухэтапность их возникновения: на первом этапе образовались кварцевые жилы, на втором — скопления с ограненными кристаллами β -кварца. В связи с этим выделен гидротермально-альпийский тип жил, при этом возникновение самих жил относится к плутоногенно-гидротермальному процессу, а гнезд с кристаллами кварца — к метаморфогенному. Образование последних на регрессивной стадии минерализации отмечали многие геологи. В частности, Ю. Н. Ануфриев считал, что хрусталеносные гнезда формируются в условиях фации зеленых сланцев.

В процессе хрусталеобразования воды привносили из глубин хлор, ртуть, фтор и другие компоненты. Кремнезем же заимствовался из вмещающих пород. При этом гнезда и погребка с кристаллами кварца возникали как в пределах самих кварцевых жил, так и во вмещающих породах. В большинстве слу-

чаев полости, вмещающие хрусталь, возникают путем растворения жильного кварца или вмещающих пород, но иногда встречаются и остаточные полости. Вмещающие породы в большинстве случаев обогащены кремнеземом. Это — кварциты, песчаники, гнейсы, граниты. Реже вмещают хрусталеносные жилы доломиты, диабазы и другие слабoplastичные породы. При образовании хрусталеносных жил нередко существенную роль играли экранирующие породы, включая пластичные глинистые породы и диабазы.

В некоторых случаях хрусталеносные кварцевые жилы имеют в целом метаморфогенное происхождение (Р. Паркер, И. Кенигсбергер, П. Ниггли и др.). Такие жилы получили название альпийских. Хрусталеносные жилы иногда отмечаются в скарнах, где они наложены на более ранние образования.

Кварц весьма устойчив в экзогенных условиях, в связи с чем образует промышленные россыпи преимущественно элювиального, элювиально-делювиального и реже аллювиального типов.

Основные формации

Среди месторождений кристаллов β -кварца выделяются следующие типы: пегматитовый, гидротермальный, метаморфический и россыпной.

Формация пегматитов с ограненными кристаллами β -кварца представлена полостными зональными пегматитами, расположенными преимущественно в эндоконтактных зонах гранитоидов; известны месторождения также в гранитогнейсах и в других горных породах. Полости в пегматитах нередко называются занорышами. Формы пегматитовых тел чаще всего изометричные и трубообразные, реже линзовидные. Диаметр тел колеблется от первых метров до 80 м. В Канаде известны тела пегматитов протяженностью до 1 км. Обычно в пегматитах хорошо развиты кварцевые ядра, известны полостные пегматиты без кварцевых ядер. Занорыши во многих случаях расположены под ядром. В мелких пегматитовых телах присутствует, как правило, одна полость, в крупных — несколько.

Кристаллы кварца представлены обычно морионом и раухтопазом. Типичные дефекты кристаллов — дофинейские двойники, свили, мозаичность. Наряду с β -кварцем, из полостей добывают кристаллы топаза, а иногда аквамарина, оптического флюорита. Пространство между кристаллами обычно выполнено слюдисто-глинистой или охристой массой. Из данных пегматитов можно также добывать полевые шпаты, иногда жильный кварц. Пегматиты данного вида известны в СССР, Канаде, Бразилии, КНР, МНР, США, Афганистане, Шри-Ланке, Бирме и других странах.

Формация хрусталеносных кварцевых жил и внежильных полостей с горным хрусталем связана преимущественно с высоко-

кремнистыми породами (кварцитами, песчаниками, гнейсами и др.). Хрусталеносные жилы иногда вмещают и породы, бедные кремнеземом, — карбонатные породы, диабазы; встречаются кварцевые жилы в глинистых сланцах (например, в Колумбии — в аспидных сланцах мелового возраста). Для кварцевых жил формации характерно отсутствие металлической минерализации, в связи с чем ее иногда называют «формацией безрудных кварцевых жил».

В ряде случаев отмечается пространственная связь кварцевых жил с массивами гранитов.

Форма жильных тел плитообразная, линзовидная; нередко имеются сложные ветвящиеся жилы, иногда жилы образуют сложный штокверк. Для ряда месторождений типично наличие жильных зон — серий сближенных жил, залегающих кулисообразно. Мощность отдельных жил изменяется от первых метров до первых десятков метров. Полости в жилах имеют различные размеры и форму. Полости объемом до 1 м³ называют гнездами, более 1 м³ — погребями. Форма полостей изометричная, линзовидно-удлиненная, шелевидная, неправильная. Бывают жилы однополостные и многополостные. Иногда полости приурочены к местам выклинивания жил по падению (как бы продолжают жилу), местами развиваются в зальбандах жил или в ответвлениях апофиз, в местах пересечения трещин, в раздвухах жил, в центральных частях жил. Имеются полости, развитые вне жил (в том числе на их простираии), а также минерализованные горным хрусталем трещины почти без жильного кварца. Иногда в жильных штокверках полости приурочены к местам пересечения или сопряжения жил. Жильный кварц имеет различную структуру: крупнозернистую, шестоватую, мелко- и среднезернистую, друзовую; текстура его — массивная, пятнистая, полосчатая и др.

Кристаллы р-кварца в полостях представлены горным хрусталем, дымчатым кварцем, иногда аметистом и цитрином. Масса наиболее крупных кристаллов может достигать 20 кг и более. Полости обычно заполнены гидрослюдой, каолинитом, хлоритом, серицитом. Кристаллы кварца представлены друзами на стенках полостей или «отвалившимися» от стенок индивидуумами в заполнителе полости. На одном из месторождений в кварцевых жилах в доломитах установлены кристаллы и их обломки в оболочках из палыгорскита.-

Вокруг жил, особенно вблизи полостей, отмечается околожильное изменение вмещающих пород — серицитизация, хлоритизация, альбитизация, карбонатизация. Жильный кварц преимущественно развивается в открытых (тектонических и др.) полостях, нередко частично метасоматически развивается и по вмещающим породам. В ряде случаев промышленное значение имеют не только кристаллы р-кварца, но и жильный кварц. Генезис крупнейших в мире месторождений Бразилии связывают с тектонометаморфической активизацией,

Формация хрусталеносных кварцевых жил в скарнах распространена ограниченно. Месторождения приурочены к скарнам, развившимся за счет карбонатных пород и песчаников с карбонатным цементом. Хрусталеносные жилы являются наложенными на скарны и связаны с послескарновыми тектоническими нарушениями. Кварцевые жилы формируют жильные зоны и штокверки. Мощность жильных зон достигает 30 м. Полости встречаются в жилах и нередко тяготеют к местам пересечения (сопряжения) жил. Жильный кварц имеет массивную текстуру и шестоватую, гигантокристаллическую и друзовую структуру. В полостях кроме кристаллов кварца находятся каолинит, тремолит, актинолит, везувиан, хлорит, сульфиды (пирит, галенит, халькопирит). В качестве включений в кварце отмечаются также гранат и диопсид. Температура формирования кварца, по данным Л. С. Пузанова, 360—120 °С.

Наиболее известные месторождения рассматриваемой формации расположены в КНР.

Небольшое количество хрусталя может добываться и из *кварцевых жил, несущих металлическое оруденение* (высокотемпературных с касситеритом и вольфрамитом, среднетемпературных с золотом и полиметаллами). Эта формация не имеет самостоятельного промышленного значения и практически не играет роли в добыче кристаллов р-кварца.

Формация альпийских хрусталеносных жил имеет весьма малое значение. Она представлена в основном сравнительно небольшими кварцевыми жилами с гнездами горного хрусталя, хотя из отдельных полостей в Швейцарских Альпах было добыто по нескольку десятков тонн кристаллов (до 170 т). Генезис месторождений дискусионен. А. С. Гудков, например, относит их не к метаморфогенным, а к гидротермальным образованиям.

Формация аллювиальных, элювиально-делювиальных и делювиальных россыпей тесно связана с коренными месторождениями. Форма тел в плане эллипсоидная, дельтовидная, неправильная. Кристаллы кварца и их обломки не окатаны, встречаются нераспавшиеся друзы. Месторождения известны в Бразилии, СССР и других странах.

Формация ложковых россыпей (или делювиально-аллювиальных россыпей) местами имеет заметное значение. В россыпи нередко попадают кристаллы из разных источников, что иногда обуславливает промышленную концентрацию сырья. Длина россыпей достигает 3 км при ширине 1—1,5 м. Кристаллы кварца слабо окатаны. Залежи приурочены к древним логам (овражной сети), по которым текли временные водотоки, и локально связаны с коренными, источниками.

Аллювиальные образования в добыче кристаллов р-кварца играют крайне небольшую роль. Отдельные гальки кристаллов кварца встречаются в россыпях металлов (золота и др.) и могут извлекаться попутно.

ОКРАШЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ КВАРЦА

К окрашенным кристаллам кварца относятся аметист, цитрин, дымчатый кварц, морион и другие разновидности.

Аметист имеет фиолетовую окраску с оттенками (от голубоватой до пурпурной). Под действием солнечных лучей аметист может обесцвечиваться, с помощью у"блучения окраска восстанавливается. При прокаливании аметиста при 500 °С он переходит в желтую разновидность кварца — цитрин. В цитрин переходит при нагревании до 300—400 °С и некоторые другие разновидности дымчатого кварца, а также морион. Цитрин встречается в природе и самостоятельно. Окраска его нередко лимонно-желтая, иногда оранжевая. Некоторые разновидности аметиста (например, из месторождения Монтезума в Бразилии) при нагревании до 500—510 °С приобретают луково-зеленый цвет. Продукт обжига аметиста называют празииолитом и используют в качестве ограночного камня.

Дымчатый кварц нередко называют раухтопазом. Окраска его серая, серо-коричневая, бурая. Морион имеет черную окраску, а в изломе черный смолистый цвет. Между морионом и дымчатым кварцем имеются постепенные переходы, в связи с чем Н. И. Корнилов и Ю. П. Солодова относят морион к разновидности дымчатого кварца. Очень редко встречаются кристаллы кварца розового цвета. Он выцветает на солнечном свете. Часто кристаллам розового кварца присущ астеризм, который связывается с наличием мелких иголочек рутила.

Окрашенные кристаллы кварца добывают в Бразилии, СССР, США, на Мадагаскаре, в Уругвае, Шри-Ланке, Зимбабве, ЮАР, Испании, Франции и других странах. Окрашенные кристаллы кварца обрабатывают фасетным способом, а также кабошонируют.

Ограненные аметисты на рынке США оцениваются в 3—30 дол/кар при массе камней 5—15 кар и равномерной красно-фиолетовой окраске; цитрины той же массы стоят 1—10 дол/кар при золотистой и оранжевой окраске глубокого тона.

В СССР для уральских аметистов разработан ОСТ, согласно которому минимальным является размер 4X4X4 мм; эталоном высшего качества служат интенсивно окрашенные (фиолетовые и пурпурные) камни размером 15X15X12 мм. Для низких сортов допускается бледная и неравномерная окраска. К цитринам сорта I в СССР относят кристаллы размером 10X10x10 мм с бездефектной областью, составляющей от 75 до 100% объема, к сорту II — кристаллы тех же размеров, бездефектная область может составлять от 50 до 100 % объема.

Месторождения окрашенных кристаллов кварца связываются с пегматитами, гидротермальными образованиями и россыпями.

Месторождения, связанные с полостными (камерными, занорышевыми и миароловыми) *пегматитами*, являются комп-

лексным; наряду с окрашенными кристаллами КЕарца (аметистом, раухтопазом, морионом, цитрином) из них добывают топаз и другие драгоценные камни. В СССР месторождения данного типа известны в Средней Азии, на Урале и Украине. За рубежом пегматитовые месторождения окрашенных кристаллов кварца известны на Мадагаскаре, в Шри-Ланке, Бирме и других странах.

Гидротермальные месторождения имеют большое значение как источник высококачественного аметиста. Эти месторождения известны в СССР (Урал), Зимбабве (Мвакамбико), Бразилии (Гроту-до-Кошо) и других странах. Вмещающими породами гидротермальных жил с полостями и минерализованных зон служат граниты, кварц-хлоритовые и кварц-слюдистые сланцы, миндалекаменные базальты. А. В. Татаринцов отмечает, что аметистовая минерализация в ряде случаев приурочена к скарново-магнетитовым залежам. Образование аметиста связывается при этом с взаимодействием поверхностных захороненных вод и вулканогенных газовых эманаций.

Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи — главный источник аметиста в ЮАР, Уругвае, Бразилии; аллювиальные россыпи — существенный источник добычи аметиста в Шри-Ланке, Бирме и Бразилии.

БЛАГОРОДНЫЙ БЕРИЛЛ

Общие сведения

К благородным бериллам относятся изумруд, аквамарин, гелиодор, воробьевит, ростерит, биксбит, максис-берилл, обыкновенный берилл. Твердость берилла 7,5—8, сингония гексогональная. Берилл кислотостоек. Его формула $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$. В разновидностях установлены примеси железа, хрома, магния, натрия, лития, цезия, рубидия, а также марганца, ванадия, никеля, висмута, скандия, гелия и селена. Кроме того, в составе природных бериллов отмечается цеолитная вода, массовая доля которой может достигать 2,8% (обычно 1—2%). Вода удаляется из берилла при температуре 900—1200 °С.

К изумруды относят ярко-зеленую разновидность благородного берилла. Окраска изумруда обусловлена присутствием трехвалентного иона хрома, замещающего алюминий, но на окраску влияет также наличие железа, придающего изумруды желтые и голубые оттенки. Массовая доля хрома обычно колеблется от 0,15 до 0,60 %. В некоторых случаях (например, на месторождении Салинха в Бразилии) массовая доля хрома в изумруде составляет всего 0,065%, а ванадия 0,1—3%, в связи с чем полагают, что в данном случае зеленая окраска изумруда вызвана ванадием. В ультрафиолетовых лучах изумруд обычно дает красное свечение.

Совершенно прозрачные бездефектные кристаллы изумруда встречаются очень редко. Типичные дефекты: трещиноватость,

присутствие различных включений, неравномерность окраски. Минеральные включения в изумруде представлены обычно флогопитом, а также тальком, рутилом, актинолитом, турмалином, апатитом, эпидотом, известны и газовой-жидкие включения.

Аквамарин — кристаллы благородного берилла цвета морской воды (голубовато-зеленые, голубые и синие). Аквамарин не содержит щелочей и богат железом (обычно окисленным), с чем и связывается его окраска. На солнце аквамарин бледнеет — «выцветает». Ценные аквамарины небесно-голубой окраски получают преимущественно путем прокаливания желто-зеленого или зеленовато-голубого берилла.

Максис-берилл (или аквамарин-максис) — индиго-синий берилл с массовой долей Fe_2O_3 0,03 % и Be_2O_3 0,39 %, а также со следами меди и повышенным содержанием щелочей. Окраску максис-берилла объясняют наличием дырочных центров $[CO_3]^{2-}$.

К биксбиту относят яркие землянично-красные благородные бериллы; название не совсем удачное, так как известен минерал биксбиит ($Mg, Fe)_2O_4$.

Гелиодор — золотисто-желтый благородный берилл; окраска связана с наличием железа Fe^{+3} , характерен астеризм. Иногда к гелиодору относят и оранжевый берилл. При нагревании до 400 °С окраска может исчезнуть или перейти в синюю.

Воробьевит (морганит) — благородный берилл, имеющий густо- или светло-розовую, иногда розовато-фиолетовую, вишнево-розовую и красно-бурую окраску. В некоторых случаях розовые и красные кристаллы имеют желтоватый или оранжевый оттенок. В составе воробьевита установлены примесь марганца, повышенные массовые доли лития и цезия. На солнце воробьевит бледнеет.

Ростерит — бесцветный или бледно-розовый благородный берилл; минерал обогащен щелочами (натрием, литием, цезием). Значение ростерита как ювелирного камня невелико.

Под обыкновенным бериллом в ювелирном деле понимают желтые, желтовато-зеленые, салатно- и бутылочно-зеленые прозрачные кристаллы. Берилл обычно не содержит щелочей или содержит их мало (слабощелочная разность).

Многие разновидности благородного берилла, включая изумруд, в настоящее время получают синтетическим путем. Кроме того, путем облагораживания воздействием на желтые и желто-зеленые бериллы нейтронного или гамма-излучения или нагреванием в автоклавах) получают кристаллы со стойкой зеленой, голубовато-зеленой или голубой окраской.

Применение

Благородные бериллы в основном используют в ювелирном деле, применяя при этом преимущественно фасетную (ступенчатую, прямоугольную «изумрудную», «каре», «розой»), комби-

нированную и бриллиантовую огранки. Просвечивающие и непрозрачные изумруды с трещинами и включениями кабошонируют. Благородные бериллы имеют и техническое значение. Например, монокристаллы берилла после активации парамагнитными примесями применяют в сверхвысокочастотных усилителях. Они удовлетворяют требованиям к материалам, используемым в высокочастотных микроволновых лазерах.

Природные кристаллы изумруда в среднем составляют 2—5 см в длину и 1,0—1,5 см в поперечнике. Более крупные кристаллы встречаются редко. Например, в 1956 г. на месторождении Сомерсет (ЮАР) был добыт кристалл берилла массой 24 000 кар и размером 14X35 см. В Минералогическом музее им. А. Е. Ферсмана хранится крупный кристалл берилла густо-зеленой окраски и высокой степени прозрачности размером 6,5X12 см при массе 11000 кар («Кочубеевский изумруд»). В Колумбии добыт «Кристалл из Гачалы» массой 7025 кар, а в США — «Изумруд Стефансона» массой 1438 кар.

Технические условия обуславливают минимальные размеры кристаллов (блоков) — 2X2X2 мм. Показателем высшего качества камня является густо-зеленая окраска при диаметре зерен 20 мм и более. Допустимые для низких сортов дефекты — светлая окраска, мелкие трещины, единичные минеральные включения. Изумруд используется в качестве драгоценного камня с глубокой древности.

Экономические сведения

Изумруды добываются в Колумбии, СССР, Замбии, ЮАР, Пакистане, Индии, Бразилии, Танзании, Австралии. До середины 70-х годов примерно 90 % добычи изумрудов в развитых капиталистических и развивающихся странах приходилось на Колумбию (известные месторождения Музо, Коскуэс, Пеньяс-Бланкас). С 1974 г. начало эксплуатироваться и новое месторождение Якопи с наиболее высоким выходом ювелирного сырья. В 1973 г. в Колумбии было добыто изумрудов, пригодных для фасетной огранки, более 40 тыс. кар. Со второй половины 70-х годов большой популярностью стали пользоваться камни из Замбии (месторождение Мику). Много изумрудов несколько худшего качества стало поступать из Зимбабве и ЮАР. В 1976 г. добыча изумрудов в ЮАР составила 487 кг. С середины 70-х годов в Пакистане (месторождение Сват) добывается ежегодно около 10 тыс. кар. Огранка камней ведется в Индии, ФРГ, Великобритании, Израиле и других странах, добывающих изумруды.

Розничные цены в США на ограненные камни высокого качества следующие: изумруд массой 1—8 кар — от 250 до 7000 дол/кар; аквамарин массой 5—10 кар — 20—300 дол/кар; воробьевит той же массы — 10—100 дол/кар; обыкновенный берилл массой 5—15 кар — 2—25 дол/кар. В 1974—1977 г. добыча изумруда в Колумбии ориентировочно оценивалась в 25—75 млн. дол. После огранки цена камней возрастает во много раз.

Синтетические изумруды (при одинаковом качестве кристаллов с природными) оцениваются в 5—10 раз дешевле.

Основные формации

Ювелирные разности берилла образуются в эндогенных условиях в пегматитах, контактово-метасоматических гидротермальных месторождениях, в грейзенах, в гидротермальных (телетермальных) образованиях среди черных сланцев. Химическая и механическая стойкость кристаллов обуславливают возникновение различных типов россыпных месторождений.

Формация редко металлических пегматитов с полостями (миаролами, камерами, занорышами) имеет существенное значение для добычи ювелирного берилла и аквамарина, а также как источник гелиодора и воробьевита и очень редко — изумруда. Месторождения комплексные; на многих месторождениях ведущими являются не разновидности благородных бериллов, а морион, топаз, дымчатый кварц. Добывают также редкие металлы, ювелирные турмалины и сподумен.

Пегматитовые тела имеют форму жил, линз, трубообразную, округлоизометричную. Пегматиты имеют обычно зональное строение и кварцевые ядра. Полости с топазом и бериллом часто расположены под кварцевым ядром. Вмещающими породами пегматитов, содержащих изумруд, являются мафиты и ультрамафиты, а также биотитовые сланцы. Месторождения изумрудносных пегматитов известны в США (Старая Плантация) и Норвегии (Эйдсволл).

Для пегматитов с другими разностями благородного берилла вмещающими породами являются граниты (месторождение Байт в США), биотитовые гнейсы, амфиболиты (месторождение Оуру-Прету в Бразилии), кристаллические сланцы и мафиты (месторождения Пала-Чиф в США и Говернадор в Бразилии).

В ряде стран месторождения данной формации служат источником промышленных россыпей.

Формация бесполостных мусковит-редкометаллических пегматитов имеет небольшое значение. Из месторождений попутно с мусковитом и керамическим сырьем извлекают желтые, голубые, зеленые и бесцветные кристаллы благородного берилла. Обычно интерес в качестве ювелирного сырья представляют участки в крупных кристаллах берилла. Форма пегматитовых тел — жилы и линзы. Пегматиты зональные с кварцевым ядром. Вмещающими породами служат кристаллические сланцы, гнейсы, граниты. Месторождения известны в США (Стоунхем), СССР, Зимбабве и на Мадагаскаре.

Формация в комплексах железисто-магнезиальных слюдитов, развитых в зонах контактов ультрамафитов и гранитоидов, имеет большое значение как источник изумруда. В качестве попутных компонентов извлекаются александрит, берилл и другие минералы. Ультрамафиты обычно сильно изменены: серпентинизированы, оталькованы и местами переходят целиком в тальк-карбонатные, тальковые и актинолитовые породы

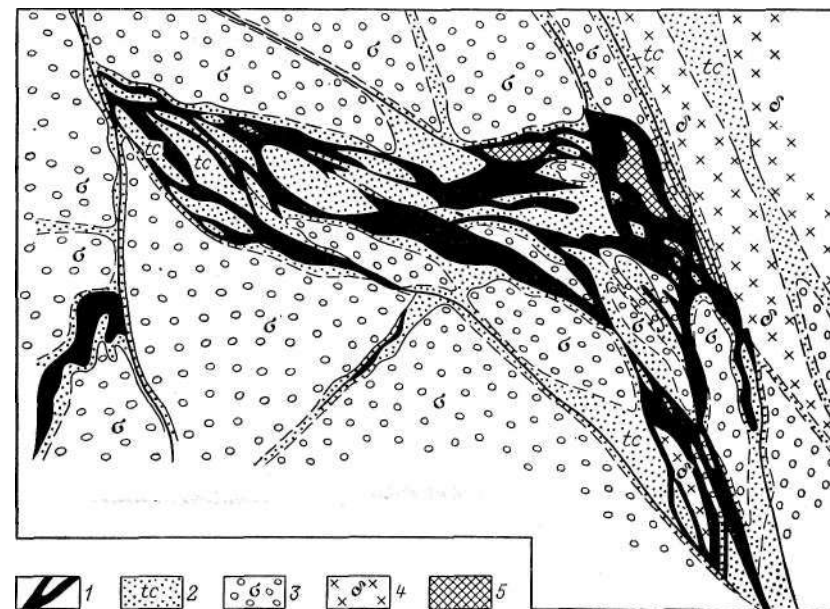


Рис. 21. Фрагмент строения слюдяного комплекса (по О. Е. Чижикю и З. В. Лекху):

1 — слюдяная жила; 2 — тальковые сланцы; 3 — ультрамафиты; 4 — щелочные породы; 5 — плагиоклазовые линзы

(рис. 21). Слюдиты развиваются в основном в зонах железисто-магнезиального метасоматоза преимущественно за счет гранитоидов (диоритов, гнейсов и других алюмосиликатных пород).

А. И. Гинзбург и А. А. Беус относят слюдиты к грейзенам мафитов и ультрамафитов, хотя по последним слюдиты развиваются ограниченно. Слюдиты представлены магнезиальными слюдами — флогопитом и биотитом.

Кристаллы изумруда на большинстве месторождений находятся среди слюдитов и слюдисто-хлоритовых сланцев. На месторождении Сват (Пакистан), по данным Ауранг Зеба, они развились в карбонат-тальковых и тальковых сланцах. Магнезиально-железистые слюдиты изумрудных месторождений формировались в основном за счет гранитоидов. Хром, входящий в состав изумруда, поступил из ультрамафитов, а бериллий — из гранитоидов. Форма рудных тел — жилы, обычно сложноветвящиеся, местами сгруппированные в сложные зоны. Мощность жил колеблется от 0,2 до 10 м, протяженность жильных зон составляет сотни метров.

Изумруд формирует призматические, реже уплощенные таблитчатые кристаллы: длина их в среднем 3—5 см. Размещение изумруда в рудных телах неравномерное.

Месторождения известны в СССР, Зимбабве (Сандавана, Мустард), ЮАР (Сомерсет), Индии (Раджгарх) и других странах.

Формация благородного берилла в грейзенах имеет небольшое значение. Грейзены сложены мусковит-топаз-кварцевым комплексом и локализованы среди лейкократовых гранит-порфиоров и аплитовидных гранитов. Из грейзенов добывают аквамарин, гелиодор, зеленый берилл. Длина кристаллов изменяется от 2 до 20 см. Формы рудных тел четковидные, жилые и линзообразные; протяженность рудных тел колеблется от десятков до сотен метров. Кристаллы ювелирного сырья приурочены к мелким полостям и гнездам в грейзенах. Наряду с разновидностями благородного берилла в полостях отмечаются и ювелирные голубые топазы. Полости часто выполнены глинистой массой.

Формация изумрудоносных черных глинистых сланцев и карбонатных пород имеет большое промышленное значение. Изумруд наблюдается в жилах, формирующих сложные жилы, в том числе штокверковые, зоны. Мощность отдельных жил изменяется от 0,1 до 20 см, протяженность достигает 60 м. Кристаллы изумруда длиной 2—3 см образуют скопления в полостях совместно с альбитом, пиритом, баритом, гетитом, кварцем, карбонатами.

К этой формации относятся широко известные месторождения Колумбии: Музо, Коскуэс, Чивор, Вего-де-Сан-Жоан и др. Черные глинистые сланцы обычно содержат много карбонатов. Карбонатные породы нередко обогащены углистым веществом. Вмещающие породы местами альбитизированы и рассечены кальцитовыми жилами и прожилками. Источником хрома служат как вмещающие породы, так и тела апоультрамафитов.

Месторождения этой формации известны в Бразилии (Баия) и Афганистане (Панджшер).

Формация элювиальных и элювиально-делювиальных россыпей имеет небольшое значение и россыпи-развалы этого типа отрабатываются в основном в начальную стадию эксплуатации коренных месторождений.

Элювиальные россыпи берилла известны на Мадагаскаре, элювиально-делювиальные с аквамагрином и другими драгоценными камнями — в Бразилии.

Формация аллювиальных россыпей имеет небольшое значение как источник изумруда, но существенное — как источник других разновидностей благородного берилла.

Россыпи с изумрудом известны в Зимбабве, Бразилии и Австралии. В Колумбии недавно открыты интересные россыпи с мелкими, но иногда уникального качества кристаллами изумруда. Россыпи с аквамагрином известны в Бразилии. Среди аллювиальных образований р. Марамбайи добыт кристалл аквамарина массой 110,5 кг. Россыпь на р. Жекитинья —

важный источник высококачественного ювелирного зеленого берилла, аквамарина и гелиодора.

ТУРМАЛИН

Турмалин $\text{Na}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_2[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$ в качестве примесей содержит Cr, Ti, K, V. Твердость турмалина 7—7,5; минерал обладает пирро- и пьезоэлектрическими свойствами; для цветных разновидностей характерен резкий плеохроизм.

Различают следующие разновидности турмалина: 1) шерл — черный (богат закисным Fe); 2) дравит — желтый, зеленый, коричневый, реже красный (обогащен Mg); 3) эльбаит — одноцветный, в том числе: ахроит — бесцветный, рубеллит — розовый и красный (примесь трехвалентного марганца), верделит — зеленый, индиголит — синий (окраска связана с Fe^{+2} и Fe^{+3}); обогащенный литием эльбаит может быть полихромным; 4) бюргерит — темно-бурый (богат оксидами Fe); 5) тсилазит — желтый (богат Mn); 6) хром-турмалин — изумрудно-зеленый (богат Cr); 7) лиддигоатит — коричневый, зеленый, красный, нередко полихромный (богат Ca и Li); 8) увит — коричневый, зеленый или бесцветный (богат Mg и Ca), является кальциевой разновидностью дравита. Известны также синева-фиолетовые турмалины.

Ювелирными разновидностями являются эльбаит, дравит, увит, тсилазит и лиддигоатит, реже шерл. Друзы шерла — коллекционный материал. При нагревании до 400 °C розовый турмалин обесцвечивается.

Турмалин гранат преимущественно в ступенчатой форме. Наиболее крупный кристалл рубеллита добыт в Бразилии (длина 1,45 м, ширина 30 см, масса 12 кг, оценивается в несколько миллионов долларов). В США добывались кристаллы ювелирного турмалина размером 25X10X10 см. В СССР добывались кристаллы рубеллита и верделита длиной 15—20 см при ширине 6—8 см.

Ювелирные турмалины добывают в Бразилии, США, СССР, Афганистане, Шри-Ланке, Индии, Намибии, Мозамбике, Танзании, Кении, Бирме, на Мадагаскаре. Производят и искусственные турмалины.

В США стоимость ограненных кристаллов турмалина массой 5—15 кар: рубеллит—10—300 дол/кар; верделит, индиголит и другие разновидности — 5—100 дол/кар.

Среди месторождений ювелирного турмалина известны пегматитовые, контактово-метасоматические, гидротермальные, метаморфогенные и россыпные.

Формация турмалиноносных миароловых гранитных пегматитов имеет большое значение, особенно при условии интенсивного развития клеветандит-лепидолитового замещающего комп-

лекса. Форма рудных тел — жилы, линзы, плиты. Минерализованные полости встречаются в раздувах и апикальных частях пегматитов, в центральных частях жил, иногда в висячем боку тел. Объем полостей изменяется от 0,3 до 10 м³ и более. Из пегматитов извлекают рубеллит, верделит, индиголит и другие ювелирные разновидности, в том числе полихромные. Длина кристаллов колеблется от первых сантиметров до 10 см при ширине 2—3 см. Вмещают пегматиты граниты, гнейсы, габбро, мрамор, кристаллические сланцы, кварциты, серпентиниты, перекристаллизованные алевролиты. Месторождения известны в Бразилии (Барра-де-Салинае, Турмалино, Итатийя и др.), США (пегматитовое поле Пала с месторождениями Турмалин-Кинг, Турмалин-Квин, Пала-Чиф и др.), на Мадагаскаре (Анжанабонуака, Махаритра, Манжака).

Формация турмалиноносных бесполостных гранитных пегматитов с развитым клевеландит-лепидолитовым замещающим комплексом имеет ограниченное значение как объект непосредственных разработок, но большое — как источник элювиальных и аллювиальных россыпей. Форма пегматитовых тел — линзы и плиты; турмалиноносные гнезда приурочены к зонам развития клевеландит-лепидолитового комплекса. Турмалин представлен верделитом, рубеллитом, индиголитом и полихромными разновидностями. Вмещают пегматиты кварц-слюдистые кристаллические сланцы и серпентиниты. Месторождения известны в Мозамбике (Алту-Лигонья), США (Ньюри), СССР.

Формация турмалиноносных плагиоклазитов и скарнированных зон в магнезиальных мраморах имеет небольшое значение как объект добычи, но существенное — как источник россыпей. По генезису формация может рассматриваться как переходная от гидротермальных образований к метаморфическим. Е. Я. Киевленко относит эти месторождения к пневматолит-гидротермальным. Форма рудных тел — жилы и линзы, мощность их 1—6 м, протяженность 10—150 м. Ювелирный турмалин образует вкрапленники в плагиоклазитовых ядрах. Тела ограничены тремолитовыми оторочками. Турмалин представлен медово-желтым, зеленым, коричневым и полихромным дравитом, а также увитом. Длина кристаллов колеблется от первых сантиметров до 10 см, ширина достигает 3 см. Месторождения известны в Бирме и Шри-Ланке.

Формация турмалиноносных кристаллических сланцев — источник элювиальных россыпей. Кристаллические сланцы, с которыми связан медово-желтый, коричневый, зеленый, красный и полихромный дравит, известны в Кении. По составу они кварц-мусковитовые. Длина кристаллов дравита достигает 10 см, ширина — 3 см.

Формации элювиальных и делювиально-аллювиальных и аллювиальных турмалиноносных россыпей имеют большое значение. Месторождения известны в Мозамбике, Шри-Ланке, Бирме, Бразилии и на Мадагаскаре.

БЛАГОРОДНАЯ ШПИНЕЛЬ

Благородная шпинель $MgAl_2O_4$ содержит примеси Cr, Zn, Fe, Mn, Ca, Ti. Твердость 8—8,25.

Выделяют следующие разновидности благородной шпинели: рубиновая — кроваво-красная; сапфировая — голубая; хлоршпинель — травяно-зеленая; плеонаст — темно-зеленая; альмандиновая — фиолетово-красная; ганношпинель — синяя; рубицелл — оранжево-красная и желтая; шпинель-балэ — розово-красная. Красная окраска шпинели обусловлена примесью Cr; синяя, бурая и зеленая — примесью Fe; фиолетовая и красно-бурая — примесями Cr и Fe.

В ювелирной промышленности наибольшим спросом пользуются красные разновидности шпинели.

Синтетическая благородная шпинель применяется не только в ювелирной промышленности, но и в качестве диэлектрического и оптического материала, а также для подложек при эпитаксиальном наращивании полупроводниковых пленок в интегральных электронных схемах. При синтезе ювелирной шпинели вредны примеси хромофоров: Mn, Cr, Fe, Co, Si. В ювелирной промышленности шпинель подвергают ступенчатой, бриллиантовой или комбинированной огранке. Кристаллы с астеризмом кабошонируют.

Месторождения благородной шпинели известны в Бирме, Шри-Ланке, СССР, Кампучии, Таиланде, Афганистане, Индии, Бразилии, Австралии и на Мадагаскаре. В США цена шпинели массой 5—10 кар составляет: рубицелл — 20—300 дол/кар; рубиновая шпинель — 10—200 дол/кар; хлоршпинель, альмандиновая, голубая — 5—100 дол/кар.

Месторождения благородной шпинели связаны с магнезиальными скарнами, а также с россыпями. В магнезиальных скарнах шпинель встречается совместно с рубином и клиногумитом, который также используют в качестве камнесамоцветного сырья.

В СССР месторождения шпинели в скарнах известны на Памире (Кухилал), а проявления — в Прибайкалье. Рубиновая шпинель Прибайкалья, по данным В. И. Левицкого и З. И. Петровой, содержит до 1,5% Cr_2O_3 , розовая и светло-сиреневая — 0,1—0,3 % Cr_2O_3 . Формирование скоплений шпинели в Прибайкалье происходило в условиях магнезиально-скарновой формации, возникающей при ультраметаморфизме доломитовых мраморов. Ультраметаморфизм протекал в условиях гранулитовой фации.

БЛАГОРОДНЫЕ ГРАНАТЫ

Состав гранатов отражается формулой $R_3^{2+}R_2^{3+}fSi_4O_{12}$, в которой $R^{2+} — Mg, Ca, Mn, Fe^{2+}$; $R^{3+} — Al, Fe^{3+}, Cr, Ti, V, Mn$. Твердость 8.

Выделяют две подгруппы гранатов: пиральспитовую и уграндитовую. К пиральспитовой подгруппе относятся пироп, альмандин, спессартин; к уграндитовой — уваровит, гроссуляр, андрадит. Хроматофоры в гранатах представлены ионами Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , Mn^{3+} , V^{3+} , Ti^{4+} . Хром придает гранатам яркую зеленую, красную и фиолетовую окраску, ванадий — зеленую, марганец — оранжевую и розовую, железо усиливает красные тона.

Пироп $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$ содержит 59,7—70 % пиропового минала, 9,4—22,5% альмандинового, 2,2—11,9% — уваровитового. Окраска пироба розовато-красная, пурпурная, вишневая, оранжево-красная. Два наиболее крупных кристалла пироба из Среднечешских гор имеют массу соответственно 633,4 и 468,5 кар. Чехословацкий пироп за высокие качества называют «богемский рубин». С. В. Грум-Гржимайло связывает окраску красных пиропов с ионом Cr^{3+} , чешских пиропов — с Mn^{2+} , а пиропов лилового цвета — с одновременным влиянием Cr^{3+} и Fe^{3+} .

Родолит — железистый пироп от бледно-розового до темно-розового цвета. Наиболее крупный кристалл родолита в США имел массу 43,3 кар.

Альмандин имеет теоретический состав $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$, однако реальные ювелирные альмандины состоят из альмандинового и пиропового миналов в примерно равных количествах. К альмандинам относят обыкновенный гранат (темно-красный до почти черного), фалум (красный с коричневым оттенком), сериям (фиолетово-красный), благородный гранат (красный с глубоким и чистым цветом бургундского вина).

Уваровит $Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$ обладает изумрудно-зеленым цветом, обусловленным наличием иона Cr^{3+} . Иногда уваровит называют «уральским изумрудом». Кристаллы уваровита обычно мелкие, в связи с чем он используется в основном в виде декоративных друз.

Гроссуляр имеет состав $Ca_3Al_2[SiO_4]_3$, в составе реальных гроссуляров присутствует часть андрадитового минала. Окраска гроссуляра в основном зеленая разных оттенков, что связывается с наличием иона Fe^{3+} . Светло-зеленый гроссуляр с ярким блеском называют «пакистанский изумруд». Разновидность гроссуляра, наиболее обогащенная железом, имеющая медово-оранжевую окраску, получила название гессонит, а разновидность гроссуляра, содержащую гидроксильную группу, называют гидрогроссуляр. Внешне гидрогроссуляр из США и

ЮАР напоминает ювелирно-подделочный жадеит, в связи с чем его и называют соответственно или аризонским (США), или трансваальским (ЮАР) жадеитом. Обычно гидрогроссуляр используется в виде агрегатов зерен бледно-розовой, серой или зеленой окраски. Зеленый цвет связывают с присутствием Cr , а розовый — с присутствием Mn .

Демантоид $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$ — благородная разновидность андрадита, окрашенная в травяно-зеленый цвет примесью Fe^{3+} и Cr^{3+} . Наиболее крупные кристаллы демантоида на Урале имели массы 252,2 и 149 кар. К разновидностям андрадита принадлежит и топазолит, имеющий золотисто-желтую или медово-желтую окраску. Демантоид и ювелирный топазолит подвергают фасетной огранке. Кроме того, друзы этих минералов представляют коллекционный интерес.

Меланит — черная разновидность андродита, меланит иногда используется в траурных ювелирных изделиях.

Спессартин $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$ имеет окраску от медово-желтой до желто-оранжевой и темно-оранжевой, иногда желто-коричневую. Окраска обусловлена наличием иона Fe^{3+} . Спессартин обычно представлен мелкими зернами, камни массой 5 кар являются уникальными. В спессартинах обычно характерна примесь альмандинового минала. Наиболее крупный кристалл имел массу 109 кар (Бразилия).

Ювелирные гранаты добывают в ЧССР, Индии, на Мадагаскаре, в Бразилии, США, СССР, Италии, ЮАР, Танзании, Кении, Пакистане, Шри-Ланке, Австралии, Бирме, Зимбабве и других странах. Цены на ювелирные гранаты на рынке США для камней массой от 1 до 10 кар, следующие: демантоид 100—1000 дол/кар; родолит 10—200 дол/кар; пироп и альмандин 5—80 дол/кар. При этом кристаллы демантоида должны иметь ярко-зеленую окраску с незначительным желтым оттенком, пироба — умеренно густую ярко-красную, родолит — розово-красную теплых тонов, альмандин — умеренно густую малиново-красную.

В СССР для кристаллов уральского демантоида ОСТ предусматривает минимальные размеры 1,5X1,5X1,5 мм; показателем высшего качества служит сочно-зеленая (травяно-зеленая) окраска при размерах зерен 3X3X3 мм и более. Для низких сортов допускается бледная окраска, желтый и коричневый оттенки, единичные минеральные включения.

Наряду с природными, в ювелирном деле, промышленности и науке широко используются синтетические гранаты (иттрий-алюминиевые, гадолиний-галлиевые, иттрий-железистые). Эти гранаты — перспективный матричный материал для лазеров непрерывного действия, также находят применение в качестве подложек для ферромагнитных пленок счетнорешающих устройств. Гадолиний-галлиевые гранаты внешне трудно отличимы от алмазов, их дисперсия выше, чем у алмазов, эти гранаты — прекрасный ювелирный камень. Очень широко

в ювелирной промышленности используют бесцветные и окрашенные иттрий-алюминиевые гранаты, их выращивают с массой кристаллов до 150 г.

Огранка ювелирных гранатов в основном фасетная — бриллиантовая, ступенчатая, иногда — розой, некоторые камни, например дефектные, кабошонируют. По данным М. Кужварта, ювелирные гранаты частично применяют для опор и механизмов часов и хронометров.

Месторождения гранатов известны эндогенные (магматические, пегматитовые, скарновые) метаморфогенные и экзогенные (россыпные).

Формация пиропоносных кимберлитов широко распространена. Зерна пироба имеют овальную, угловатую, уплощенную формы; размер зерен изменяется от первых миллиметров до 30 мм. Формация — важный источник пироба, извлекать который можно попутно с алмазом. Месторождения относят к магматическому типу. Месторождения известны в СССР (трубки «Мир»), ЮАР («Кимберли», «Де-Бирс»). Известны пиропоносные кимберлитовые трубки в США.

Формация пиропоносных базальтовых брекчий с обломками гранатовых перидотитов обладает существенными запасами пироба и является крупным источником его россыпей. Окраска пироба кроваво-красная, винно-красная, фиолетово-красная. Размер зерен обычно составляет первые миллиметры, иногда встречаются экземпляры диаметром 1–2 см. Массовая доля Cr_2O_3 в пиробе может достигать 6,85%. Наиболее известны месторождения базальтовых эруптивных брекчий Чехословакии (Лингорка, Бота). Они относятся к магматическому типу. Близки по условиям образования проявления пироба в Австралии, МНР (Хангайское нагорье) и СССР.

Формация гранатоносных редкометалльных пегматитов — источник ювелирных спессартина и альмандин, извлекаемых попутно с другими ювелирными камнями, а также источник гранатоносных россыпей. Пегматиты с ювелирным спессартином известны в Швеции, Мексике, США, Италии, СССР. Ювелирный альмандин находят в пегматитах США, Бразилии и на Мадагаскаре.

Формация гроссу ляроносных известковых скарнов — источник ювелирного гроссуляра и его россыпей. Месторождения известны в Танзании, Кении; известковые скарны содержат также и разновидность гроссуляра — гессонит.

Формация гидрогроссуляроносных габброидов известна в знаменитом Бушвельдском мафит-ультрамафитовом комплексе (ЮАР), ее следует относить к гидротермальным образованиям.

Формация уваровитоносных хромитовых залежей известна в СССР, США, Канаде, Финляндии, Норвегии, ЮАР. В СССР уваровит встречается, например, на Сарановском хромитовом руднике на Урале. Генезис уваровитовых щеток и отдельных

кристаллов, встречающихся в трещинах хромитовых тел, — гидротермальный и метаморфический (альпийские жилы).

Формация ультрамафитов с демантоидом и топазолитом является в основном источником россыпей этих гранатов, а также коллекционных щеток и друз. Генезис этих образований гидротермальный или метаморфогенный. Гранаты приурочены к трещинам в измененных (интенсивно серпентинизированных) ультрамафитах. Демантоид встречен в СССР, Италии и Южной Корее, а топазолит — в Италии, Швейцарии, СССР.

Формация альмандиноносных гнейсов и кристаллических сланцев — важный источник ювелирного альмандин и крупный источник россыпей. Месторождения известны в СССР, Индии, Шри-Ланка, США, Гренландии. Размер зерен альмандин колеблется от первых миллиметров до 20 мм (реже до 45 мм). Ювелирный гранат добывается вместе с абразивным, его массовая доля непостоянна. На месторождении Форт-Врангель (США) она составляет в среднем около 45 кг/т горной массы.

Формация родолитоносных гиперстеновых гнейсов известна в США. Ювелирный родолит находится здесь совместно с абразивным гранатом. Родолит США состоит из пиропового (две части) и альмандинового (одна часть) миналов.

Ювелирные гранаты коренных месторождений и различных гранатсодержащих пород — источник россыпей. Гранаты встречаются в эклогитах, кислых, основных и средних эффузивах, гранитоидах (особенно в тех, которые ассимилировали глиноземистые вмещающие породы) и ряде других пород.

Элювиальные и элювиально-делювиальные россыпи — важнейший источник пироба, ювелирного альмандин, демантоида и других гранатов. Крупным источником ювелирных гранатов (пироба, альмандин, демантоида) служат и аллювиальные россыпи.

ХРИЗОБЕРИЛЛ

Хризоберилл BeAl_2O_4 в качестве примесей содержит железо (до 1 % Fe_2O_3); кислотостоек; твердость 8,5.

К ювелирным разновидностям хризоберилла относятся александрит и цимофан, а также прозрачные кристаллы желтого и зеленого цвета. Для александрита характерна изменяющаяся окраска: изумрудно-зеленая при дневном свете, фиолетово-красная при освещении лампами накаливания. Установлено, что хромофором для александрита является хром (до 0,30 % Cr_2O_3), а для зеленовато-желтых и желтых кристаллов — железо. Цимофан — опалесцирующая разновидность хризоберилла. Форма огранки хризоберилла (кроме цимофана) — бриллиантовая, ступенчатая, комбинированная; цимофан кабошонируют.

В Шри-Ланка были найдены крупные кристаллы хризоберилла (187 кар) и цимофана (475 кар); в Бразилии в 1828 г. был добыт хризоберилл массой 8 кг.

Хризоберилл, в том числе александрит, встречается в редкометалльных бериллоносных пегматитах Бразилии, США и на Мадагаскаре. В СССР хризоберилл установлен в изумрудоносных слюдяных метасоматитах. В Бразилии александрит, желтый и зеленый хризоберилл и цимофан добываются также из аллювиальных россыпей. Из россыпей Шри-Ланки добывают цимофан.

Стоимость александрита массой 3–10 кар в США 100–5000 дол/кар.

ЭВКЛАЗ

Эвклаз (хрупик) $\text{AlBe}_3[\text{SiO}_4]\text{OH}$ отличается сильным блеском, хрупок, твердость 7. Совершенная спайность затрудняет обработку. Минерал окрашен в синий, синевато-зеленый, желтовато-зеленый, бледно-зеленый и голубой цвета, иногда бесцветен; по окраске нередко похож на бледные кристаллы аквамарина. Встречается в полостях редкометалльных бериллиеносных пегматитов, а также в гидротермальных жилах, грейзенах и россыпях. В связи с трудностью обработки в ограниченном виде используется редко, хотя и относится к весьма ценным камням. Чаще его используют как музейные экспонаты в виде отдельных кристаллов и друз. Месторождения известны в СССР, Бразилии, Зимбабве, Танзании, Индии (темно-голубые кристаллы).

БЛАГОРОДНЫЙ ДИОПСИД

Диопсид $\text{CaMg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ в качестве примесей обычно содержит Fe, Al, Cr, Mn, V, Na, Ti, иногда Zn, Ni, K, Sr, Ga, Li, Ba. Твердость 5–6. К ювелирным разновидностям относятся хромдиопсид, лавровит, байкалит, виолан, антохроит, желтый диопсид, окраска которых обусловлена присутствием различных хромов. *Хромдиопсид* («сибирский изумруд») — изумрудно-зеленый (0,2–3,5 % Cr_2O_3 , до 75 % Al_2O_3); *лавровит* — зеленый (до 4% V); *байкалит* — зеленый и голубовато-зеленый (Fe?); *виолан* — фиолетовый и голубой (Mn); *антохроит* — светло-розовый. Известны также шефферит (Mn), цинковый шефферит (Mn, Zn), джеферсонит (Zn, Mn, Fe).

Некоторые разновидности диопсида в связи с волокнистым строением отличаются переливчатостью (переливчатой игрой цветов), например зеленые хромдиопсиды из Бирмы с эффектом «кошачьего глаза». Иногда у густоокрашенных разновидностей проявляется дихроизм. Изумрудно-зеленая псевдоморфоза актинолита по диопсиду называется *смарagdит*.

Большинство разновидностей диопсида пригодно для кабошонирования; фасетной огранки преимущественно заслуживают хромдиопсид и некоторые желтые и бутылочно-зеленые диопсиды.

Желтые и зеленые переливчатые диопсиды известны в Бирме, хромдиопсид — в СССР, ЮАР, Финляндии (месторождение Оутокумпу), бутылочно-зеленая — в Италии, черные звездчатые — в Индии.

Отраслевым стандартом Мингео СССР установлены минимальные размеры блоков кристаллов хромдиопсида — 3X3X X3 мм. Показатель высшего качества сырья — размер блоков 5X5X4 мм и более при зеленой окраске. Для низких сортов допускается темно-зеленая густая окраска.

Среди месторождений и проявлений (спорадических источников) благородного диопсида выделяются магматические, гидротермальные и метаморфогенные.

Формация алмазоносных кимберлитов, среди которых встречается хромдиопсид, известна в ЮАР. Практическое значение месторождений этого типа в настоящее время ничтожно.

Формация хромдиопсида в ультраосновных-щелочных породах — ведущая для этого вида ювелирного сырья.

В СССР месторождения этой формации известны в Якутии. Диопсид-ортоклаз-вермикулитовые жилы с хромдиопсидом залегают среди дунитов, реже шонкинитов. Жилы имеют сложное строение и формируют рудные зоны протяженностью до 800 м. В жилах установлены следующие зоны (от краев к центру): диопсидовая; вермикулит-диопсидовая; диопсид-ортоклаз-вермикулитовая; вермикулит-ортоклазовая. Мощность диопсидовой зоны изменчива (0–10 м).

Диопсид формирует кристаллы диаметром до 50 см. Он прозрачен и имеет густой изумрудно-зеленый цвет. Иногда отмечаются зональные кристаллы (темно-бурые в центре, желтовато-зеленые в промежуточной зоне, темно-зеленые по периферии). Кристаллы диопсида сильно разрушены, трещиноваты. Бездефектные обломки имеют диаметр 2,5–3 см. В незначительных количествах ювелирный диопсид присутствует в вермикулит-диопсидовой и диопсид-ортоклаз-вермикулитовой зонах. На месторождении широко были развиты процессы древнего выветривания, с чем, очевидно, и связано развитие вермикулита, заместившего первичную железо-магнезиальную среду. Г. П. Пацкевич предполагает, что дробление диопсида связано с увеличением объема флагопита при вермикулитизации.

А. М. Корчагин относит хромдиопсид-слюдяные образования к метасоматитам, а Г. П. Пацкевич — к пегматитам.

Лавровит содержащая формация кварц-диопсидовых метаморфических пород служит источником лавровита. В Прибайкалье кварц-диопсидовые кристаллические сланцы содержат кроме кварца и диопсида кальцит и нередко зелено-голубой фторопатит. Диопсид в породах преимущественно белый, лавровит встречается в небольшом количестве в виде кристаллов диаметром 0,2–3 мм. Реже встречаются небольшие слои и слойки существенно лавровитовых пород, мощность отдельных слоев достигает 1,5 м. Агрегаты зерен лавровита достигают

в диаметре первых сантиметров. Из таких агрегатов были изготовлены кабошоны, которые по качеству близки к изделиям из жадеита: просвечивают, имеют ярко-зеленую окраску и зеркальную полировку. По мнению Л. З. Резницкого и А. В. Татаринова, источником ванадия, который впоследствии вошел в состав лавровита, служили вулканогенные продукты.

БЛАГОРОДНЫЙ СПОДУМЕН

Сподумен $\text{LiAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ в качестве примесей содержит Na, Cr, Mn, Fe, Ca, V, Ga, Ge. Твердость 6, 5, 7.

К разновидностям благородного сподумена относятся: кунцит — розовый до фиолетового (Мп), гидденит — изумрудно-зеленый (Сг); трифан — соломенно-желтый, желтовато-зеленый, бесцветный; нуристанит — голубой. Многие кристаллы, особенно бледноокрашенные, способны под воздействием солнечных лучей обесцвечиваться. Голубой нуристанит, например, переходит в бледно-лиловый кунцит. Под воздействием радиации розовый кунцит зеленеет.

Наиболее крупный кристалл кунцита (2200 г) хранится в США (Гарвард), а гидденита (3X0,6 см) — в Австрии (Музей натуральной истории в Вене).

Ювелирные сподумены добываются в США, Афганистане (месторождение Кулам), Бразилии, на Мадагаскаре (месторождение Анжанобиуана), в КНР, Бирме.

Цена обработанных камней кунцита с равномерной окраской глубокого тона массой 5—15 кар составляет в США 5—50 дол/кар.

Благородный сподумен добывается из полостных (миароловых и др.) пегматитов с отчетливо проявленным клевеландит-лепидолитовым замещаемым комплексом. Пегматиты имеют зональное строение. Протяженность пегматитовых тел колеблется от сотен метров до первых километров, мощность — от первых метров до десятков метров.

ТОПАЗ

Топаз $\text{Al}_2[\text{SiO}_4](\text{F}, \text{OH})_2$ в качестве примесей содержит K, Na, Ca, Mg, Fe, Cr и Ti, а также V, Ge. Твердость 8. Среди топазов ювелирных и музейных разновидностей в СССР выделяют следующие: мурзинский — изометричные кристаллы с хорошо развитой призмой (120) и пинакоидом (001); ильменский — бочонковидные кристаллы, преобладают призмы (ПО), пинакоид сужен рядами дипирамид (223) и (112); коростенский — пинакоид отсутствует, хорошо развиты призмы (ПО) и (120); шерловогорский — равномерно развиты призмы (ПО), (120) и (130) и диэдр (011).

Топаз имеет нежно-голубую, синюю, розовую, красно-фиолетовую, синевато-зеленую, винно-желтую и желтую; известны

бесцветные и зонально окрашенные разновидности. Зеленоватые топазы называют саксонскими хризолитами, винно-желтые — саксонскими топазами, красные (природной или искусственной окраски) — бразильскими рубинами, топазы Шри-Ланки — индийскими топазами. Некоторые топазы имеют неустойчивую окраску и выцветают на солнечном свете. Под действием радиоактивного облучения бесцветные топазы могут окраситься в янтарный или коричнево-оранжевый цвет.

Топазы обрабатывают бриллиантовой, ступенчатой или комбинированной огранкой. Наиболее крупный топаз (117 кг, 37X 82 см) добыт в Бразилии. На Украине добыты топазы «Александр Евгеньевич Ферсман» (2110 г) и «Золотое Полесье» (1850 г.). Крупными камнями в Алмазном фонде СССР считаются топазы размером 3,3x2,44-1,4X1,1 см. В прошлом в нашей стране топаз нередко называли «тяжеловес».

Наиболее известные месторождения топаза расположены в Бразилии, СССР, на Мадагаскаре, в США, Бирме, а также в Австралии и Шри-Ланке; месторождения топазов разрабатываются также в ГДР, Японии, Пакистане.

Ограненные топазы с равномерной окраской глубоких и теплых тонов массой 5—15 кар стоят в США: розовые — 20—250 дол/кар; голубые и оранжевые — 10—100 дол/кар. Согласно ОСТу, для украинских топазов минимальные размеры блока, пригодного к обработке, 2X2X2 мм. Показатель высшего качества — размер блока 15x15x12 мм и более при интенсивной — голубой, розовой и винно-желтой окраске камня. У низших сортов допустима бледная окраска.

Среди месторождений ювелирного топаза выделяются пегматитовые, гидротермальные, включая грейзеновые, и россыпные.

Формация топазоносных миароловых, занорышевых и камерных пегматитов имеет большое значение. Из месторождений этой формации добывают также морион, ювелирный берилл и турмалин. В ряде случаев основное значение имеет морион, а топаз и берилл извлекаются попутно. В других — главными полезными компонентами служат топаз и берилл (аквамарин, воробьевит и др.). Форма рудных тел — трубо-, жило-, линзо-, пласто- и штокообразная.

Пегматиты, как правило, зональные, присутствует кварцевое ядро, некоторые пегматиты зональные в раздувах. Встречаются крупные камеры с кристаллами ювелирного сырья, небольшие занорыши и миароловые пустоты. Вмещающие породы — граниты, гнейсы, амфиболиты.

Масса кристаллов топаза изменяется от десятков граммов до 20 кг (редко 100 кг и более). Месторождения известны в СССР, США (Антеро, Вайт), Бразилии (Оуру-Прету).

Формация топазо- и бериллоносных грейзенов имеет небольшое значение. Вмещающими породами служат лейкократовые гранитпорфиры и аплитовидные граниты. Рудные тела форми-

руют жилы с полостями, содержащими аквамарин, топаз, гелиодор. Месторождения известны в СССР.

Формация топаза в кислых эффузивах имеет гидротермальный генезис. Значение формации невелико. Топаз в виде светло-голубых, малиновых, винно-желтых и бесцветных кристаллов (1—20 см в поперечнике) наблюдается в минерализованных трещинах и других полостях в риолитах и кварцевых порфирах. Месторождения известны в США (Томас).

Формация элювиальных и элювиально-делювиальных топазоносных россыпей — главный источник ювелирного топаза. Наиболее известны месторождения Бразилии — Оуру-Прету, Вила-Рика и др. Россыпи данной формации известны в СССР и на Мадагаскаре.

ХРИЗОЛИТ

Хризолит (перидот) $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$ — прозрачная разновидность оливина, имеет зеленый цвет с различными оттенками (золотистым, фисташковым, травяным); известен хризолит табачного цвета. Окраска хризолита обусловлена закисным железом, а ее яркость и интенсивность связываются с наличием примеси никеля. Хризолит кислотостоек; твердость 6,5—7.

Обычные размеры зерен хризолита составляют 2—15 мм. В Алмазном фонде СССР хранится кристалл массой 192,6 кар и размером 5,2x3,5x1,1 см; он огранен комбинированным способом. Как правило, к хризолиту применяют ступенчатую и бриллиантовую огранку, а также кабошонировуют.

Для хризолитов Кугдинского месторождения в СССР разработан ОСТ, согласно которому минимальный размер качественного кристалла составляет 3x3x3 мм; допускаемые дефекты — бледная окраска; показатели высшего качества — ярко-желтый и золотисто-зеленый цвет и размер кристалла 8x8x6 мм и более.

Хризолит известен в АРЕ, СССР, США, Бирме, Австралии, Норвегии.

Среди месторождений хризолита известны магматические, карбонатитовые, метаморфические и россыпные.

Формация хризолитовых кимберлитов — важный источник хризолита, который извлекают попутно в процессе обработки алмазных руд. Зерна хризолита имеют овальную и удлиненную, иногда уплощенную форму. Диаметр зерен хризолита изменяется обычно от 2 до 16 мм, массовая доля хризолита составляет от 2 до 14 % от массы кимберлита. Месторождения известны в СССР, ЮАР (Де-Бирс) и Танзании (Мвадуи).

Формация хризолитовых щелочных оливиновых базальтов служит в основном источником промышленных россыпей, хотя в некоторых случаях (при агрегатных скоплениях хризолита в базальтах) может и сама являться объектом разра-

ботки. Хризолит образует зерна изометричной формы. Диаметр от первых миллиметров до 25 мм. Месторождения известны в США (Сан-Карлос и др.).

Формация хризолитовых метаморфизованных альпийских ультрамафитов относится к метаморфогенным (или пневматолит-гидротермальным, по Е. Я. Киевленко) и рассматривается как перспективный тип месторождений с высоким качеством сырья. В прошлом месторождения этой формации служили основным источником хризолита. На месторождении о. Зебергет (АРЕ) хризолит локализован в антигоритовых и хризолитовых прожилках в серпентинизированных дунитах и гарцбургитах. Средний размер кристаллов интенсивного травяно-зеленого цвета 2—4 см.

В СССР ювелирный хризолит встречен в Восточном Саяне в тальковых жилах, рассекающих ультрамафиты.

Формация комплексов ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов рассматривается как источник россыпей, а также мелких коренных месторождений спорадической добычи. Хризолит приурочен к клиногумит-флогопит-оливиновым жилам и линзам в дунитах в оливинитах и формирует зернистые скопления размером до 0,5x0,75x1,25 м в центральных частях жил и линз. Жилы и линзы в ультрамафитах объединяются в сложные штокверковые зоны. Месторождения известны в СССР (Кугдинское).

Среди *россыпных* скоплений хризолита установлены *элювиальные и элювиально-делювиальные*, которые имеют большое промышленное значение. Мощность россыпей изменяется от 0,2 до 4 м. Месторождение Сан-Карлос (США) связано с разрушением хризолитовых базальтов. Россыпи хризолита известны и в СССР.

Спорадически возможно извлечение хризолита и из *аллювиальных россыпей*. Известны небольшие проявления хризолита и в *пролювиальных россыпях*.

ИРИЗИРУЮЩИЕ ПОЛЕВЫЕ ШПАТЫ

К иризирующим полевым шпатам относятся ортоклаз, адуляр, санидин, альбит, олигоклаз, андезин, Лабрадор. Причина иризации бывает различна — наличие мельчайших антипертитовых вростков калиевого полевого шпата или включений гематита, магнетита, ильменита. Некоторые исследователи полагают, что причины иризации — тонкопластинчатое строение, полисинтетические двойники, скопления мельчайших трещин. Среди иризирующих полевых шпатов различают два вида: ювелирные — прозрачные лунные и солнечные камни; ювелирно-поделочные и поделочные — непрозрачные камни.

Лунные камни — прозрачные и полупрозрачные полевые шпаты с «холодной» (голубовато-серой и голубой) иризацией. Наиболее качественные камни имеют перламутровый слегка

бпалёсцирующи́и отлив, для них характерна цветовая игра в глубоких голубых и жемчужно-белых тонах. Лунные камни по составу относятся чаще всего к адуляру или альбит-олигоклазу (перистериту — от лат. *peristera* — голубь). Известны также лунные камни с эффектами «кошачьего глаза» или четырехлучевой звезды.

Солнечные камни — полевые шпаты, иризирующие в золотистых, ярко-желтых и красноватых тонах. К прозрачным солнечным камням относятся железистые санидины и полупрозрачные микроклин-пертиты и олигоклазы с очень мелкими включениями зерен гематита и гетита. К непрозрачным лунным и солнечным камням относятся иризирующие плагиоклазы, микроклин, микроклин-пертит.

Непрозрачный лунный камень беломорит — иризирующий в голубовато-серых, серых и сине-голубых тонах олигоклаз из пегматитов Карелии. Непрозрачные солнечные камни — иризирующие в розово-красных и светло-розовых тонах кристаллы микроклина, содержащие чешуйки гематита или слюды (Ильменский Государственный заповедник им. В. И. Ленина). Хорошей иризацией в синих, красных, голубых, зеленых, фиолетовых, бронзовых, желтых тонах обладает Лабрадор. Иризация его кристаллов связывается с пластинчатым (слоистым) строением. Например, канадский Лабрадор, по данным японского исследователя М. Ясуноре, слагается чередующимися слоями составов Ap_{45} и Ap_{55-60} . Иногда иризация Лабрадора обусловлена наличием мельчайших пластинок ильменита, магнетита, реже самородной меди.

Лучшие лунные камни известны в Шри-Ланке и Бирме, в Индии известны лунные камни с эффектом «кошачьего глаза», добываются лунные камни также в Швейцарии и Танзании. Солнечные камни известны в Демократической Республике Мадагаскар (железистые санидины с искристо-золотым отливом), Норвегии, США и других странах. В ряде случаев авантюресценция (иризация, связанная с зеркальным отражением лучей света от пластинок рудных минералов) обусловлена наличием пластинок гематита толщиной 50—500 нм.

Прекрасные кристаллы иризирующих лабрадоров известны на полуострове Лабрадор в Канаде. Лабрадор широко известен и в СССР (Житомирская обл., Хабаровский край) в коренных месторождениях и в валунах. Месторождения Лабрадора известны также в Австралии и Бирме.

Иризирующие полевые шпаты используются в качестве ювелирных и поделочных камней; из них делают кабошоны и полубкабошоны, ювелирно-галантерейные и сувенирные изделия. Цена иризирующих полевых шпатов высшего качества (просвечивающих, с интенсивной иризацией) на мировом рынке составляет 100—150 дол/кг, рядового сырья — 2—3 дол/кг.

Минимальный размер качественного карельского беломорита, согласно ОСТу Мингео СССР, 40X20X20 мм, показатели

высшего качества — белый и светло-серый цвет, интенсивная иризация по всей поверхности, минимальный размер 50X50X30 мм. Для низких сортов допускаются минеральные включения и мелкие трещины, не нарушающие монолитности (не более 10% поверхности камня).

Месторождения иризирующих полевых шпатов связаны с магматическим, пегматитовым и метаморфическим процессами, а также с россыпями.

Формации лабрадороносных анортозитов и габбро-анортозитовая и сиенитовая — ведущие источники ювелирно-поделочного Лабрадора. Формы тел полезного ископаемого — пластообразные, линзовидные, дайкообразные; мощность тел составляет десятки метров, протяженность — десятки и сотни метров. Кристаллы Лабрадора, непрозрачные или просвечивающие, обладают лабрадорисценцией (цветовая игра, связанная со «слоистым» строением кристаллов) или авантюрисценцией (световая игра, связанная с тончайшими включениями рудных минералов). Рудные тела представлены участками массивов габбро-анортозитов и сиенитов, имеющих крупно- и гигантозернистую структуру, иногда порфировидную. Месторождения известны в СССР (Головинское, Синий Камень), Канаде (Лабрадорская группа), Бирме (Могок). Горные породы, сложенные Лабрадором и другими минералами (пироксены, оливин, роговая обманка и др.), широко используются как высокодекоративный материал, а кристаллы Лабрадора имеют ювелирно-поделочное значение.

Лабрадороносная формация риолит- и гранитпорфиров имеет небольшое значение как источник иризирующего санидина (лунного камня). Санидин образует крупные молочно-белые порфиробласты с просвечивающими и прозрачными участками. Местами вкрапленники сливаются в крупнозернистые агрегаты, которые В. Келли и О. Брансон называют «пегматитами». Месторождения известны в США (Рэггу Маунтин, Спорлинг Галч, Блек Рейндж). Здесь кристаллы санидина имеют длину 1—20 см при ширине до 4 см. Внутренние части кристаллов прозрачные.

Формация редкоземельных пегматитов с солнечным камнем — главный источник ювелирных солнечных камней. Рудные тела формируют жилы мощностью в несколько метров при длине в десятки метров. Иризирующие полевые шпаты представлены ферриортоклазами и непрозрачными авантюриновыми микроклинами. Пегматиты зональны, иризирующие полевые шпаты связаны с блоковой зоной. Сростки кристаллов полевых шпатов отмечаются в занорышах, именно из полостей извлекают лучшие кристаллы.

Месторождения известны на Мадагаскаре (Итронги), в Норвегии (Бьёрдаммен) и СССР.

Формация беломоритоносных мусковит-полевошпатовых пегматитов имеет большое значение как источник ювелирно-поде-

лочных полевых шпатов. Рудные тела формируют пластообразные залежи и жилы мощностью 2—10 м и протяженностью 100—250 м. Ирризирующие полевые шпаты в пегматитах приурочены к графической, блоковой и апографической зонам. В Карело-Кольской пегматитовой провинции наряду с беломоритом встречается микроклин с эффектом авантюресценций.

Формация щелочных пегматитов с ирризирующими полевыми шпатами имеет небольшое значение. Рудные тела формируют жилы, дайки, штоки. Протяженность их изменяется от десятков метров до 150 м. Лунные и солнечные камни встречаются преимущественно в миароловых полостях и блоковой зоне пегматитов.

Месторождения известны в СССР (Карело-Кольская провинция, Урал).

Формация лунного камня в выветрелых кварц-полевошпатовых породах гранулитовой и альмандин-амфиболитовой фации метаморфизма имеет большое значение и служит главным источником ювелирного лунного камня. Форма рудных тел — пласто- и линзообразная.

Из месторождений добывают лучшие лунные камни ортоклазового состава с серебристой, жемчужно-белой и голубой иризацией. Ирризирующие полевые шпаты образуют крупные порфиробласт и линзовидные обособления в кристаллических сланцах.

Месторождения этого типа известны в Шри-Ланке (Думбара, Канди, Амбалангода) и США. Месторождения Шри-Ланки связаны с кондалитовой серией архея: гранат-кварц-силлиманитовые породы, гнейсы, гранатовые кварциты, кальцифиры и другие породы. Лунные камни приурочены к кварц-полевошпатовым породам гранулитовой фации метаморфизма (лептинитам), имеющим очковую структуру; при этом порфиробласты ортоклаза обтекаются кварц-полевошпатовой массой. Порфиробласты ортоклаза (диаметр 5—10 см) обладают интенсивной серебристой иризацией. Многие из них непригодны для огранки из-за многочисленных минеральных включений и обилия пустоток. Лунные камни имеют микро- или криптопертитовое строение (примесь альбита 30—40%).

Добыча ведется из нижних горизонтов коры выветривания (5—30 м от поверхности), где породы достаточно рыхлые, но в то же время сохранились нетрещиноватые ядра крупных порфиробластов.

Формация элювиальных россыпей с лунным камнем имеет большое значение и тесно связана с коренным источником, в частности с метаморфическими кварц-полевошпатовыми породами с порфиробластами ирризирующих ортоклазов (месторождение Амбалангода в Шри-Ланке).

Известны проявления лунного камня в *аллювиальных и делювиально-аллювиальных отложениях*, связанных с разрушением гнейсов, содержащих ирризирующий ортоклаз (США).

АМАЗОНИТ

Амазонит — разновидность микроклина зеленого или голубовато-зеленого цвета. Для амазонита характерно наличие пертитовых вrostков белого альбита, с которыми иногда связывают и особый шелковистый блеск амазонита. Степень триклинности амазонитового микроклина близка или равна единице (т. е. амазонит — максимальный микроклин). Для амазонита характерно также присутствие примесей свинца, рубидия, железа, цезия, галия (в 2—4 раза выше, чем в неамазонитовом микроклин). Зеленая окраска минерала связывается с замещением калия ионом Pb^{2+} с последующим переходом свинца в одновалентное состояние в связи с захватом электрона. Голубая окраска обусловлена переходом Fe^{3+} в Fe^{2+} . Если минерал прокалить до 300—500 °С, то окраска исчезает, но может восстановиться после облучения жесткими лучами. После прокаливания до 600 °С и выше окраска не восстанавливается.

Из амазонита делают различные ювелирно-поделочные изделия. Амазонитовые граниты используются в качестве декоративного облицовочного материала.

Месторождения крупнокристаллического амазонита и амазонитовых гранитов известны в СССР (Кольский п-ов, Урал, Прибайкалье, Украина, Средняя Азия, Центральный Казахстан), Бразилии (Сан-Мигуэль), Индии, США, Канаде, Демократической Республике Мадагаскар, Зимбабве и других странах.

Цена амазонита высшего качества (голубовато- и ярко-зеленого, просвечивающего, без пертитовых вrostков) в США — 10—20 дол/кг, рядового — 3 дол/кг.

Для Кольского амазонита ОСТ Мингео СССР предусматривает минимальные размеры блоков 40X20X20 мм, показатели высшего качества — минимальные размеры блоков 50x30X30 мм и более, ярко-зеленая и голубовато-зеленая окраска. Для низких сортов допустима неравномерная окраска и ожелезнение (не более 20 % поверхности камня).

Месторождения амазонита известны двух типов — магматического и пегматитового. К магматическим относится *формация амазонитовых гранитов*, пригодных для декоративной облицовки; к пегматитовым — *формации амазонитоносных редкометальных, редкоземельных и микроклинных пегматитов*. Месторождения амазонитовых гранитов имеют большое значение как источник ювелирного амазонита и известны в США (Резерфорд и Морфильд), на Мадагаскаре (Мандридрано и др.), в Зимбабве.

Редкоземельные амазонитоносные пегматиты — главный источник ювелирно-поделочного амазонита в СССР. Если для редкометальных пегматитов характерен амазонит без видимых пертитовых вrostков, то в амазонитах редкоземельных пегматитов такие вrostки альбита отчетливо наблюдаются.

Среди микроклиновых амазонитоносных пегматитов встречаются миароловые полости. Зональные пегматиты с многочисленными полостями известны в СССР. Месторождения Махабе и Соарно (Мадагаскар) — второстепенный источник ювелирно-поделочного амазонита. Амазонит здесь установлен как в зоне блокового пегматита, так и в полостях в виде друз. Неполнозональные пегматиты с отдельными щелеобразными полостями — основной источник коллекционных образцов друзового амазонита (месторождение Флоризант в США). Тела амазонитоносных пегматитов различных формаций имеют жило-, линзо- и плитообразную форму, мощность их изменяется от 1 до 20 м, протяженность составила сотни метров.

ДРУГИЕ ВИДЫ ЮВЕЛИРНЫХ КРИСТАЛЛОВ

В ювелирном деле используют различные кристаллы с декоративными свойствами и, как правило, повышенной твердостью: циркон, данбурит, цоизит, эпидот, апатит, диоптаз, фенакит, кианит, клиногумит, бенитонит, скаполит, родохрозит, рутил, везувиан, касситерит, сфалерит, андалузит, кордиерит, датолит, аксинит, амблигонит, виллемит и многие другие.

Ювелирный циркон — прозрачные бесцветные или оранжевые, розовые, коричневато-красные, соломенно-желтые, дымчатые, голубые и зелено-голубые кристаллы, часто имеющие специальные названия у ювелиров (жаргон — соломенно-желтый, старлит — голубой или зеленовато-голубой, гиацинт — красный, оранжевый, розовый и др.). Иногда циркон облагораживают (например, прокаливанием при температуре 900—1000 °С), при этом темно-зеленые до почти черного цвета цирконы значительно осветляются и приобретают голубовато-синий, золотистый или зеленовато-голубой цвет.

В связи с высокой дисперсией цирконы обладают сильной игрой света. Цирконы гранят бриллиантовой и бриллиантово-ступенчатой огранкой.

Ювелирный циркон формируется в основном в кимберлитах, щелочных высокоглиноземистых базальтах и щелочных пегматитах. Однако главный его источник — россыпи. В США ограненный гиацинт с массой 1—15 кар с равномерной умеренно густой окраской стоит 2—50 дол/кар.

Ювелирный данбурит — прозрачные бесцветные, бледно-желтые, темно-желтые, реже розовые кристаллы; при полировке приобретают алмазный блеск. Данбурит подвергают в основном ступенчатой огранке. Встречается данбурит в виде поздних генераций в данбуритоносных известковых скарнах, а также в пегматитах и грейзенах.

Ювелирный цоизит — бесцветные и окрашенные прозрачные кристаллы: голубовато-фиолетовый танзанит, розовый тулит, зеленый аниолит. При нагревании цоизит способен изменять окраску. В Танзании он встречается в пегматитах вместе с юве-

лирными бесцветным цоизитом, турмалином и другими минералами.

Ювелирный эпидот желтовато-зеленого и зеленого цвета встречается преимущественно в жилах альпийского типа, среди известковых эпидотовых скарнов и других пород.

Ювелирный апатит — прозрачные синие, фиолетовые, синевато-зеленые, желтые, голубые кристаллы. Ювелирные апатиты добывают преимущественно из пегматитов попутно с другими камнями. Красивые синие апатиты известны в Бирме, Бразилии, Шри-Ланке, фиолетовые — в ГДР, ЧССР, США, цвета морской воды — в Индии, с эффектом «кошачьего глаза» — в Шри-Ланке и Бирме; известны проявления ювелирного апатита в СССР. Кристаллы апатита подвергают фасетной огранке, а также кабошонируют.

Ювелирный диоптаз (медный изумруд, аширит) — яркоокрашенные изумрудно-зеленые кристаллы — встречаются в зоне выветривания эндогенной медной минерализации. Природные ограненные кристаллы являются прекрасным коллекционным материалом. Диоптаз обладает пирoeлектрическими свойствами. Может использоваться для имитации изумруда, но отличается пониженной твердостью (5).

Ювелирный фенакит — прозрачные винно-желтые, розовые, желтые, зеленовато-бурые и бесцветные кристаллы, пригодные для огранки. Фенакит добывают попутно с другими драгоценными камнями в пегматитах, грейзенах, гидротермальных и альпийских жилах. В СССР фенакит добывают попутно с другими минералами на месторождениях, генезис которых связан с контактово-метасоматическим процессом (не скарновым!).

Ювелирный кианит — прозрачные кристаллы синего, голубого, зеленого, фиолетового и розового цвета, а также бесцветные, пригодные для огранки. Ювелирный кианит сравнительно редок. Месторождения его связаны с альпийскими жилами, рассекающими кианитовые сланцы и гнейсы, а также — с россыпями.

Ювелирный клиногумит — прозрачные красновато-бурые, оранжевые, желтые, коричневые кристаллы, пригодные для огранки. В СССР он встречается в магнезиально-скарновых месторождениях благородной шпинели. Известен он и в хризотиловых жилах в комплексах ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов.

Ювелирный бенитонит — сапфиристо-синие, голубые и красные кристаллы, пригодные для ювелирных целей. Генезис — гидротермально-метаморфический, встречается в жилах натролита в роговообманковых сланцах (месторождение Сан-Бенито-Кантони в США).

Ювелирный скаполит — соломенно-желтые, зеленые и бесцветные кристаллы, пригодные для ювелирных целей. Известен скаполит фиолетового цвета (Мозамбик) и желтого (Танзания), а также с эффектом кошачьего глаза. Месторождения скапо-

лита приурочены к пегматитам, метаморфическим комплексам, скарнам. К скаполиту обычно применяют бриллиантовую и ступенчатую огранки, а камни с эффектом кошачьего глаза кабошонируют.

Ювелирный родохрозит в виде темно-красных зональных кристаллов, пригодных для огранки, известен в Перу, ЮАР, Аргентине и других странах. Генезис минерала гидротермальный.

Ювелирный рутил — красно-коричневые, иногда желтые кристаллы с алмазным или металлическим блеском, пригодные для огранки. Известен в метаморфических толщах (жилы альпийского типа и др.), а также в щелочных породах и россыпях. Рутил для ювелирных целей (имитации бриллиантов) получают искусственно.

Ювелирный везувиан (идокраз) — коричневые, зеленовато-желтые, бутылочно-зеленые, иногда изумрудно-зеленые кристаллы, пригодные для ювелирных целей. Везувиан встречается в известковых скарнах, массивах ультраосновных — щелочных пород и гидротермальных образованиях.

Ювелирный касситерит — прозрачные бесцветные, желтые и коричневые кристаллы с алмазным блеском, пригодные для огранки. Минерал встречается в пегматитах, гидротермальных жилах, россыпях.

Ювелирный сфалерит — крупные чистые кристаллы желтовато-коричневого цвета. Большая дисперсия и высокое светопреломление способствует применению минерала в ювелирном деле. Генезис сфалерита преимущественно гидротермальный.

Ювелирный андалузит — прозрачные кристаллы зеленого, красного, бурого и желтого цвета. Окраска прозрачных кристаллов в разных направлениях различна: зеленая, красная или бурая. После полировки кристаллов можно получить александритовый эффект. Андалузит образуется в условиях контактового метаморфизма, встречается и в россыпях.

Ювелирный датолит — светло-зеленые, реже красные, фиолетовые и желтые кристаллы, пригодные для огранки. Минерал встречается в известковых скарнах. Ювелирные разновидности известны в Австрии и США.

Ювелирный кордиерит — прозрачные кристаллы серовато-голубого, синего, сине-фиолетового, зеленовато-синего цвета. Встречаются разновидности с эффектом кошачьего глаза. Кордиерит образуется при метаморфизме в гнейсах и кристаллических сланцах, известен и в россыпях.

Ювелирный аксинит — бледно-голубые (при дневном свете) и бледно-фиолетовые (при искусственном освещении) кристаллы — добывают в Танзании. Известен аксинит гвоздично-коричневого, медово-желтого и темно-фиолетового цвета с сильным дихроизмом. Ювелирные разновидности известны в США, Канаде и других странах. Аксинит образуется в известковых скарнах, альпийских жилах, гидротермальным путем.

Ювелирный амблигонит (монтебразит) — бесцветные, бледно-розовые, желтые и голубые кристаллы встречаются сравнительно редко в пегматитах совместно с ювелирным турмалином и другими минералами.

Ювелирный виллемит — прозрачные синие кристаллы, пригодные для огранки. Известны разновидности с эффектом кошачьего глаза. Виллемит связан с зоной окисления цинковых месторождений, а также со скарновыми месторождениями цинка.

В качестве самоцветного сырья используют кристаллы пирита, имеющие красивую золотистую окраску. В торговлю нередко такие изделия поступают под названием марказитовых (данные Г. Смита). Кристаллы пирита поддаются огранке.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АГРЕГАТЫ И АМОΡФНЫЕ ВЕЩЕСТВА

ИНДУСТРИАЛЬНОЕ СЫРЬЕ

ГРАФИТ

Общие сведения

Графит — разновидность углерода гексагональной сингонии, вид симметрии L_6L_27PC . Твердость около 1. Структура кристаллов листовая. Расстояние между атомами углерода в слоях 0,141 нм, а между слоями 0,335 нм.

С особенностью строения кристаллической решетки графита связан ряд его важных для промышленности свойств. Для него характерна весьма высокая огнеупорность (3850 ± 50 °С). Графит химически инертен, реагирует с кислотами только в присутствии окислителей. Графит растворим в расплавленных металлах, электропроводен; электрическое сопротивление блоков крупнокристаллического графита колеблется от $9 \cdot 10^{-4}$ до $5 \cdot 10^{-4}$ Ом-см, мелкокристаллического — от $8 \cdot 10^{-4}$ до $20 \cdot 10^{-4}$ Ом-см. У графита низкая теплоемкость и высокая теплопроводность, гидрофобность графита учитывается при разработке схем обогащения руд. Для графита характерна высокая кроющая способность, обуславливающая пигментные свойства. Пластинки графита просвечивают при толщине 2 мкм. Теоретическая плотность графита составляет $2,22$ г/см³, обычно $1,9$ — $2,5$ г/см³. Графит жирен и пластичен. Пластичность увеличивается с уменьшением размера частиц.

Оценкой горючести графита является его способность выгорать на 3 % при определенных температурах. Например, этот показатель у чешуйчатого графита составляет 720 — 730 °С, у плотнокристаллического — 695 °С, у скрытокристаллического — 510 — 550 °С, у искусственного (полученного из антрацита) — 670 °С. В графитовых агрегатах обычны примеси биотита, мусковита, глинистых минералов, кварца, кальцита, полевых шпатов, пирита, органического углерода, битумов, воды и газов

(CO₂, CO, H₂, CH₄, SO₄, N₂). Количество сорбированных в графите газов обычно изменяется от 0,1 до 2 %. Примеси минеральных веществ при сгорании графита образуют золу, количество которой сильно колеблется и зависит от типов графитовых руд. В химическом составе золы установлены SiCб, Al₂O₃, TiO₂, FeO₃, CaO, MgO и другие компоненты.

Виды сырья

Среди природных графитовых руд по структурным особенностям выделяются разновидности явно- и скрытокристаллические; последние нередко неверно называются аморфными. К явнокристаллическим относятся руды со средней величиной кристаллов более 1 мкм. В группу явнокристаллических руд включены чешуйчатые и плотнокристаллические. В плотнокристаллических рудах кристаллы графита плотно прилегают друг к другу и ориентированы под разными углами. Такая структура затрудняет расщепление агрегатов и сдвиги при деформациях. Массовая доля графита в этих видах руд высокая (35—40 % и более). Среди чешуйчатых графитов по диаметру кристаллов выделяют крупночешуйчатые (0,1—5 мм) и мелкочешуйчатые (0,001—0,1 мм). Массовая доля графита в чешуйчатых рудах изменяется обычно от 2 до 15%, в исключительных случаях достигая 30 % (месторождения Норвегии).

Во флотационных концентратах массовая доля графита составляет 60 % и более, зольность 1—6%.

У скрытокристаллических графитовых руд диаметр кристаллов графита изменяется от 1 до 100 мкм. Массовая доля графита в месторождениях СССР составляет 50—90 % (в среднем 70 %), но отработывались и более бедные руды с массовой долей графита 20—40 % (в среднем 18 %).

Широко используются выветрелые чешуйчатые руды, в которых графит свободен от сростков с другими минералами, что облегчает процессы его извлечения из руд.

Кроме природного графита, в промышленности широко применяют его синтетические аналоги, специально получаемые из антрацита и нефтяного кокса, а также из отходов доменного производства.

Применение

Важнейшее промышленное свойство графита — огнеупорность. Графит используют для изготовления тиглей для плавки особых сталей, цветных и благородных металлов, а также для получения противопожарных красок и присыпок.

Графит применяют для изготовления смазочных материалов, черных карандашей, резины, в том числе токопроводящей, черных красок, тормозных прокладок, блоков и деталей ядерных реакторов и ракетных двигателей, щелочных аккумуляторов,

батарей, скользящих контактов, осветительных углей, сварочных электродов, подшипников, реторт, втулок сопел, форсунок, копировальной бумаги, синтетических алмазов, черной туши, обувной пасты и других изделий.

Графит используется как в виде концентрата, так и в естественном необогащенном виде (в основном высокографитовые скрытокристаллические руды).

При оценке качества графита учитывают наличие в его составе золы, а также других инертных вредных примесей: для тиглей — слюды, кальцита и сульфидов; для батарей — меди, железа, никеля и других металлов; для пигментного производства — сульфидов; для смазочных материалов — кварца, полевого шпата, сульфидов; для угольных щеток — абразивных материалов, меди и других металлов.

Скрытокристаллические графитовые руды Ногинского месторождения разделяют на три сорта: ГРН-13, ГРН-17, ГРН-22 (цифры указывают максимально допустимую зольность). Для сортов ГРН-13 лимитируется массовая доля железа (до 1,9 %) и серы (1 %). Влажность руд должна быть не выше 7,5 %, а максимальный размер кусков руды (в любом измерении) не более 400 мм.

Чешуйчатый графит Тасказганского месторождения разделяют на две марки: ТКЧ — для чугунолитейного и ТКС — для сталелитейного производств. Зольность марки 1 должна быть не более 60%, марки 2 — не более 75%; массовая доля влаги в графите обеих марок менее 2%; остаток на сите № 01 не более 10 % (ТКЧ) и 20 % (ТКС).

Плотнокристаллическая графитовая руда Ботогольского месторождения для получения электроугольного графита марки ЭУБА должна иметь массовую долю золы не более 65 %, а влаги до 5 %. В графите марки ЭУБА массовые доли компонентов должны составлять (% не более): зола 7; влага 0,5; оксиды 1,85; S 0,3; летучие компоненты 5. Керосиновысыхаемость графита ЭУБА должна быть не более 1,3 мг/л, насыпная плотность — 350—550 г/л.

К чешуйчатому графиту Завальевского месторождения, который используют для изготовления фрикционных металлокерамических материалов, предъявляются следующие требования: зольность не более 10 %, массовая доля влаги не выше 1 % (для марки МККЗ).

Для графита тигельного, используемого при изготовлении графитокерамических изделий, ГОСТ выделяет марки ГТ-1, ГТ-2, ГТ-3. Зольность их соответственно не более 7; 8,5 и 10%; массовая доля Fe в пересчете на FeO₃ не более 1,6% (для всех марок); массовая доля летучих веществ не более 1,5 % (для всех марок). Для графита кристаллического литейного, получаемого из графитовых руд и скрапа, установлены марки ГЛ-1, ГЛ-2, ГЛ-3. Марка ГЛ-1 применяется для покрытия рабочих поверхностей форм и стержней при получении отливок сложной конструкции, требующих особо чистой поверхности; марка ГЛ-2 — для изготовления красок, паст и припыла, используемых при получении отливок средней сложности; марка ГЛ-3 — для припыла при получении отливок, не требующих высокой чистоты поверхности. Максимально допустимая зольность у графита этих марок должна быть соответственно 13, 18 и 25%; влага не более 1 % (для всех марок).

Из скрытокристаллического графита, используемого в литейном и металлургическом производстве, получают концентраты марок ГЛС-1, ГЛС-2, ГЛС-3. Марки ГЛС-1 и ГЛС-2 используют для покрытия рабочих поверхностей форм и стержней при изготовлении отливок. В них также нормируется массовая доля золы. Например, для марки ГЛС-1 зольность должна быть не более 13 %, для ГЛС-2 — не более 17 %.

Графит элементный из чешуйчатых руд Тайгинского и Завальевского месторождений, который используют для первичных химических источников

тока, выпускают в виде марок ГЭ-1, ГЭ-2, ГЭ-3, ГЭ-4. В графите этих марок массовая доля меди должна не превышать 0,05%; зольность марок ГЭ-1 и ГЭ-3 не более 10; марок ГЭ-2 и ГЭ-4 не более 14 %.

Марка графита ГС-1 применяется для антифрикционных компонентов твердых смазочных покрытий, при изготовлении ядерных реакторов, механизмов космических кораблей, летательных аппаратов, а также для коллоидно-графитовых препаратов; марки ГС-2 и ГС-3 — в качестве ингредиентов электропроводящей резины, изделий порошковой металлургии, графитовых смазочных карандашей и паст, электропроводящих полимерных пленок; марка ГС-4 — для изготовления консистентных смазок для открытых шестерен прокатных станов, рессор автомобилей и других высоконагруженных узлов трения. Массовая доля зольности для графита этих марок не должна превышать соответственно 0,5; 1; 2 и 5 % • Д^{т*} марки ГС-1 ограничен выход летучих компонентов (не более 0,5 %) • Концентрация ионов водной вытяжки (рН) для всех марок должна быть в пределах 6—8,2.

Для графита, предназначенного для электроугольной промышленности, в зависимости от марок* зольность должна составлять (% , не более): марка ЭУЗ М 0,5; ЭУЗ И 5; ЭУЗ Ш 7; ЭУТ I 2; ЭУТ II 5; ЭУТ III 7; ЭУН 13. Массовая доля серы для указанных марок должна быть менее 0,2 % (для ЭУЗ М менее 0,1 %, для ЭУН менее 0,3 %) • Ограничивается также максимальная массовая доля железа (в %): большинство марок 1; ЭУЗ М 0,15; ЭУН 1,9; ЭУТ I 0,8. Максимальный выход летучих компонентов (в %): большинство марок 0,9; ЭУЗ М 0,5; ЭУТ I 0,6; ЭУН 2.

При изготовлении активных масс щелочных аккумуляторов используют как естественный обогащенный графит, так и графит, полученный из доменных скрапов. Для марок графита ГАК-1, ГАК-2, ГАК-3 ограничиваются максимальные массовые доли ряда компонентов (в %): зольность 0,5; 1; 2; ионы хлора 0,1 (для всех марок); железо 0,15; 0,5; 0,5. Величина рН должна составлять 6,5—9 для первых двух марок и 6,5—10 — для ГАК-3.

Для графита, используемого для производства карандашных стержней (марки ГК-1, ГК-2, ГК-3), зольность должна составлять менее 1; 3 и 5 %, а выход летучих — 0,5; 1 и 1 %.

В специальном малозольном графите, получаемом как путем обогащения руд, так и из доменных скрапов с последующей химической доочисткой, зольность должна быть не более 0,1 % (марка ГСМ-1) и не более 0,5 % (марка ГСМ-2).

Обогащенный графит марки ГСС используется в производстве сталей специальных сортов. Максимальные массовые доли компонентов в нем не должны превышать (в %): зола 10; сера 0,3; медь 0,1; фосфор 0,1; влага 1; выход летучих 1. Величина рН водной вытяжки допустима в пределах 5,5—8,5.

Коллоидно-графитовые растворы (марки Гракол-500, Гракол-1500 и др.) применяют для самосмазывающихся электропроводящих светопоглощающих покрытий на стекле, металлах и пластмассах. Водная суспензия высокодисперсного графита, стабилизированная декстрином «Градис В-51», используется для наружного электропроводящего покрытия. Водная графитовая смазка марки ОГВ используется для смазки инструмента и заготовки при обработке металлов давлением. Графито-восковая смазка применяется для смазки узлов, подвергающихся сухому абразивному износу (фиксаторы автомобилей, замки дверей и др.).

Коллоидно-графито-масляные препараты получают из естественного графита и термографита. При их изготовлении при-

* Буквы в марках обозначают: «М» — малозольный, «З» — завальевский, «Т» — тайгинский, «Н» — ногинский.

меняют минеральное масло, стабилизированное полугудроном. Эти препараты используются для смазки движущихся механизмов, для обмазки в стекольном производстве. Коллоидно-графитовые сухие препараты применяются для приготовления не только смазок, но и антикоррозийных покрытий, а также в качестве добавки пластификаторов при таблетировании компонентов клея для прорезиненных тканей, при изготовлении контактов и резисторов в радиотехнике. Коллоидно-водные графитовые препараты применяют в качестве смазки при вытягивании нитей тугоплавких металлов, в качестве смазки при цветном литье, в контактах и сопротивлении в радиотехнике.

Экономические сведения

Графитовые месторождения распространены достаточно широко, однако крупные месторождения известны в немногих странах. По данным Горного бюро США, мировая добыча графита в 1983 г. составила около 600 тыс. т: Мексика 35,5; Индия 3,5; Южная Корея 33; Австрия 25; Бразилия 20; Шри-Ланка 8; Норвегия 8. Большое количество графита добывается в СССР, КНР, СРР. В меньших масштабах добыча производится в Швеции, ФРГ, Канаде, ЮАР, Бирме. Данные по добыче графита в США и ФРГ не сообщаются. В Мексике и Южной Корее добывают кристаллический апокаменноугольный графит, в Шри-Ланке — исключительно высококачественный плотнокристаллический, а в Индии — в основном чешуйчатый.

Большое значение приобрел синтетический графит. Производство этого вида графита существенно в США, Индии, Швейцарии, Швеции. Новый метод его получения разработан в Японии.

В 1983 г. стоимость графита на мировом рынке составляла: кристаллический графит — 606 дол/т; мексиканский аморфный — 62 дол/т, графит из Шри-Ланки 1 275 дол/т.

По масштабу запасов месторождения графита делятся на крупные (более 10 млн. т), средние (1—10 млн. т) и мелкие (менее 1 млн. т).

Условия образования месторождений

Графит формируется при различных метаморфических процессах, в меньшей степени — при магматических и гидротермальных. Встречается графит и в пегматитах, но в настоящее время пегматиты не имеют промышленного значения из-за ограниченных запасов. Пегматиты могут служить источником коллекционного графита.

В гнейсах, кристаллических сланцах и мраморах графит возникает в условиях регионального метаморфизма за счет органических веществ исходных осадков (П. П. Пятницкий, Д. П. Сердюченко, И. В. Дубина, В. С. Веселовский и др.), что хорошо подтверждается данными по изотопии углерода. Как показали исследования О. Е. Иванцова и Г. А. Уженкова, в графите Завальевского месторождения $^{13}\text{C} = -2,0 \text{ — } -3,5\%$ (у углерода современных осадков эта величина составляет $-1,93 \text{ — } -2,62\%$).

Исходные осадки графитоносных гнейсов были в основном глинистыми. П. А. Двойченко и Н. С. Лаврович считают, что графитизация осуществлялась в результате пневматолит-гидротермальных процессов. Н. Н. Карлов связывал генезис гра-

фита с эманациями CO и CO_2 , возникающими при пегматитовом процессе. В. П. Бухаров и В. Б. Полянский полагают, что источником углерода для графита гнейсов Украины служили карбонатные породы, дегазация которых привела к выделению углекислоты, а из последней по реакции Будуара ($2\text{CO} \rightarrow \text{C}_0_2 + \text{C}$) возник графит.

Детальные исследования А. Ф. Коржинского, Г. П. Мамчура и В. А. Костина показали, что формирование графита в гнейсах — процесс весьма длительный и наряду с графитом, образовавшимся за счет органических веществ, некоторую роль может играть и более поздний графит, возникший локально в восстановительных условиях из глубинной углекислоты. По-видимому, следует отнести в область истории «карбонильную теорию» Е. Вейншенка и «карбидную» Е. Рышкевича. Согласно последней, углерод формировался при разложении ряда карбидов, в том числе карбида кремния ($\text{SiC}^* \pm \text{Si} + \text{C}$), при температуре 2000—2400 °С. Однако исходное органическое вещество может в известной мере перемещаться до стадии графитизации. Например, Н. П. Семененко и Г. В. Жуков считают возможным перегонку и переотложение углистых и битуминозных веществ при контактовом метаморфизме. При этом перегонка протекала по схеме: $\text{C}_n, \text{H}_m = \text{F} \pm \text{CH}_4 + (\text{я} - \text{х})\text{C} + (\text{л}/2 - 2\text{л})\text{H}_2$. При высоких температурах разлагается и CH_4 : $\text{CH}_4 + \text{O}_2 = \text{C} + 2\text{H}_2\text{O}$. При более низких температурах (ниже 800 °С) осуществляется реакция Будуара. При избытке водорода возможна реакция $\text{C}_0_2 + \text{H}_2 = \text{F} \pm \text{CO} + \text{H}_2\text{O}$ и затем $2\text{CO} = \text{C}_0_2 + \text{C}$. Процессы перемещения углерода в результате данных реакций — одна из причин неравномерного распределения графита в гнейсах. Однако, определяющее значение имеет исходная неравномерность распределения углерода в осадочных толщах.

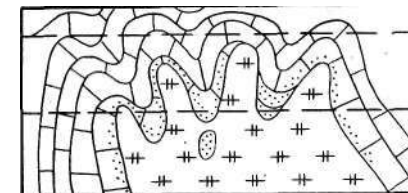
О. Е. Иванцев, В. А. Кушнирук и Г. А. Уженков отметили отрицательную роль магматизма в формировании скоплений графита. Например, в процессе мигматизации понижается массовая доля графита; она уменьшается в зонах с преобладанием гранитоидов над парагнейсами.

Дискуссионно происхождение залежей графита внутри интрузивов или в областях контактов интрузивов и вмещающих осадочных толщ, а также вообще явно эпигенетических залежей среди метаморфических толщ.

Графитовые залежи среди изверженных пород относят к магматическим или гидротермальным образованиям. В. С. Соболев полагал, что графитообразование на Ботогольском месторождении плотнокристаллического графита в щелочном массиве осуществлялось на постмагматическом этапе, а графит возникал по реакции Будуара. Б. М. Куплетский считает генезис графита пневматолитовым, а образование графита относит к этапу магматического расплава. Углерод в виде графита получился при восстановлении C_0_2 , освобождавшейся при ассимиляции магмой известняков.

Рис. 22. Схематический разрез экзо-плутоногенного месторождения графита (модель):

1 — щелочные породы; 2 — известняки; 3 — зоны развития графита; 4 — возможные положения уровня эрозионного среза



ЕЗ? ЕЭ2 ШШЗ ЕЗ*

В. П. Солоненко относит месторождения графита к гидротермальным. Источник углерода, по его мнению, органический — экстракция углеводородов из вмещающих щелочные породы известняков. По данным Р. В. Лобзовой, месторождения графита являются контактово-реакционными метасоматическими, причем промышленные залежи графита возникли в процессе фенизации карбонатных пород; углерод имеет органическое происхождение.

И. Ф. Романович считает генезис графита магматическим экзоплутоногенным. По его мнению, концентрация графита в залежи осуществлялась по мере продвижения фронта магматического замещения карбонатных пород и «оттеснения» рассеянного графита и углеродсодержащих веществ расплавом. При этом получает объяснение связь графитовых залежей с синклинальными структурами и ксенолитами (рис. 22).

В. П. Солоненко придает большое значение воздействию магматических процессов на первичное рассеяние органического вещества в осадочных породах. В прогретой под воздействием интрузий зоне углеводороды разлагаются с выделением углерода. Выделившийся углерод формирует графит. В процессе реакций снижается давление углеводородов в зоне прогрева, в связи с чем в эту зону мигрируют углеводороды из менее прогретых зон, т. е. происходит ретроградно-конденсационное накопление графита.

В ряде зарубежных публикаций высказывается оригинальная мысль о возможности концентрации графита путем его механического перемещения в области пониженного давления. При этом обращается внимание на исключительно высокую пластичность этого минерала. Так, Вейнар, рассматривая месторождения КНДР, пришел к выводу о том, что графит может мигрировать в «элементарном» виде. Его высокая химическая стойкость обуславливает предварительное обогащение графитсодержащих пород благодаря растворению ряда минералов под воздействием метаморфогенных («псевдогидротермальных», по З. Вейнару) растворов. Затем — на втором этапе — остаточный графит может быть перемещен и спрессован, что в конечном итоге приведет к формированию месторождения. Метаморфогенные растворы могут переносить графит в открытые трещины и зоны милонитизации, обуславливая формирование графитовых жил.

Г. Эрдош, исследуя генезис уникального месторождения Богала (Шри-Ланка), пришел к выводу о том, что графитовые жилы возникли здесь при многостадийном перемещении (проскальзывании) графита из вмещающих пород в рудные залежи, в зоны более низкого давления. Не все геологи разделяют эту точку зрения. Так, Д. Вадиа относит месторождение Богала к гидротермальным, отмечая при этом ассоциацию графитовых жил с пегматитами. Некоторые геологи считают происхождение месторождения Богала контактовым. К контактовым месторождениям относят и некоторые месторождения Канады.

Месторождения апокаменноугольного графита возникают в зоне контактов ископаемых углей и интрузивов (С. В. Обручев, В. П. Солоненко, В. П. Тебенков и др.). На Сибирской платформе графитизация углей осуществлялась под воздействием интрузивных траппов, а в КНДР и Мексике — гранитов. Т. В. Маринина и О. А. Кравченко полагают, что на Курейском месторождении графита угли испытали три этапа метаморфизма. На первом — региональном — формировались тощие угли и полуантрациты. На втором — контактовом — возникал графит. На третьем — постмагматическом — происходило частичное растворение графита и переотложение его в виде послойных прожилков в верхних частях пластов графита. На Ногинском месторождении графит возник непосредственно при контактовом метаморфизме, обусловленном внедрением мощного интрузива. И. К. Яковлев отметил в качестве условий графитизации — степень герметичности системы и длительность прогрева. Последнее зависит от размера интрузий. Температуры при контактовом воздействии интрузий на пласты углей оцениваются в пределах от 1250 до 700 °С.

На мексиканских месторождениях графита на контакте гранитов с ископаемыми углями отмечается следующая зональность: гранит — графит — кокс — антрацит — ископаемый уголь (третьичного возраста).

Процессы выветривания благоприятно влияют на качество графитовых гнейсов. Они вызывают их размягчение, чем облегчают разработку и переработку руд. Кроме того, при выветривании все чешуйки графита становятся несвязанными («раскрытыми»), что увеличивает полноту извлечения графита из руд.

Основные формации

Месторождения графита можно отнести к двум сериям: эндогенной и экзогенно-эндогенной. К эндогенной серии принадлежат следующие формации: 1) богатых руд плотнокристаллического графита в магматических породах, контактовых зонах этих пород, а также в зонах контактов этих пород, пегматитов и кварцевых жил с вмещающими породами; 2) вкрапленных руд чешуйчатого графита в гнейсах, кристаллических сланцах, а также мраморах и других метаморфических породах; 3) бога-

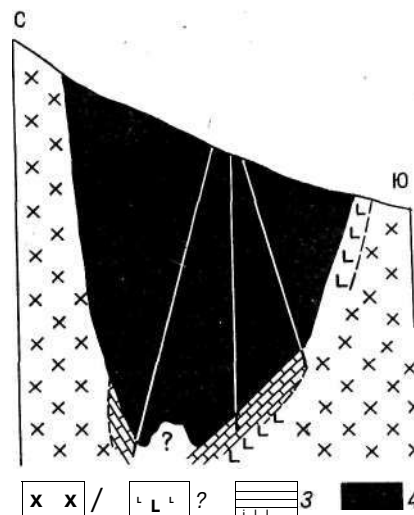


Рис. 23. Схематический геологический разрез Корнельевского штока Ботогольского месторождения графита (по И. И. Орешкину):
1 — нефелиновый сиенит; 2 — пироксен-нефелиновая порода; 3 — кальцитовая порода; 4 — графитовая руда

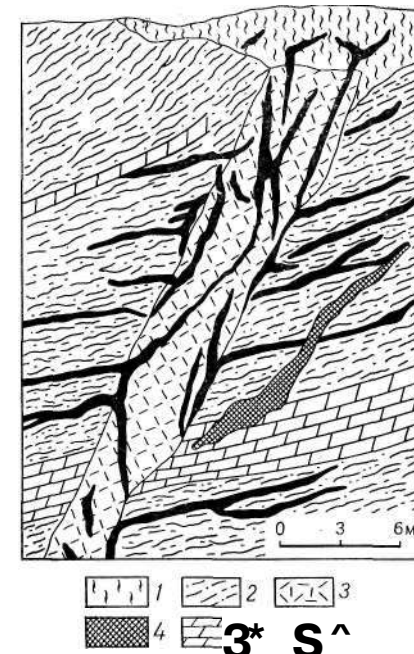


Рис. 24. Обобщенный разрез жильных месторождений графита в Шри-Ланке (по Д. Вадиа):
1 — латеритная шляпа; 2 — гнейсы; 3 — пегматиты; 4 — пироксениты; 5 — метадоломиты; 6 — жилы графита

тых руд апокаменноугольного графита. К экзогенно-эндогенной серии относится формация графитосодержащих выветрелых гнейсов.

Формация богатых руд плотнокристаллического и чешуйчатого графита развита ограниченно. Графитовые штоки, линзы, жилы, гнезда залегают среди щелочных пород (рис. 23), в зонах контактов габброидов и гранитоидов, а также среди гнейсов. Генезис месторождений сложный. В их образовании принимал участие и магматический, и контактово-реакционный процесс, а в некоторых случаях и механическое перемещение графита в локальные зоны с пониженным давлением. Источник же углерода, вероятно, в основном органогенный. Мощности графитовых жил изменяются обычно от долей метра до первых метров, а штоков и гнезд — от десятков сантиметров до десятков метров. Руды в этих месторождениях встречаются как исключительно богатые (60—98 % углерода), так и бедные, «пропитанные» силикатами (15—60% углерода); встречаются убогие руды (вкрапленные), в которых массовая доля углерода составляет всего 5—15%. На Ботогольском месторождении графит

ассоциирует с кальцитом, полевыми шпатами, канкринитом и другими минералами. Размер чешуек графита изменяется от первых микрон до первых миллиметров. Текстуры руд массивные, пятнистые, почковидные; в качестве примесей присутствуют кварц, кальцит, пироксен, апатит, пирит, иногда волластонит и тремолит. Преобладают плитообразные жилы, тяготеющие к зонам контактов пегматитов, гнейсов; некоторые жилы пересекают и сами пегматиты.

К этой формации относятся наиболее известные месторождения с высоким качеством руд — Богала в Шри-Ланке (рис. 24), Ботогольское и Тас-Казганское в СССР, Тэ-Ма в КНДР, Диллонские месторождения в США и ряд месторождений Индии и Канады.

Формация вкрапленных графитовых руд в гнейсах и других метаморфических породах, как правило, амфиболитовой и гранулитовой фаций регионального метаморфизма сравнительно широко распространена. Рудные залежи представлены в основном пластообразными телами и линзами. Мощность тел изменяется от первых метров до десятков метров, протяженность — от сотен метров до километров, массовая доля графита колеблется от 2,5 до 20%. В составе руд присутствуют кварц, слюды, полевые шпаты, хлорит, силлиманит, а также пироксены, кальцит, апатит, гранат, пирит и другие минералы. Карбонаты затрудняют процесс обогащения руд, в связи с чем их относят к вредным примесям вместе с сульфидами. Диаметр чешуек графита изменяется преимущественно от первых долей миллиметра до первых миллиметров.

Месторождения известны в СССР, Индии, Шри-Ланке, Австрии, ЧССР и многих других странах.

Формация богатых руд апокаменноугольного графита представлена в основном пластовыми залежами и линзами. Мощность рудных тел колеблется от десятых долей метра до 7 м. Текстура руд слоистая, плейчатая, брекчиевая, пористая. Размеры кристаллов графита в криптокристаллических агрегатах составляют 1—100 мкм. В руде совместно присутствуют криптокристаллический и чешуйчатый графит. Мелкие чешуйки минерала образуют скопления по слоистости (прослойки). Массовая доля чешуйчатого графита может достигать 35%. В рудах встречаются прослойки графитизированного угля.

Неграфитовые минералы в рудах обычно представлены очень мелкими зернышками и чешуйками, хотя в отдельных трещинках установлены выделения более крупных зерен кальцита, халцедона, цеолитов. В небольшом количестве встречаются пирит (в окисленных рудах до 0,1%, в первичных до 1,3%). Месторождения данной формации широко развиты в КНДР, Мексике, СССР. Они играют большую роль в мировой добыче графита. Среди месторождений по качеству руд выделяют две разновидности: богатые (50—90% графита); бедные (20—40% графита).

Формация графитосодержащих выветрелых гнейсов входит в состав формации графита в гнейсах и кристаллических сланцах. Выделение ее в самостоятельную структурную единицу связано с существенным отличием выветрелых руд от свежих. Форма залежей пластообразная и линзовидная, иногда усложненная в связи с сочетанием площадной и линейной кор выветривания. На Украине интересную зональность в связи с процессами выветривания руд на Завальевском месторождении охарактеризовали А. Д. Додатко, Н. Н. Ягичер и Н. Н. Карпенко. В верхней (рыхлой) зоне присутствует много глинистых минералов (гидрослюды, монтмориллонит, нонтронит, каолинит, гидрохлорит и др.). Полевые шпаты развиты незначительно в низах зоны. Состав руд (в %): графит до 10%; кварц 25%; глинистые минералы 50%; гидроксиды железа 10%; реликты гранатов и полевых шпатов до 10%. Чешуйки графита не формируют сростки (раскрыты), что обуславливает высокую обогатимость руд. Объемная масса руд 1,7—2,52 г/см³. В зоне встречаются окремненные и карбонатизированные разности. В верхах зоны среди глинистых минералов преобладает каолинит, чешуйки графита частично раздроблены и, возможно, окислены. Местами развиты вторичные кальцит, сидерит, гидроксиды железа. В низах зоны глинистые минералы представлены в основном гидрослюдами и монтмориллонитом. Чешуйки графита сохраняют форму и размеры.

Вторая зона представлена полурыхлыми рудами. Объемная масса руд 1,86—2,64 г/см³. Состав руд (в %): графит до 10; кварц 30—40; полевые шпаты 10—25; глинистые минералы 10—40; слюды (биотит и др.) 10—15; гранат, силлиманит и апатит до 10.

Третья зона сложена плотными рудами с объемной массой 2,42—2,98 г/см³. Состав руд (в %): графит 6—8; кварц 30—40; полевые шпаты 20—30; биотит и другие слюды 25—30; гранат, силлиманит, апатит, пирит до 10.

Таким образом, при интенсивном выветривании появляются и отрицательные для качества руд процессы: расчленение индивидов графита на части, частичное их окисление, развитие в рудах карбонатизации, окремнения и ожелезнения. В настоящее время на данном месторождении промышленное значение имеют только вторая и третья зоны.

КОРУНД

Корунд* обладает высокой огнеупорностью — его температура плавления 2050 °С. Среди коренных руд корунда выделяют две разновидности: собственно корундовые руды; наждаки.

* В данном разделе рассматривается корунд, используемый в абразивных и огнеупорных целях, благородные разности корунда охарактеризованы в разделе «Благородный корунд».

По особенностям минерального состава среди собственно корундовых руд выделяют корундовые плагиоклазиты и их измененные разновидности — марундиты; корундовые и мусковит-корундовые; андалузит-корундовые и корунд-андалузитовые; пирит-корундовые и гематит-корундовые; диаспор-корундовые и кианит-корундовые; корундоносные пегматиты сиенитовые и щелочные. Для марундитов характерен корунд-маргаритовый состав (с примесью биотита и плагиоклаза).

Наждаки — породы, состоящие из корунда, Маргарита, хлоритоида, магнетита, пирита, а также пирротина, диаспора, кальцита, серицита с примесью турмалина и апатита. Обычно наждаки имеют мелко- или среднезернистое строение. Массовая доля корунда в наждаках колеблется от первых процентов до 70 % (обычно 20—40%). Наждаки, в отличие от собственно корундовых руд, используют в качестве абразивов без обогащения. Корундовыми абразивами обрабатывают стекло и металлы, их используют в качестве высокоглиноземистой добавки в огнеупоры. Кроме того, корунд и наждак используют в качестве добавки к бетону, идущему для получения лестничных ступеней, что предохраняет их от излишнего истирания.

Корунд и наждак добываются в СССР, Индии, Зимбабве, Уругвае, ЮАР и других странах. Месторождения известны также в Канаде, Турции, Кении и США. Добыча корунда, по данным Горного бюро США, составила в 1981 г. (в тыс.т): Зимбабве 20; Индия 1,5; Уругвай 0,227; ЮАР 0,091. Стоимость корунда 198—206 дол/т.

В качестве заменителей абразивного корунда используют алмадин, ставролит, топаз и другие твердые минералы. В больших количествах получают различные синтетические абразивы, в том числе искусственный корунд, карбид кремния и многие другие.

Добыча абразивных гранатов составила в США в 1981 г. более 23,1 тыс. т. Абразивные гранаты добывают также в Аргентине, Шри-Ланке, Японии, Австралии, Испании, ЮАР, на Мадагаскаре, в Танзании. В Индии добывается ежегодно около 3,6 тыс. т этого сырья, в Австралии 65 т, Шри-Ланке 20 т.

Среди месторождений корунда выделяют следующие основные формации: 1) корундоносных пегматитов в щелочных породах и сиенитах (Канада, СССР); 2) корундовых плагиоклазитов и марундитов (СССР, ЮАР); 3) корунд-андалузитовая во вторичных кварцитах (СССР); 4) апобокситового наждака в карбонатных породах (Прииртяшская группа в СССР, Айдын в Турции); 5) апобокситового корунда в кристаллических сланцах (СССР); 6) наждака в мафитах (СССР); 7) элювиально-делювиальных и делювиальных россыпей (СССР).

Генезис месторождений ряда формаций дискусионен. Например, корундовые плагиоклазиты одни геологи (А. Е. Ферсман, В. С. Коптев-Дворников и др.) рассматривали как десилицированные на магматическом этапе гранитные пегматиты.

Д. С. Коржинский полагает, что десиликация происходила контакто-метасоматическим путем в процессе десилпкации даек гранитоидов в твердом состоянии под влиянием гидротермальных растворов.

Месторождения абразивного граната относятся преимущественно к метаморфическим (комплексные алмадин-кианит-мусковитовые месторождения) и россыпным (прибрежные россыпи Австралии).

Ведущими странами по добыче абразивного граната являются США, Индия, Австралия. Значительные месторождения граната известны в СССР. Месторождения ставролита в песках известны в США, Индии и других странах.

ЦЕОЛИТЫ

Цеолиты обладают целым рядом ценных для промышленности свойств. Еще до открытия крупных месторождений этих минералов в ряде стран, включая СССР и США, были построены предприятия по выращиванию синтетических цеолитов. Но и после создания сырьевой базы природных цеолитов продолжается синтез ряда цеолитов, особенно тех, которые в природе не известны. Группа природных цеолитов включает около 40 минералов, группа синтетических — более ста.

Свойства цеолитов обусловлены особенностью их строения. Кремнекислородные тетраэдры, слагающие минералы этой группы, формируют четырех-, пяти-, шестичленные и более сложные кольца. Часть атомов кремния в тетраэдрах может замещаться алюминием. В обобщенном виде формула цеолитов имеет следующий вид: $T_x^{3+}Si_{i-x}O_2(M^{2+}, 2M^+)_x(H_2O)_n$, где $T^{3+}—Al^{3+}$ (частично Fe^{3+}); $M^{2+}—Ca^{2+}, Sr^{2+}, Ba^{2+}, Mg^{2+}$, реже $Fe^{2+}, M^+—K^+, Na^+, Li^+$.

Ведущее промышленное значение имеют следующие природные цеолиты:

Клиноптилолит $Na_4(AlO_2)_5(SiO_2)_{30} \cdot 24H_2O$
 Морденит $Na_8(AlO_2)_8(SiO_2)_{40} \cdot 24H_2O$
 Эрионит $(Mg, Ca, Na_2, K_2)_{45}(AlO_2)_9(SiO_2)_{27} \cdot 27H_2O$
 Шабазит (хабазит) $Ca_2(AlO_2)_4(SiO_2)_9 \cdot 13H_2O$

Меньшую роль играют:

Гейландит $Ca_4(AlO_2)_8(SiO_2)_{28} \cdot 24H_2O$
 Филлипсит $(Ca, K_2, Na_2)_3(AlO_2)_{16}(SiO_2)_{22} \cdot 20H_2O$
 Анальим $Na_{16}(AlO_2)_{16}(SiO_2)_{32} \cdot 16H_2O$
 Ферьерит $Na_{16}Mg_8(AlO_2)_{87}B(SiO_2)_{303} \cdot 18H_2O$

Цеолиты с неясным промышленным значением:

Ломонтит $Ca_4(AlO_2)_4(SiO_2)_{10} \cdot 16H_2O$
 Натролит $Na_{16}(AlO_2)_{16}(SiO_2)_{24} \cdot 16H_2O$

Цеолиты обладают высокими адсорбционными, каталитическими, ионообменными и молекулярно-ситовыми свойствами, а также способностью к регенерации и катионному обмену.

Очень важна возможность целенаправленного изменения их свойств после обработки растворами кислот, щелочей и солей. Например, несложная кислотная обработка повышает сорбционные качества природных цеолитов, приближая их к более дорогим. Кислотная обработка может привести к деалюминированию клиноптилолита (без нарушения каркасного строения), что приводит к расширению входных «оконов» (в пределах размеров микропор). У деалюминированного клиноптилолита повышается адсорбция по отношению к парам воды и бензола (преимущественно при низких давлениях). Декатионирование клиноптилолита повышает поглощение оксидов азота. Сорбционные свойства цеолитов резко возрастают после их обезвоживания — удаления цеолитной воды. Эта вода может легко быть возвращена (например, из влажной атмосферы). При поглощении воды выделяется тепло.

Большое влияние на свойства цеолитов оказывает размер «оконов» (в нм): морденит 0,67x0,17; клиноптилолит 0,41x0,62; шабазит 0,37x0,42; эрионит 0,36x0,52; анальцим 0,26. Объем пор у цеолитов составляет 10—50 % объема кристалла.

По устойчивости к растворимости в однонормальной соляной кислоте выделяют следующие группы цеолитов: 1) высокоустойчивые (в раствор не переходят каналы катионы и ионы алюминия и кремния)—морденит и ферьерит; 2) устойчивые (в раствор переходят ионы алюминия, катионы и незначительное количество кремния) — клиноптилолит, гейландит, десмин; 3) малоустойчивые (каналы катионы и ионы алюминия полностью переходят в раствор)—филлипсит, эрионит, шабазит; 4) неустойчивые (растворяются без остатка)—натролит.

Морденит, шабазит, эрионит, клиноптилолит и ферьерит неустойчивы к действию высоких температур, агрессивных сред и ионизирующего излучения (Н. Ф. Челещев и др.).

Обычно цеолитовые руды используются без обогащения, промышленное значение преимущественно имеют месторождения с массовой долей цеолитов более 50%. Однако в СССР, США и других странах разрабатываются и методы обогащения цеолитового сырья.

Одна из важнейших областей применения цеолитов — очистка отходящих газов металлургических и химических предприятий от вредных примесей, которые при этом могут перейти в категорию попутно извлекаемых полезных ископаемых. Например, сорбированные цеолитами оксиды серы из газов цветной металлургии могут быть использованы для получения серной кислоты. Большое значение имеют цеолиты и для обезвоживания различных газообразных соединений: природного горючего газа, воздуха, азота, фреона, брома и др. Сушка понижает агрессивность газа по отношению к трубам. Кроме того, при транспортировке «сырого» газа в условиях низких температур на стенках труб выделяется лед.

Высокой эффективностью обладают цеолиты при очистке сточных вод бытового и производственного происхождения, в том числе от аммонийного азота и радиоактивных элементов.

Цеолиты используют как катализаторы при синтезе различных веществ (крекинг нефти и др.), а также при дигидрировании пропана, демитилировании толуола, дегидратации спиртов, окислении этилена. С помощью цеолитов можно извлекать металлы из подземных и рудничных вод. Способность цеолитов к сорбции газов используется для создания глубокого вакуума. Катионообменные свойства цеолитов позволяют применять их в качестве пермутитов для смягчения воды. С помощью цеолитов отделяют воздушный азот от кислорода, повышают массовую долю кислорода в воздухе, осветляют соки, вина, минеральные масла, пищевые жиры.

Большое значение имеют цеолиты для сельского хозяйства: они применяются как подкормка, которая заметно повышает продуктивность и снижает заболеваемость скота и птицы, а также в качестве дезодорантов (поглотители газов с неприятным запахом) в животноводстве и рыбководстве. Примесь цеолитов препятствует слеживаемости минеральных удобрений и предохраняет их от интенсивного выноса дождевыми и тальными водами. Цеолиты улучшают свойства почвы, способствуя сохранению в ней влаги.

Цеолиты применяют и как наполнитель бумаги, в качестве гидравлических добавок в производстве портландцемента, для нейтрализации кислых почв, в качестве упаковочного материала и наполнителя резины и пластмасс и в ряде других областей, причем области их использования постоянно расширяются. Недаром некоторые специалисты полагают, что XXI в. будет «веком цеолитов». Высокоглиноземистые цеолиты (натролит, анальцим, томсонит) рассматриваются как потенциальный источник получения глинозема. Природные цеолиты используют и при синтезе некоторых искусственных цеолитов. Синтетические-цеолиты, по данным Р. Бэрэ, применяются при получении ракетного топлива, биологически разрушающихся моющих средств и в ряде других областей.

А. С. Михайлов, А. И. Буров, Г. В. Гвахария, И. Х. Петров считают, что в условиях захоронения осадка в морских или озерных бассейнах с нормально-морской, осолоненной или пресной водой замещение туфогенного материала цеолитами наступает на стадии позднего орогенеза без участия гидротермальных растворов. В. Г. Гогишвили полагает, что месторождения Закавказья в одних случаях возникли чисто гидротермальным путем — при участии «отработанных» на глубине гидротермальных растворов, в других — гидротермально-диагенетическим. Г. С. Авакян — сторонник генезиса цеолитов только на стадии диагенеза с участием подводных гидротермальных растворов.

А. ИидЖима и М. Утада установили в цеолитовых вулканогенно-осадочных формациях Японии следующие зоны (от поверхности до глубины около 5 км): 1) кислого вулканического стекла с опалом и монтмориллонитом; 2) клиноптилолит-морденитовая с опалом и монтмориллонитом; 3) анальцим-гейландитовая с адуляром (альбитом), халцедоном, хлоритом, монтмориллонитом; 4) анальцим-ломонитовая с вайрацитом, хлоритом, коренситом; 5) альбитовая с адуляром, эпидотом, пренитом, кварцем, хлоритом, серицитом. Зональность отражает уменьшение гидратации минеральных ассоциаций, уменьшение массовой доли SiO_2 и возрастание плотности цеолитов и других силикатов и алюмосиликатов с глубиной.

Гидротермальные месторождения приурочены к зонам разломов в туфах различного состава, а также развиты в районах современной вулканической деятельности (например, на Курильских островах). По данным С. И. Набоко, цеолиты образуются при температурах 100–200 °С и небольшом давлении, при pH 6–8 и минерализации 1–4 г/л. При повышенных температурах возникают маловодные цеолиты — ломонит и вайрацит, при пониженных — клиноптилолит и морденит.

Цеолиты широко развиты и в осадочных толщах, однако концентрация их там обычно невелика (10–20 %). В современных осадках океанов цеолиты широко распространены (филлипсит, клиноптилолит, натролит, томсонит и др.). Местами, например в пелагических красных глинах, массовая доля филлипсита достигает 70%. В метаморфизованных породах цеолитов мало.

Месторождения цеолитов известны в СССР, США, Японии, ВНР, НРБ, на Кубе, в СФРЮ, Италии, Франции и ряде других стран. Существенное количество цеолитов получают синтетическим путем. Добыча природных цеолитов, не подвергающихся обогащению, обходится примерно в 100 раз дешевле, чем производство синтетических; при обогащении эта разница уменьшается (в США, например, в пять раз).

Мировая добыча цеолитов составляет сотни тысяч тонн. Ведущими странами по добыче являются США и Япония. Разработка цеолитов ведется также в НРБ, ВНР, СССР, Италии, СФРЮ, Мексике, ФРГ. Стоимость цеолитов в Японии 50–200 дол/т.

А. С. Михайлов предложил следующую группировку месторождений цеолитов по масштабу запасов: крупные (более 100 млн. т), средние (10–100 млн. т), мелкие (менее 10 млн. т).

Цеолиты возникают в различных природных условиях при магматических, гидротермальных, метаморфических и осадочных процессах. Однако промышленное значение имеют лишь вулканогенно-осадочные и гидротермальные месторождения. Крупные месторождения высокосортных цеолитов возникают при изменении пирокластического материала. При этом, как подметил Р. Хей, установлена прямая зависимость между мас-

совой долей БЮг в цеолитах и в вулканических туфах. По туфам риолитового и дацитового состава развиваются клиноптилолитовые и морденитовые цеолиты, по туфам более основного состава — филлипсит, анальцим, десмин.

Среди стратиформных осадочно-диагенетических месторождений цеолитов преобладают относительно молодые, связанные с кайнозойскими и мезозойскими комплексами пород. К-Е. Коледзниковым впервые в СССР выявлены и охарактеризованы месторождения, связанные с позднедевонскими-раннекаменноугольными толщами в Якутии (Хонгуруу и др.).

В зоне гипергенеза иногда устанавливаются изменения в составе цеолитовых пород. Так, по данным В. Г. Гогишвили и других геологов, на Дзегвском месторождении в Грузии в верхних зонах коры выветривания повышаются пористость и массовая доля цеолитов в связи с вымыванием примеси монтмориллонита из цеолитовых пород поверхностными водами. По данным Л. Рейеса, на месторождении Тасахерас (Куба) выше уровня грунтовых вод цеолиты богаты кальцием, а ниже — натрием.

Формация цеолитов, связанная с разрывными нарушениями в толщах туфов и туфобрекчиях кислого, среднего, реже основного состава, имеет небольшое промышленное значение. Тела цеолитовых пород имеют пласто-, линзообразную и неправильную форму. Мощность их колеблется от нескольких метров до десятков метров, протяженность — от десятков до сотен метров. Качество сырья разное — от низкого (бедные руды) до высокого. Руды сложены шабазитом, клиноптилолитом, морденитом; иногда в заметном количестве отмечаются натролит, анальцим, томсонит. Кроме цеолитов, в составе руд установлены вулканические стекла, хлорит; монтмориллонит, гидрослюда, реже кальцит, серицит, сидерит. Массовая доля цеолитов непостоянна — 50–90 % (иногда 20 %). Генезис месторождений гидротермально-метасоматический. Возраст туфовых формаций, с которыми связаны месторождения, варьирует от каменноугольного до неогенового. Шабазитовое месторождение Кординское в Тунгусской провинции связано с трапповой формацией.

Формация цеолитов, связанная с отложениями кислых, щелочных и пепловых туфов в содовых озерах, имеет большое значение. Пласты цеолитов мощностью в первые метры сложены средними и богатыми рудами. Цеолиты представлены клиноптилолитом, филлипситом, шабазитом, эрионитом, морденитом. По А. С. Михайлову, генезис этих месторождений раннедиагенетический. Месторождения известны в США (Грин-Ривер и др.) и странах Восточной Африки. Возраст месторождений в основном эоцен-четвертичный.

Формации цеолитов, связанные с отложениями кислых, реже средних и иногда основных и щелочных туфов, отложившихся в морских или континентальных условиях в обстановке

нормальной щелочности, имеют большое значение и представлены месторождениями с пластовыми, пласто- и линзообразными телами. Мощность рудных тел колеблется от первых метров до десятков метров, протяженность — от сотен метров до километров. Цеолиты на месторождениях, возникших за счет замещения в основном риолитовых и риолит-дацитовых туфов, представлены клиноптилолитом, морденитом (или их смесью), реже — анальцитом или филлипситом. В СССР известны месторождения Сокирница (Закарпатье), Айдагское (Азербайджан), Дзегви (Грузия), Ноемберянское (Армения).

ИНДУСТРИАЛЬНО-КАМНЕСАМОЦВЕТНОЕ СЫРЬЕ

АГАТ

Агатом называют слоистые (полосчатые) полупрозрачные агрегаты скрытокристаллического тонковолокнистого халцедона. Близки к агату некоторые другие агрегаты полупрозрачного халцедона — макроскопически однородные, одноцветные и пятнистые. При этом под микроскопом они обнаруживают, так же как и агаты, слоистое строение. Эти образования, как и собственно агат, относятся к группе благородного халцедона. Полосчатые халцедоновые кремни обладают очень слабой прозрачностью или непрозрачны и поэтому не относятся к группе благородного халцедона.

Благородный халцедон сложен волокнами, ориентированными поперек слоистости выделений, диаметр волокон составляет тысячные доли миллиметра, длина — 0,2—0,5 мм (реже более). Часто волокна скручены вдоль длинной оси. Волокна сложены мельчайшими зернами диаметром около 0,1 нм. Между волокнами расположены микропоры и трубообразные каналы, сообщающиеся между собой. Такое строение агата и других благородных халцедонов придает им высокую механическую прочность, вязкость и твердость, что определяет использование агатов в качестве не только ювелирно-поделочного, но и технического камня. Халцедон состоит из кремнезема (90—99 %), в качестве примесей присутствуют Fe, Al, Mg, Ca, Ti, Cr, Mn, Ni.

Кроме халцедонового хризопраза, среди благородных халцедонов выделяют три группы образований: 1) четко полосчатые агаты; 2) однородные цветные халцедоны; 3) рисунчатые (пейзажные) халцедоны с минеральными включениями. Среди четко полосчатых агатов различают концентрически слоистые (ленточные), или собственно агаты, и разности со сравнительно прямыми плоскопараллельными слоями — ониксы, или уругвайские агаты. Оникс с чередованием красных и белых слоев называют карнеолониксом, белых и бурых — сардониксом, белых и черных — арабским ониксом. Толщина слоев колеблется от долей миллиметра до 2 см. Тонкополосчатые агаты,

сложенные скрученными волокнами, обладают световыми переживаниями — муаровым эффектом. У ониксов с субмикроскопическими слоями — 600 (или более) слоев в пластинке толщиной 1 мм — обнаруживается радужная игра, особенно хорошо выявляемая в пластинках толщиной 1 мм, вырезанных поперек слоистости.

Среди однородных и неяснополосчатых халцедонов по цвету выделяют ряд разновидностей: коричневый или бурый халцедон с красноватым или оранжевым оттенком — сардер (сард); оранжевый (от золотистого до розоватого) — сердолик; вишнево-красный до ярко-красного — карнеол; голубовато-серый до бледно-синего — сапфирин (следует учесть, что сапфирином называют и алюмосиликат магния); темно-зеленый (от луковичного до оливкового) — плазма (окраска обусловлена тонкими включениями хлорита или селадонита); яркий яблочно-зеленый — хризопраз. Молочно-белый, бесцветный и серый халцедоны не имеют специальных названий. Агат-переливт (кварцевый оникс) сложен не халцедоном, а кварцем.

Среди рисунчатых халцедонов также выделяют ряд разновидностей. Моховой агат — просвечивающий голубовато-серый или белый халцедон с различными минеральными включениями, нередко образующими причудливые рисунки — перья, цветы, мох, водоросли. Включения сложены гидроксидами железа и марганца, хлоритом, цеолитами, вермикулитами и другими минеральными образованиями. Гелиотроп — темно-зеленый халцедон с красными пятнами оксидов железа. Пятна напоминают капли крови, в связи с чем эту разновидность называют еще и кровавиком (не путать с гематитом-кровавиком). Мириkkит — серый полупрозрачный халцедон с включениями киновари.

Пористые халцедоны хорошо прокрашиваются как в природных условиях (например, гидроксидами железа в оранжевый и красный цвет), так и искусственным путем (в черный, зеленый, красный, синий цвета).

Из благородного халцедона изготавливают различные ювелирно-поделочные изделия. В технике агат применяют для изготовления нитеводителей и фильер при производстве синтетического волокна, опорных призм и подпятников при производстве точных приборов, глазков для продавливания графитовой массы при изготовлении карандашей и в ряде других производств.

Месторождения благородного халцедона известны в СССР, Индии, ФРГ, Уругвае, США, Бразилии, Канаде и других странах.

На мировом рынке цена агата высшего качества (полосчатого с четким рисунком, красиво окрашенного) составляет 5—10 дол/кг, рядового агата — 1—3 дол/кг.

В СССР для агатов Ахалцихинского месторождения установлен минимальный размер блоков — 15x15x15 мм, а для

сортов высшего качества — 30x30x30 мм. Показателем высшего качества является также линейная и концентрическая полосчатость с четким и тонким рисунком. Для низших сортов допустимы неясный рисунок и прослойки кварца (не более 30 % поверхности камня).

Агаты и большинство благородных халцедонов (кроме хризопраза) образуются в низкотемпературных гидротермальных условиях. Будучи устойчивыми к выветриванию, агаты формируют россыпи.

Формация агатоносных основных и средних вулканических пород представлена крупными месторождениями технического и ювелирно-поделочного агата. Они являются также источником богатых россыпей. Агат формирует миндалины, гнезда и жилообразные тела в лавах, трубообразные тела и гнезда — в туфобрекчиях. Диаметр выделения агата изменяется от первых сантиметров до десятков сантиметров. Агатоносная минерализация сосредоточена в пластообразных и жилообразных зонах и неправильной формы телах и приурочена к зонам трещиноватости и различного генезиса пустотам. Агат здесь полосчатый, полупрозрачный, серый, голубовато-серый, розовый, как зональный, так и однотонный. Месторождения известны в Индии, Бразилии, Уругвае, СССР (Ахалцихская группа в Грузии, Иджеванское в Армении, Тиманское и др.).

Формация агатоносных кислых вулканических пород имеет крайне небольшое значение и является лишь источником небольших россыпей. Агат (полосчатые разновидности, моховой агат) находится в ядрах округлых кремневых тел, размер которых в среднем составляет 15 см. Минерализованные зоны приурочены к стекловатым риолитам и перлитам. Месторождения известны в СССР и США.

Формация элювиальных россыпей — важный источник агата. Качество агата в россыпях зависит от качества агата исходных коренных месторождений. В Бразилии, Уругвае и Индии источником элювиальных россыпей служат породы трапповой формации. В Бразилии элювиальные россыпи — важный источник ювелирно-поделочного, коллекционного и технического агата.

Формация аллювиальных россыпей — главный источник добычи агата. Известны как древние, так и современные россыпи. Галька агата в аллювиальных россыпях часто бывает окрашена гидроксидами железа. В Индии известны мощные пласты агатоносных палеогеновых конгломератов, которые, в свою очередь, подвергаются выветриванию и служат источником вторичных (современных) аллювиальных россыпей, из которых добывают сердолик, сардер, ленточный, моховой и другие виды агата. Извлекают агат и из конгломератов. Коренные источники агата в Индии — траппы. Интересно отметить, что в этой стране добытые агаты подвергают облагораживанию — несколько месяцев прогревают на солнце, а затем в глиняных

горшках греют на медленном огне. Такая обработка улучшает окраску камня.

В СССР к формации аллювиальных россыпей относятся Тулдунское месторождение в Бурятии, а также россыпи в районе рек Зеи и Бурей, в которых известны сердолики, ониксы, сардеры и другие разновидности агата.

ЯНТАРЬ

Янтарем называют ископаемые смолы — или все, или имеющие ювелирно-поделочное значение, или только одну разновидность (сукцинит). В группе янтаря — в широком смысле — выделяют три основных семейства: 1) собственно янтаря (сукцинит) и янтареподобных ископаемых смол (румэнит, бирмит, делатинит и др.); 2) ретинита (ретинит, чемавинит, геданит и др.); 3) копалита — мягкие, легкоплавкие смолы.

Смолы первого семейства содержат до 8 % янтарной кислоты, тугоплавкие, вязкие, используются в ювелирно-поделочном деле наиболее широко. Смолы семейства ретинита отличаются хрупкостью и ограниченно применяются как поделочный камень. Семейство копалита объединяет наименее «зрелые» смолы. Некоторые наиболее «зрелые» копалиты (например, мозамбикские и занзибарские) используют как заменители янтарей первого семейства. Следует иметь в виду, что на одном месторождении могут быть разные ископаемые смолы. Например, на прибалтийских месторождениях, наряду с сукцинитом (98%) встречаются геданит (2%) и в очень небольших количествах — глессит, стантинит и другие смолы. Иногда пользуются термином «вскрышной янтарь» — янтарь, покрытый красной или бурой коркой окисления, нередко вообще обесцвеченный.

Сукцинит развит в Прибалтике и на Украине, румэнит — в Карпатах, бирмит — известен на Индокитайском полуострове, чемавинит — в Канаде, симетит — в Италии. Среди прибалтийского янтаря выделяют следующие разновидности: прозрачная, полупрозрачная (облачная), бастард (просвечивает в тонких сколах), восковая, костяная (белая непрозрачная), пенистая (мелоподобная). Между разновидностями существуют постепенные переходы. Прозрачность янтаря, по данным Р. Клебса, зависит от наличия мельчайших пустот — чем их больше, тем прозрачность меньше.

Сукцинит имеет сложную структуру, так как является смесью разных органических веществ, среди которых преобладают сукцинорезин $C_{22}H_{36}O_2$ (65%), сукциноаблетиноловая кислота $C_{10}H_{16}O_4$ (17%) и янтарная кислота $C_4H_6O_4$ (3–8%) •

Состав сукцинита (в %) С 79,75; Н 10,35; N 0,1–0,5; S 0,1–0,55; зола 0,1–0,8. В золе установлены 0,1–0,8 CaO, SiO_2 , Fe_2O_3 , Mn, Na, Ni, J.

Янтарь стоек к воздействию едких щелочей, а также разбавленных кислот, кроме серной. При растворении янтаря в анилине, амилацетате, этиловом спирте, ацетоне, сероуглероде и некоторых других растворителях остается нерастворимый остаток — сукцинин. Янтарь плавится при 340—360 °С, но уже при 100 °С начинает выделять газы. Янтарь горит коптящим пламенем, выделяя запах сосновой смолы. При медленном нагревании без доступа воздуха (в растительном масле) размягчается и плавится без термического разложения. Янтарь электризуется при трении.

Твердость сукцинита 2—2,5, румэнита, бирмита и корок окисления — 2,5—3.

Янтарь бывает различного цвета — желтого, красного, черного, белого, оранжевого, медово-желтого, голубого. В янтаре встречаются включения насекомых, преимущественно двукрылых и паукообразных, перья птиц, листья, лепестки цветов, плоды хвойных и широколиственных деревьев, споры грибов, реликты коры и древесины и другие органические включения. Янтарь с включениями растений и насекомых высоко ценится коллекционерами.

Обработанный янтарь способен постепенно стареть — покрываться замутненной пленкой; приобретает хрупкость. Старению способствуют солнечный свет и нагревание.

Известны способы облагораживания янтаря: кипячение в растительном масле (осветление), подкрашивание органическими красителями, которые добавляют в масло при кипячении. Для осветления янтаря применяют и термообработку в автоклаве в азотной среде.

Как заменитель естественных штуфов (желваков, капель, сосулук, пластин, клиньев) янтаря, в камнесамоцветной промышленности используют амброид — прессованный янтарь. Лучшие сорта амброида очень трудно отличить от природного янтаря. Прессованный янтарь получают из мелких кусков природного, отходов переработки, янтарной муки. Путем термообработки по особой методике из природного янтаря и амброида получают «игристый янтарь» с веерообразными трещинками, придающими «игру» камню.

Из янтаря изготавливают многочисленные и разнообразные ювелирно-поделочные изделия: бусы, кольца, мундштуки, статуэтки, кубки, подвески, пуговицы, различные сувениры, модели кораблей, а также вазы, шкатулки, шахматные фигурки, мозаичные пластины и др.

Отходы камнесамоцветной промышленности и некондиционный янтарь применяют для получения янтарной кислоты, лаков и канифоли. Янтарная кислота широко используется в парфюмерии, фармакологии и технике, а также в сельском хозяйстве (биогенный стимулятор). Янтарным маслом пропитывают древесину для предохранения от гниения, его используют и в процессе флотации. Из янтаря изготавливают некоторые технические

изделия (линзы и др.). Прессованный янтарь используют при изготовлении изоляторов и медицинской посуды.

В качестве материалов, имитирующих янтарь, в ювелирно-поделочном деле применяют пластмассы, окрашенные в различные «янтарные» цвета.

Цена янтаря лучших сортов (прозрачного золотистого и красновато-желтого) — на мировом рынке составляет 500—1000 дол/кг, а рядового — 30—200 дол/кг.

Для прибалтийского янтаря установлен минимальный размер блоков — 5х5 мм, показателями высшего качества являются высокая прозрачность, лимонно-желтая, оранжевая и красная окраска и минимальные размеры блока 150х55 мм. Для низких сортов допускаются органические и минеральные включения и трещинки, не нарушающие монолитность камня.

Месторождения янтаря и янтареподобных смол известны в СССР, СРР, Бирме, США, ПНР, ГДР, ФРГ, Дании, Доминиканской Республике, Канаде, Мексике и других странах. В СССР янтарь установлен в Прибалтике, на Украине, Сахалине, на побережье Северного Ледовитого океана, на Камчатке и в других регионах.

В. С. Трофимов считает, что в Евразийской янтарной провинции, включающей Балтийско-Днепропетровскую, Карпатскую, Северосибирскую, Дальневосточную, Сицилийскую и Бирманскую субпровинции, янтарьпроизводящей растительностью были голосеменные. В Американской провинции, включающей Североамериканскую и Мексиканскую субпровинции, эту роль сыграли болотные кипарисы и бобовые.

Янтареносные формации принадлежат к двум ведущим генетическим группам: биогенно-осадочной и россыпной.

Янтареносная формация в ископаемых почвах древних лесов принадлежит к осадочным образованиям мелового — раннечетвертичного возраста и имеет небольшое промышленное значение. Янтареносные пласты и линзы встречаются в песках, песчаноносных глинах, песчаниках, аргиллитах, лигнитах и бурых углях. Мощность янтареносных тел изменяется от 1,5 до 20 м, протяженность — от 0,1 до 1,5 км и более. Янтарь встречается в виде отдельных зерен, желваков и гнезд и представлен копами, собственно янтарем, смолами семейства ретинита.

Месторождения известны в СССР (Худайкульское), Доминиканской Республике (Пало-Квемадо) и Японии (Кудзи).

Формация янтареносных лагунно-дельтовых россыпей имеет большое практическое значение. Залежи имеют форму пластов, протяженность которых изменяется от сотен метров до первых километров, а мощность от 0,2 до 2 м. Янтарь представлен неокатанными или слабоокатанными желваками и зернами. Состав янтаря зависит от коренного источника. На Приморском месторождении в СССР янтареносный пласт («голубая земля») сложен глауконит-кварц-глинистыми песчаниками и алевритами серовато-зеленого цвета эоценового возраста. Состав пород

(в %): глауконит 15—40; кварц 45—50; слюды 6—7; калиевый полевой шпат 5—6; глинистые минералы 10; в незначительных количествах присутствуют сидерит, фосфатное вещество, пирит. Пирит замещает растительные остатки. «Голубая земля» является крупным потенциальным источником янтарной кислоты. Размер янтарных образований изменяется от 1 мм до 30 см и более. Цвет от белого до желтого и оранжевого, реже красный и серо-голубой. Месторождения известны в Канаде (Цедар-Лейк), ПНР (Гданьское), США, Бирме и других странах.

Формация пляжевых россыпей имеет небольшое значение. Янтарь представлен окатанными желваками и зернами среди песчано-гравийных отложений. Месторождения периодически «возобновляются» за счет привноса янтаря, в связи с чем и сбор материала носит периодический характер. Обильный привнос янтаря обычно отмечается после сильных штормов. В частности, по заключению С. С. Савкевича, за счет размыва в области шельфа янтареносной «голубой земли» побережья Балтийского моря в современные осадки ежегодно попадает около 50 т янтаря, часть из которого и принимает участие в формировании пляжей россыпей.

Месторождения известны на Балтийском побережье СССР, ПНР и ГДР, а также в США и других странах.

В бассейне р. Саскачеван (Канада) известны аллювиальные россыпи янтаря; промышленные залежи, однако, представлены *дельтовыми отложениями*. Янтарь принадлежит к семейству ретинита (чемавинит или цедарит). Коренным источником чемавинита служат бурые угли третичного возраста.

МАЛАХИТ

Малахит $\text{Si}_2[\text{CO}_3\text{I}(\text{OH})_2]$ в качестве примесей содержит CaO , Fe_2O_3 , SiO_2 и MnO_2 . Цвет малахита зеленый — от яркого изумрудно-зеленого до темно-зеленого, почти черного. Агрегаты малахита сложены тонкими волокнами, которые формируют почковидные, сталактитовые, натечные и землистые массы. Нередко в агрегатах малахита присутствуют примеси синего азурита $\text{Si}_3[\text{CO}_3\text{I}_2(\text{OH})_2]$, зеленой и голубовато-зеленой хризоколлы $\text{Cu}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ и дендриты оксидов марганца. Твердость малахита 3,5—4, в связи с чем минерал легко обрабатывается. Вода, содержащая углекислоту, разъедает малахит, что приводит к потускнению полировки, нуждающейся периодически в обновлении. Малахит легко растворяется в соляной кислоте.

На Урале различают среди малахита «плисовую» и «бирюзовую» разновидности. «Плисовый» малахит имеет темно-зеленый цвет, радиально-лучистое строение и сложен волокнами толщиной более 0,1 мм. Он полируется хуже «бирюзового». «Бирюзовый» малахит имеет густо-зеленую окраску, слагается параллельно-волокнистыми агрегатами очень тонких волокон, почти

неразличимых глазом. По характеру строения выделяют «струистые» (ленточные) и наиболее декоративные концентрически слоистые камни, в последних иногда видно секториальное строение. Г. Н. Вертушков выделяет особый мелкоузорчатый малахит, для которого характерны структуры стесненного группового роста волокон.

Похож на малахит псевдомалахит $\text{Si}_5[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_4$, твердость которого 4,5. Заменителем малахита служат малахитовые пропитки — песчаники и туфы, импрегнированные малахитом.

Искусственный малахит приближается по декоративным свойствам к природному, запасы которого существенно уменьшились.

Малахит применяется для изготовления ювелирных поделок. Тонкие малахитовые пластинки используют для облицовки.

Месторождения малахита известны в СССР, Заире, Замбии, Австралии, США. Наибольшее количество малахита в настоящее время поступает на мировой рынок из Заира, причем в этой стране добывают и азурит-малахит (агрегаты малахита и азурита). Цена лучших сортов малахита (ярко-зеленого, голубовато-зеленого с шелковистым блеском и концентрическим рисунком) на мировом рынке составляет 30—50 дол/кг, рядовых сортов — 2—10 дол/кг.

Для уральского малахита установлен минимальный размер блоков 30x30x20 мм; показатели высшего качества — сочная ярко-зеленая окраска и мелкий ленточный или концентрический узор. Для малахита низших сортов допускаются единичные включения других минералов, темная окраска, каверны и трещины (не более 25 % поверхности камня). Несортовая малахитовая крошка может использоваться при получении художественной краски. В Свердловске и Нижнем Тагиле, например, крыши многих особняков были окрашены малахитовой краской в красивый синевато-зеленый цвет.

Малахит — гипергенный минерал. Г. Н. Вертушков считает, что на Урале малахит кристаллизуется в виде натеков в карстовых полостях известняка, а источником меди служит эндогенная медная минерализация (например, в скарнах). Д. П. Григорьев полагает, что малахит возникает не из коллоидных, а из истинных растворов. Африканские месторождения малахита связаны с известным Медным поясом, проходящим через Заир и Замбию.

Уральский малахит — лучший в мире, однако запасы его в значительной степени истощены. На Гумешевском руднике среднедевонские мраморы скарнированы на контакте с кварцевыми диоритами. Развитые в зоне скарнов железные и медно-железные руды окислены до глубин 120—170 м. Скопления малахита добывались здесь из медистых глин, выполнявших карстовую воронку в зоне выветривания. Длина воронки 600 м, ширина 150 м, а глубина колеблется от 10 до 150 м. В зоне окисления, в том числе в карстовой воронке, были установлены

малахит, азурит, хризоколла, тенорит. Малахит встречался в виде плотных выделений, в том числе почковидных натечков, корок, желваков. Одна из глыб исключительно высококачественного малахита имела массу около 1,5 т. Но самый красивый малахит, по свидетельству А. Е. Ферсмана, добывался на Меднорудянском месторождении. Именно здесь получен малахит для Исаакиевского собора и Зимнего дворца. В 1835 г. здесь была добыта глыба высококачественного малахита размером 5,3X2,5X1,8 м.

В Заире и Замбии медное оруденение связано с толщей арковых песчаников и известковых сланцев с прослоем доломитов и известняков. В глубоких зонах кор выветривания рудоносных пластов развиты малахит, азурит, хризоколла, куприт, тенорит, корнетит, брошантит и другие гипергенные минералы меди. Благоприятная карбонатная среда способствовала возникновению малахита.

Малахит США связан со скарновым медно-полиметаллическим оруденением (месторождение Бисби). Зона окисления достигает здесь 420 м; «Бархатный» малахит хорошего качества покрывает стенки карстовых полостей, а также формирует жильовидные выделения.

КАМНЕСАМОЦВЕТНОЕ СЫРЬЕ

БИРЮЗА

Бирюза $\text{SiAl}_6(\text{OH})_8[\text{P}_4]_4 > 5\text{H}_2\text{O}$ в качестве примесей содержит Fe, Cz, Ti, Zn, Ba, Ca, Be, Mg, Mn, Ni, Mo, V, Sr, Zr. Окраска бирюзы небесно-голубая, голубовато-яблочно-зеленая, серовато-зеленая, иногда светло-зеленая, вплоть до белой. Окраску связывают с наличием ионов Si^{+2} и Fe^{+3} . Поданным Л. Мура, мексиканская бирюза состоит из пластинчатых микрокристаллов размером от $(0,5 \sim 0,05) \times 0,1 \times 0,1$ мм до $(1 \sim 10) \times (0,54 \sim 1) \times 0,05$ мм. Бирюза способна обесцвечиваться на солнце, а под действием бензина, духов, спиртов, ацетона, щелочей, кислот, мыльной пены «зеленеть» или приобретать коричнево-зеленую окраску.

По физическим свойствам к бирюзе близок ряд минералов: халькосидерит, варисцит, алюмохалькосидерит, рашлеит, фаустит, вардит, лазулит, просопит, а также особые минеральные образования — одонтолит и стелларит. Эти минералы также используются в ювелирной промышленности.

Халькосидерит $\text{CuFe}_6[\text{P}_4]_4(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ образует с бирюзой изоморфный ряд, имеет желто-зеленый, зеленый, голубой и желтый цвет; твердость 4—5.

Алюмохалькосидерит $\text{CuAl}_2\text{Fe}_4[\text{P}_4]_4(\text{OH})_8 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — промежуточный минерал между халькосидеритом и бирюзой — густой зеленый, травяной, синевато-зеленый цвет; твердость 4,5.

Варисцит $\text{Al}[\text{P}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ содержит примесь железа, это Лучший заменитель зеленой бирюзы; кроме зеленой и темно-зеленой окраски бывает окрашен в голубые и желтые цвета. Твердость 4—5.

Фаустит (фостит) $\text{ZnAl}_6(\text{OH})_8[\text{P}_4]_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ — цинковый аналог бирюзы, содержит примесь железа, окрашен в ярко-зеленый цвет; твердость 5,5. *Рашлеит* (рашлеичит) — минерал, промежуточный по составу между бирюзой и халькосидеритом, богат железом (до 20% Fe_2O_3), окрашен в зеленые цвета.

Вардит $\text{NaAl}_3[(\text{OH})_4(\text{P}_4)_2] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ в качестве примесей содержит Ca и, вероятно, Fe; окрашен в голубовато-зеленый цвет; твердость 5.

Лазулит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2[\text{P}_4]_2(\text{OH})_2$ образует изоморфный ряд со скорцалитом $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2[\text{P}_4]_2(\text{OH})_2$. Твердость 5,5. Окраска меняется от светло-голубой до темной (по мере приближения к скорцалиту).

Просопит $\text{CaF}_2 \cdot 2\text{Al}(\text{F}, \text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ в качестве примесей содержит хромофоры, придающие ему окраску бирюзы лучших сортов. *Шаттукит* $2\text{CuSiO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$ имеет зеленовато-синюю окраску и также хорошо имитирует бирюзу.

Стелларит — агрегат азурита, силикатов железа, бирюзы, малахита, самородного серебра и сульфидов железа. *Одонтолит* — агрегат фосфатов, представленных преимущественно вивианитом $\text{Fe}_3[\text{P}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$, замещающий кости животных.

Посредственные и некондиционные разности бирюзы (бурые, мелоподобные, хрупкие и др.) научились облагораживать путем пропитывания (воск, парафин, некоторые жиры, коллоидный кремнезем, силикаты натрия), подкрашивания (берлинская лазурь, анилиновые красители и др.), покрытия пленками ярко-голубых органических полимеров и другими методами. В некоторых случаях некондиционную бирюзу (пористую, слабоокрашенную) измельчают, добавляют специальные вещества, а затем прессуют.

В ряде стран (Франция, СССР и др.) синтетическую бирюзу трудно отличить от настоящей. Выпускается ряд веществ имитирующих бирюзу. Например, прессованный фосфат алюминия, подкрашенный олеатом меди, смесь бейерита и фосфата меди, окрашенная кость и т. д. При умеренном нагревании серо-синий одонтолит приобретает небесно-голубой бирюзовый цвет.

Бирюза — ювелирный камень. Для изделий используют не только плотную массивную бирюзу, но и брекчиевидную (цемент-бура) и «бирюзовую матку» — вмещающую породу с округлыми и неправильной формы выделениями и прожилками бирюзы. Крошка бирюзы применяется для приготовления плотносцементированной бирюзы.

Т. И. Менчинская выделяет бирюзу драгоценную, полудрагоценную, пригодную для облагораживания и коллекционную.

Драгоценная бирюза — плотная, нередко стекловидная, просвечивает в краях, имеет яркую сине-голубую, голубую, зелено-

йато-голубую окраску; твердость 5—6; плотность 2,8—2,9 г/см³. Бирюза образует мелкие (диаметр 1—5 см, реже более) обособления и прожилки мощностью 2—5 мм. Бирюза, оправленная в золото и серебро, удачно сочетается с бриллиантами, жемчугом и другими драгоценными камнями. Тонкие пластинки и крошка применяются для инкрустации по металлу, дереву и для получения сцементированных камней.

Полудрагоценная бирюза окрашена в голубой, зеленый, желтовато-зеленый цвет. Твердость 3—5. Плотность 2,65—2,80 г/см³. Как и драгоценная бирюза, она формирует различные выделения — горошины, желваки (диаметром от долей миллиметра до нескольких сантиметров), прожилки (мощностью до первых сантиметров). Встречаются и гнезда диаметром до 20 см. Например, на месторождении Бирюзакан встречено линзовидное скопление бирюзы массой 4,5 кг. Из крупных выделений полудрагоценной бирюзы делают вставки в ювелирные изделия с золотой или серебряной оправой. Т. И. Менчинская полагает, что полудрагоценная бирюза — результат старения благородной бирюзы в процессе вторичных изменений.

Бирюза, пригодная для облагораживания, развита в зонах интенсивного выветривания. Она существенно обесцвечена, разуплотнена, часто окрашена гидроксидами железа в желто-бурые тона. Такая бирюза бывает и ярко окрашена в выработках, но при высыхании обесцвечивается; значительная часть такой бирюзы может быть облагорожена.

Коллекционная бирюза представлена штуфами горных пород с тонкими прожилками и мелкими включениями бирюзы («бирюзовая матка»), из которой нецелесообразно получать сортовую бирюзу.

Для бирюзаканской бирюзы установлена минимальная масса кусков — 0,5 г. Показатели высшего качества — ярко-голубая, равномерная окраска, масса 5 г и более. Для низких сортов допустимы голубая неравномерная окраска, бледно-голубая равномерная, яркая голубовато-зеленая, зеленая окраска; допустимо наличие черных дендритов и волосовидных прожилков, (не более 30% поверхности камня). Ярко-голубая бирюза массой 10 г и более относится к уникальной и оценивается индивидуально.

На рынке в США обработанная бирюза массой 10—20 кар ярко-голубой окраски стоит 5—50 дол/кар. Зеленоватая и светлая бирюза стоит существенно ниже.

Крупные месторождения бирюзы известны в Иране (Нишапурские копи), АРЕ, США, Мексике, Чили, Перу, Афганистане, Австралии. Месторождения бирюзы есть также в СССР, Бразилии, КНР, Судане, Эфиопии, НРБ.

Генезис месторождений бирюзы дискуссионен. Б. Я. Меренков, Дж. Синканкас, Б. П. Борискин, Е. Я. Киевленко относят месторождения бирюзы к экзогенным (выветривания); Г.В. Гвахария, Ю. И. Назаров, Т. И. Менчинская — к гидротермальным.

При этом Т. И. Менчинская отмечает преимущественное развитие бирюзы в зоне вторичного сульфидного обогащения.

Для формирования месторождений бирюзы необходимо наличие меди и фосфора, поскольку в алюминии и железе дефицита обычно не ощущается.

Бирюзоносная формация, связанная с рассеянной медной минерализацией, без зоны вторичного сульфидного обогащения среди кислых эффузивных и интрузивных пород — основной источник высококачественной бирюзы. Бирюза связана с штокверковыми и прожилковыми зонами площадью от 6X25 и до 30x200 м. Выделения бирюзы локализованы в прожилках мощностью 0,2—7 см и желваках диаметром от первых миллиметров до 10 см. Бирюза представлена лучшими небесно-голубыми сортами, а также высокосортной «бирюзовой маткой». С бирюзой ассоциируют ярозит, серицит, каолинит, гидроксиды железа. Месторождения известны в СССР (Бирюзаканское), США (Вилла-Гроув, Кертленд), Иране (Нашапур).

Бирюзоносная формация, связанная с углеродисто-карбонатно-кремнистыми породами (черными сланцами), — существенный источник бирюзы среднего и низкого качества. Бирюза находится в маломощных (0,2—3 см) прожилках, формирующих прожилковые зоны мощностью от 1 до 3 м при протяженности 30—60 м. Окраска минерала светло-голубая, голубовато-зеленая, зеленая. Бирюзе сопутствуют гидроксиды железа, хризолла, вавеллит, галлуазит, серицит, каолинит; встречаются цинксодержащие разновидности минералов группы бирюзы — рашлеит и халькосидерит. Нередко отмечается окремненная мелоподобная бирюза. Месторождения известны в АРЕ (Вади-Махаре) и СССР.

Бирюзоносная формация на эндогенных концентрациях меди с развитой зоной вторичного сульфидного обогащения в кислых эффузивах и гранитоидах — источник меди и бирюзы. Бирюза приурочена к верхам зон вторичного сульфидного обогащения и выщелачивания и формирует прожилки мощностью от первых миллиметров до 6 см и желваки диаметром до 6 см. Окраска бирюзы зеленовато-голубая и голубая. Формация недостаточно изучена. Месторождения известны в СССР (Техутское, Калмакырское), США (Касл-Доум), КНР и НРБ.

БЛАГОРОДНЫЙ ОПАЛ

Благородный опал $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ — массивный прозрачный или полупрозрачный опал, обладающий опалесценцией (особой внутренней бриллиантовой игрой отраженного света). Массовая доля H_2O в благородном опале составляет 4—10%, иногда и более.

Белый опал — прозрачный, белый или светлоокрашенный, опалесцирует в светло-голубых тонах. *Черный опал* — темноокрашенный вплоть до черного или темно-фиолетового, темно-

синего, темно-зеленого, темно-бурого; обладает яркой опалесценцией в синих, красных и зеленых тонах. *Кошачий глаз* обладает концентрическими зональными переливами в ярко-зеленых тонах. *Арлекин* — опал с однообразной пятнистой окраской, преимущественно красной. *Огненный опал* — гиацингово-красный до медово-желтого. *Царский* (или королевский) *опал* окрашен зонально: внешняя зона неокрашена, темно-красное или бронзовоцветное ядро имеет зеленую кайму. *Джиразоль* — опал белого или голубого цвета с красной опалесценцией. *Лейкозо-опал* — светло-зеленого цвета, опалесцирует в глубоких тонах зеленого и карминного цвета.

К ювелирным относят и некоторые обыкновенные опалы, отличающиеся красотой окраски. *Кахолонг* — форфоровидный опал, по составу переходный от опала к халцедону, обычно красноватый или желтоватый оттенок. *Опал-оникс* — опал с чередующимися зонами обыкновенного и драгоценного опалов. *Гидрофан* — опал, приобретающий опалесценцию после насыщения водой. *Празопал* — просвечивающий опал яблочно-зеленого цвета. *Древесный опал* возникает при опализации обломков древесины. *Моховой опал* — опал с моховидными включениями. Известен также смолистый опал, розовый опал, молочный опал и другие разновидности.

Маточный опал — вмещающая порода с тонкими прожилками благородного опала.

Хромофорами опала служат железо, марганец, никель, графит и другие элементы. Опалесценцию объясняют закономерным расположением сферических образований — глобулей. Опалы, сложенные мелкими глобулями, имеют фиолетовую опалесценцию, крупными — красную. Твердость опала 5,5—6. На воздухе некоторые опалы могут потрескаться в результате дегидратации; с целью предотвращения этого явления такие опалы на два-три года зарывают в землю, где опалы постепенно теряют влагу и не трескаются.

В ряде стран, в том числе в СССР, опалы получают искусственным путем.

Опалы обычно кабошонируют, отдельные опалы, например прозрачные однородно окрашенные огненные опалы из Мексики, гранят. Известная коллекция опалов находится в Вене. Один из камней этой коллекции имеет массу 7 тыс. кар. В Австралии добыт прекрасный черный опал, названный «Девоншир», массой 100 кар.

Месторождения ювелирных опалов известны в Австралии, Новой Зеландии, Индонезии, Японии, Мексике, США, Гондурасе, СССР, ЧССР, Бразилии и других странах. Около 95 % мировой добычи приходится на Австралию, причём 60 % из них идет на переработку в Гонконг, а остальные обрабатывают в Австралии, Японии, Таиланде.

Стоимость благородных опалов массой от 1 до 10 кар с интенсивной цветовой игрой на рынке США составляет

(в дол/кар): черные камни 100—1500, белые 25—300, огненные 10—200.

Благородные опалы образуются в гидротермальных условиях и экзогенным путем — в корах выветривания. Дискутируется возможность эффузивно-осадочного генезиса опала в бентонитовых глинах.

Формация опалоносных эффузивов и их туфов имеет небольшое практическое значение и представлена мелкими месторождениями в базальтах, андезитах, риолитах и их туфах. Генезис — вулканогенный, гидротермальный. Обыкновенный опал формирует жилы. Благородный встречается в прожилках мощностью 1—10 мм и в миндалинах. Большинство камней обычно склонно к растрескиванию. Месторождения известны в ЧССР (Либанка и Симонка), Мексике (Керетато), США (Харт-Маунтин), Гондурасе (Грациос-а-Диас), Бразилии (Рио-Коренте).

Формация опалоносных бентонитовых глин, образовавшихся за счет вулканических пеплов, имеет небольшое значение, месторождения этой формации мелкие. Генезис их спорный — одни геологи полагают, что месторождения возникли при диагенезе пеплов в экзогенных условиях, другие связывают формирование месторождений с воздействием гидротермальных растворов. Обыкновенный опал образует псевдоморфозы по остаткам древесины и костям животных. Благородный опал также склонен к растрескиванию. На месторождении Рейнбоу-Ридж (США) опал представлен прозрачными и полупрозрачными разновидностями с зеленой и красной опалесценцией. Диаметр отдельных выделений черного опала достигает 10 см. На срезе камня сохраняется рисунок древесных колец. В долине Виргин-Валлей, в которой расположено месторождение, известны источники горячих минеральных вод.

Формация опалоносных площадных кор выветривания песчано-глинистых пород — главный источник благородного опала. Опалоносные горизонты в основном приурочены к частично каолинизированным осадочным породам, но опалы сравнительно устойчивы к выветриванию и встречаются и в более верхних (интенсивно выветрелых) глинистых зонах. Благородный опал формирует прожилки мощностью 2—4 см, а также псевдоморфозы по остаткам флоры и фауны, кальциту и гипсу. Кроме того, он нередко слагает ядра железисто-кремнистых конкреций (диаметром 0,6—20 см). Месторождения данного типа распространены в Австралии (Кубер-Педи, Лайтинг-Ридж, Андамука).

Месторождение Лайтинг-Ридж находится в Новом Южном Уэльсе. Опалоносны монтмориллонитовые глины мелового возраста, залегающие под песчаниками. Благородный опал встречается на глубине от 12 до 30 м. Он формирует эллипсоидальные желваки и прожилки, иногда замещает органические остатки. Здесь добывают очень ценный черный опал.

Опалоносные породы в штате Квисленд занимают полосу шириной 400 км, протяженностью 850 км, к которой приурочен

ряд месторождений. На месторождении Иовах опалоносный горизонт мощностью 0,2–0,6 м находится на глубине 8–9 м и представлен мягкими глинистыми песчаниками с конкрециями. Оболочка конкреций сложена глиноземом с оксидами железа (около 70%) и кремнеземом (около 30%), ядра конкреций нередко содержат благородный опал. Иногда благородный опал формирует прожилки. Опал, по данным К. Джексона, имеет светло-молочный и голубовато-белый цвет и опалесцирует в голубых, зеленых и красных тонах. Месторождение Кубер-Педи (шт. Южная Австралия) занимает 180 км². Прожилки опала мощностью 0,2–6 см приурочены к каолинизированному песчанику. Встречаются и псевдоморфозы опала по раковинам. В прожилках нередко обыкновенный опал сменяется благородным.

Месторождения благородного опала Австралии обычно связывают с древним выветриванием песчано-глинистых пород, хотя отдельные геологи (А. Гаскин, Б. Террель и др.) полагают, что опал образуется при современном выветривании.

ХРИЗОПРАЗ

Хризопраз — агрегаты халцедона, опала и халцедона, а также микрозернистого кварца, прозрачные или просвечивающие, окрашенные в яблочно-травянисто- и изумрудно-зеленый цвет. Окраску хризопраза связывают с никелевым хромофором, в частности с неструктурной примесью аквакомплекса типа №(H₂O)₆б²⁺~ (В. Г. Балакирев, Е. Я. Киевленко и др.). М. Саханбински и М. Клапрот полагают, что причиной окраски является никеленосный глинистый минерал пимелит. Массовая доля NiO в хризопразах колеблется от 0,03 до 3,3 % (обычно 0,1–1 %). Глубина просвета достигает 6 см. Твердость 6,5–7.

Месторождения хризопраза известны в ПНР, США, Бразилии, Новой Каледонии, Кении, Танзании, ЮАР. Главный источник хризопраза — Австралия. Цена обработанного хризопраза массой 10–20 кар ярко-зеленой окраски без белесых отливов в США колеблется от 10 до 100 дол/кар. Хризопраз месторождения Сарыкул-Болды (СССР) может использоваться в ювелирно-камнерезной промышленности при минимальных размерах блоков ЮХЮХЮ мм. Показателями высшего качества считаются размеры блоков не менее 20х10х10 мм, а также изумрудно-зеленая интенсивная и равномерная окраска. Для низких сортов допустимы бледная и неравномерная окраска, наличие тонких дендритов оксидов марганца.

Имитацией хризопраза являются халцедоны, искусственно подкрашенные солями Ni и Сг.

Месторождения хризопраза связаны с корами выветривания ультрамафитов. Хризопраз может присутствовать в различных зонах коры выветривания, но в основном развит в выщелоченных и слабо нонтронитизированных серпентинитах и лишь иногда встречается среди охристо-кремнистых пород. Хризопраз

формирует штокверковые системы прожилков, а также обособленные жилы мощностью от долей сантиметра до 25 см и мелкие (до 50 см в поперечнике) гнездообразные скопления. Обычно окрашенные хризопразовые образования ассоциируют с молочно-белыми прожилками кварца, халцедона и опала, которые существенно преобладают. Мощность зон, содержащих хризопраз, достигает 20 м. Е. Я. Киевленко выделяет два подтипа месторождений в корях выветривания — охристо-кремнистого профиля и нонтронитового профиля. Первый подтип ведущий. К нему относятся месторождения ПНР (Шкляры, Виры и др.), Австралии (Марлборо-Крик), СССР (Сарыкул-Болды), США (Никель-Маунтин).

Иногда на месторождении можно добывать и оксидно-силикатные руды никеля и хризопраз. Следует отметить, что хризопразоносные зоны располагаются обычно в «нижних этажах» коры выветривания. На месторождении Виры хризопраз установлен на глубине 50 м от поверхности — под четвертичными и палеоген-неогеновыми породами в нижней части древней коры выветривания серпентинитов.

КОШАЧИЙ ГЛАЗ, СОКОЛИНЫЙ ГЛАЗ, ТИГРОВЫЙ ГЛАЗ

Минералы или минеральные агрегаты с шелковистым переливом, похожие на радужную оболочку глаз животных, называют соответственно кошачьим, соколиным или тигровым глазом. Кошачий глаз — золотисто-зеленый и серовато-зеленый, соколиный — синий с голубым отливом, тигровый — буровато-коричневый или золотисто-желтый. Шелковистый перелив обусловлен многочисленными включениями волокнистых и игольчатых минералов или тонкими трубчатыми пустотами.

Кошачий глаз по составу может быть хризобериллом, турмалином, апатитом, скаполитом, корнерупином Mg₃Al₆[(Si, Al, B)₅O₂i](OH) и другими минералами. Кошачий глаз известен диопсидовый, обсидиановый, опаловый, силлиманитовый, энстатитовый и др. Наиболее распространен кварцевый кошачий глаз. Хризоберилловый кошачий глаз наиболее ценен. Включениями у кварцевого кошачьего глаза служат хризотил-асбест и актинолит.

Соколиный глаз и тигровый глаз имеют в основном кварцевый состав. Включения в соколином глазе представлены крокидолитовым, рихтеритовым или родуситовым асбестом; в тигровом глазе — желтовато-бурый агрегат лимонита по амфиболом. Иногда путем прокаливании тигрового глаза получают красную разновидность (с гематитовыми включениями). Обработка тигровый глаз соляной кислотой, получают иногда кошачий глаз.

Е. Я. Киевленко и Н. И. Сенкевич полагают, что камни, обладающие шелковистым блеском и переливами, но являющиеся совершенно непрозрачными, не стоит называть кошачьим

Или сколиным глазом, хотя в ряде случаев они используются как поделочный материал (родуситовые, тремолитовые, чароитовые агрегаты).

Хризоберилловый и кварцевый кошачий глаз добывают на россыпных месторождениях из аллювиальных россыпей. Кварцевый кошачий глаз добывают в Индии, ЮАР, США.

Наиболее крупные месторождения соколиного, тигрового, кошачьего глаза известны в зонах выветривания залежей крокидолит- и амозит-асбестов в ЮАР.

ОКАМЕНЕЛОЕ ДЕРЕВО

Окаменелое дерево в большинстве случаев имеет опаловый состав, но бывает оно и халцедоновым, и кварцевым. Особенно ценятся образцы, в которых видна структура древесины — кольца роста, сердцевинные лучи, детали строения клетчатки. Кроме того, наиболее качественные разности в тонких пластинках слабо просвечивают. Цвет окаменелого дерева коричневый, желтовато-бурый, серый, желтый, черный, а также красный и голубовато-серый. Окраска распределена неравномерно. Окаменелое дерево способно принимать зеркальную полировку.

Из окаменелого дерева изготавливают пепельницы, шкатулки, броши, подставки, вазы, канделябры, столешницы. Для Годердзкого и Курдюмовского месторождений установлен размер минимального блока 100X100X100 мм, к сырью высшего качества относится разноокрашенный плотный камень с четким реликтовым рисунком.

Месторождения окаменелого дерева известны в США (Каменный Лес Национального парка в шт. Аризона, месторождения Йеллоустонского Национального парка — шт. Вайоминг и др.), СССР (Кавказ, Украина, Казахстан, Дальний Восток) и других странах. К. Фрондель отмечает связь месторождений окаменелого дерева с вулканическим пеплом, который, как полагают, играл консервирующую роль. Предполагают, что происходила катастрофическая гибель деревьев с быстрым захоронением пирокластическим материалом. Иногда исходная древесина погребена дюнными песками и другим материалом.

В Аризоне находятся скопления наиболее качественного окаменелого дерева с красивым рисунком красного, пурпурного, желтого, синего и кремово-белого цветов. Рисунок дополняют дендриты оксидов марганца. Крупные окаменелые бревна достигают здесь в диаметре 2 м при длине 15—20 м. Древесина замещена криптокристаллическим кварцем.

Окаменелый лес известен в Грузии (Годердзкое месторождение в Аджарии). В туфах встречены стволы окаменелого дерева диаметром 20—70 см. Древесина замещена опалом, а также опалом и халцедоном. Окраска окаменелого дерева серовато-белая, коричневая, черная, сургучно-красная. Сохранился тонкий узор древесины. Недостатком является повышенная хрупкость камня (более крепкие разности встречаются в россыпях).

В Армении на Сариарском месторождении в туфопесчаниках и туфоконгломератах обнаружено опаловое окаменелое дерево — стволы, ветки, древесные обломки длиной 5—100 см и диаметром от 2 до 60 см. Цвет белый и черный, четко виден рисунок древесины. Камень хорошо обрабатывается.

Красив рисунок серовато- и розовато-коричневого окаменелого дерева Львовского месторождения на Украине. Состав камня кварцевый и халцедоновый.

ГЕМАТИТ-КРОВАВИК

Гематит-крававик — плотные скрытокристаллические и тонко⁴волокнистые агрегаты гематита, которые после полировки приобретают сильный металлический блеск с темно-красным отливом. В агрегатах гематита-крававика установлены примеси Ti, Mg, Mn, V, Si, Mo, Ni. Твердость 5,5—6,5. Лучшие разности представлены почковидными радиально-лучистыми зональными агрегатами. В качестве поделочного камня используют и скрытокристаллические агрегаты гематита. В ювелирном деле используют также редко встречающиеся крупные кристаллы гематита. В качестве поделочного камня стали применять и железистые кварциты с красивым полосчатым рисунком. Иногда заменителем крававика является почковидный криптомелан $K_2O-MnO-15MnO_2-H_2O$, который, как и гематит-крававик, способен принимать зеркальную полировку.

Из гематита-крававика делают кабошоны, плоские вставки в перстни, броши, браслеты, печатки-интальо. На изделия из гематита-крававика бывают похожи поделки из мориона, черного агата, гагата и обсидиана, но в них отсутствует сильный металлический блеск. Гематит-крававик имеет также техническое применение, волокнистая разность используется как одно из лучших веществ для полировки изделий из серебра и золота.

Месторождения известны в СССР, ГДР, Великобритании, Бразилии, Канаде, Мексике, США, на Кубе, в Италии. На мировом рынке цена гематита-крававика лучших сортов — радиально-лучистого с кровавым отливом — составляет 10—15 дол/кг. В СССР минимальный размер блока гематита-крававика Кишкенесорского месторождения составляет 5x5x5 мм; показателями высшего качества являются стально-серый цвет с красноватым отливом, высокая плотность, радиально-лучистая структура. Для низших сортов допускаются концентрическая зональность, не нарушающая монолитности, включения вторичного гематита (не более 20 % поверхности камня). Для экспорта ОСТ принимает минимальный размер 10x10x5 мм.

Согласно Е. Я. Киевленко и Н. Н. Сенкевичу, месторождения гематита-крававика образуются гидротермальным и метаморфогенным путем. Первый тип связан с жильными гидротермально-метасоматическими месторождениями в сильно ожелезненных красноцветных песчаниках и известняках,

СЫРЬЕ С ПРОМЫШЛЕННО ЦЕННЫМ ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

ГИПС и АНГИДРИТ

Общие сведения

Термины гипс и ангидрит применяют как к минералам (водо-содержащему сульфату $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ и безводному CaBSч), так и к горным породам, сложенным в существенной степени этими минералами, с примесью глинистых минералов, карбонатов, галита, обломочных зерен кварца и других минералов. Тонкозернистый просвечивающий агрегат гипса называют алебастром, а тонковолокнистый агрегат с поперечно-волокнистыми прожилками — селенитом. Породы, сложенные гипсом, а также песчано-глинистым, алевритистым и известково-глинистым материалом, называют гажей, глино-гипсом, ганчем, гипситом, арзыком. Иногда в этих породах в качестве примесей присутствуют щебенка и галька (до 20 %). Массовая доля гипса в глино-гипсе обычно составляет 45—60 %, редко до 90 %. Известные специфические пески, состоящие из гранул гипса (шт. Нью-Мексико в США), и породы, состоящие из гипса и ангидрита.

Цвет гипса белый, серый, голубовато-серый, розовый, желтый; окраска бывает пятнистой и линзовидно-полосчатой. Для селенита характерны шелковистый отлив, полупрозрачность, светлая окраска (розовато-желтая, белая, светло-бежевая, кремовая). Ангидрит бывает светло-голубой, голубовато-серый, белый, розовый, серый, фиолетовый, окраска нередко пятнистая.

Одно из важнейших свойств гипса — способность при нагревании дегидратироваться и затем при разведении водой давать пластичное тесто, способное твердеть, превращаясь в искусственный камень. Кристаллизационная вода из гипса выделяется при температуре всего 65—70 °С, но слишком медленно. При температуре 100—180 °С процесс ускоряется, гипс переходит в полугидрат $\text{CaSO}_4 \cdot 0,5\text{H}_2\text{O}$, который имеет большое практическое значение. При 200—220 °С из гипса возникает искусственный ангидрит, который способен растворяться в воде и на воздухе благодаря поглощению влаги, переходить в полугидрат. Если температуру обжига повысить до 350—400 °С, то образуется нерастворимый в воде ангидрит («мертвообожженный гипс»). А при обжиге при температуре 800—1000 °С начинает появляться (до 3 %) свободная жженая известь CaO . Этот продукт, содержащий жженую известь, называют эстрихгипсом; он

Метаморфические месторождения гематита-кровавика связаны с марганцево-железородными месторождениями в кварцито-яшмовых формациях и с железистыми кварцитами. Н. И. Корнилов и Ю. П. Солодова полагают, что наряду с эндогенными месторождения гематита-кровавика могут быть связаны и с экзогенными процессами. Такие месторождения возникают в корах выветривания и в зонах окисления колчеданных месторождений. Однако Е. Я. Киевленко и Н. Н. Сенкевич считают, что в процессе выветривания в таких условиях возникают лишь исходные концентрации гидроксидов железа, а для генезиса кровавика необходим последующий контактовый метаморфизм гидроксидов.

Красные «стеклянные головы» (почковидно-волокнистые агрегаты) возникают либо путем перекристаллизации мелкозернистого гематита или железистого цемента песчаников, либо образуются натечным путем на стенках разного типа пустот.

Месторождения гематита-кровавика в СССР известны в Казахстане (Западный Каражал, Большой Ктай, Кишкенесор). Первые два месторождения связаны с марганцево-железистыми месторождениями, а последнее — с красноцветными песчано-галечными отложениями, в которых развиты гематитовые жилы, включающие почковидные агрегаты гематита-кровавика. Близки к этому типу и месторождения западного побережья Великобритании в известняках, аспидных сланцах и красноцветных конгломератах-песчаниках.

очень медленно соединяется с водой и становится вяжущим веществом. Обжиг при температуре 1600 °С переводит весь сульфат кальция в жженую известь.

Гипс имеет невысокую твердость (2), ангидрит — несколько более высокую (3—3,5); мягкость пород позволяет легко их обрабатывать. В ряде случаев гипс и ангидрит обладают высокими декоративными качествами.

Строительный гипс, как и его мелкозернистую декоративную разновидность, называют алебастром, хотя по массовой доле воды они сильно различаются; этот гипс получают путем обжига природного гипса при температуре 130—180 °С в течение двух часов.

Применение

Гипс используют в различных областях. Из строительного гипса делают перегородные панели, плиты, сухую, гипсовую штукатурку, звукопоглощающие плиты, декоративные строительные изделия. Высокопрочный гипс получают автоклавной обработкой. Отливки из такого гипса имеют временное сопротивление на сжатие 15—40 МПа, в то время как отливки из гипса, обработанного без гидротермальной обработки, — 10—15 МПа. Высокопрочный гипс применяют для получения гипсобетона, растворов для производства строительных деталей и в других целях.

Гипсобетон обладает повышенной механической прочностью и быстрым схватыванием. Формовочный гипс, в отличие от строительного, получают из более высококачественного гипсового камня. Нередко в качестве формовочного используют автоклавный гипс полуводный, а также смесь автоклавного и обыкновенного обжигового гипса. Формовочный гипс применяют в фарфоро-фаянсовом производстве для изготовления рабочих форм и моделей. Гипсовые вяжущие материалы широко используют в машиностроении для изготовления копий крупных деталей, на основе которых копируются станки-автоматы производят изделия из металлов.

В медицине высококачественный гипс применяют в хирургии и стоматологии. Гипсовые добавки в цемент (3—5 %) регулируют сроки твердения бетона. В металлургии гипс применяют в качестве флюса при плавке оксидных руд никеля. В сельском хозяйстве гипс идет на гипсование засоленных почв, в химической промышленности — для получения сульфата аммония (туковое сырье).

Из гипса и ангидрита в некоторых странах получают серную кислоту и портландцемент.

Эстрихгипс употребляют для производства плиточных и бесшовных полов, подоконников, лестничных ступеней, искусственного мрамора. Гипсошлаковый цемент, получаемый путем тонкого измельчения гранулированного шлака, двуводного гипса и клинкера портландцемента, способен твердеть под водой. Ангид-

ритовый цемент получают обжигом гипса при 600—700 °С и последующим его помолом совместно с активизирующими схватывающими добавками. Иногда в этих целях используют и природный ангидрит.

Гипс применяют в качестве облицовочного камня, а его разновидностей — алебастр и селенит — для изготовления художественных изделий. Гажу, как и строительный гипс, применяют для получения штукатурных и вяжущих растворов, межэтажных перекрытий, карнизов и других строительных деталей. Гажу используют и в сельском хозяйстве (для борьбы с солончакими).

Для производства вяжущих веществ в товарном гипсе сортов 1—4 должны быть следующие минимальные массовые доли компонентов (6 %): гипс 95, 90, 80 и 70; кристаллизационная вода 19, 88, 18, 83, 16, 74 и 14, 64. Выделяют три сорта гипс-ангидритового камня с соответствующими минимальными долями гипса и ангидрита в пересчете на $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (95, 90 и 80 %) и серного ангидрита (44, 18, 41, 85 и 37,20 %). Гипсовый камень используется для производства гипсовых вяжущих веществ и цемента, а гипс-ангидритовый камень — только в цементном производстве. При производстве гипсовых вяжущих веществ, а также белого, декоративного и гипсоглиноземистого расширяющегося цемента используют гипсовый камень только сорта 1. При производстве гипсовых вяжущих веществ используют фракции гипсового камня 60—300 мм, а при производстве цемента — гипсовый и гипс-ангидритовый камень фракций 0—60 м.

Выделяется ряд марок вяжущих гипсовых веществ: Г-2, Г-3, Г-4, Г-5, Г-6, Г-7, Г-10, Г-13, Г-16, Г-19, Г-22, Г-25 (цифра в обозначении марок соответствует минимальному пределу прочности в МПа образцов-балочек с размерами 40×40×160 мм). Среди гипсовых вяжущих веществ выделяют три вида: быстротвердеющие (А), нормальнотвердеющие (В) и медленнотвердеющие (В). Начало срока схватывания (в мин — не ранее) А — 2; В — 6; В — 20). Окончание схватывания (в мин — не позднее): А — 15; В — 30; В — не нормируется. Выделяют также виды сырья по степени помола. Для степени помола с индексом I (грубый помол) максимальный остаток на сите с размером ячеек на свету 0,2 мм составляет 23 %, с индексом II (средний помол) — 14 %, а с индексом III (тонкий помол) — 2 %. При этом для фарфоро-фаянсового и керамического производства этот остаток должен быть не более 1 %. Кроме того, для фарфоро-фаянсового и керамического производства нормируется минимальное объемное расширение (до 1 %), 0,15 %), минимальная массовая доля примесей, нерастворимых в HCl (до 1 %), предельная массовая доля металлических примесей (не более 8 мг/кг), водопоглощение (не менее 30 %).

Для изготовления гипсовых строительных изделий всех видов рекомендуются марки от Г-2 до Г-7 всех сроков твердения и степеней помола; для производства штукатурных работ, заделки швов и специальных целей — марки от Г-2 до Г-25 нормального и медленного твердения, среднего и тонкого помола; для медицинских целей — марки от Г-2 до Г-7 нормального и быстрого твердения, среднего и тонкого помола; для изготовления тонкостенных строительных изделий и декоративных деталей — марки от Г-2 до Г-7 тонкого и среднего помола, быстрого и нормального твердения; для изготовления форм и моделей в фарфоро-фаянсовой, керамической, машиностроительной и других отраслях промышленности, а также в медицине — марки от Г-5 до Г-25 тонкого помола с нормальными сроками твердения.

Специальный гипс применяется для изготовления акустических перфорированных плит и декоративных изделий. Он состоит в основном из полуhydrата сульфата кальция и получается путем обжига тонкомолотого гипсового камня с добавлением (или без) поваренной соли.

В гипсе, используемом в качестве флюса в металлургии, должны быть следующие массовые доли компонентов (в %): S не менее 15; CaO не ме-

Нее 28; SiO₂ не более 6; MgO не более 6; CuO не более 0,03. Массовая доля CaSCU · 2H₂O в медицинском гипсе должна быть не менее 95 %. Минимально допустимое сжатие облицовочного гипса должно составлять 15 МПа. Минимальный объем блоков при получении облицовочных плит 0,2 м³ при наименьшем размере ребер 400 мм, наибольшем— 1500 мм.

Экономические сведения

Месторождения гипса и ангидрита распространены на земном шаре неравномерно. Крупными запасами располагают СССР, ГДР, Канада, ФРГ, США, Испания, Мексика, КНР, Франция, Италия, Греция и ряд других стран.

По данным Горного бюро США, мировая добыча гипса составила в 1983 г. 80 млн. т, в том числе (в млн. т): США 12; Канада 7,5; Япония 7,3; Франция 6; Иран 5,4; Испания 5; Великобритания 3,1; ФРГ 1,8; Мексика 1,8; Италия 1,3. В существенных количествах гипс и ангидрит добывают в Австралии, АРЕ, Индии, Австралии, Бразилии, Греции.

СССР занимает ведущее место по добыче гипса, много гипса добывают в КНР, ПНР, ЧССР.

Стоимость гипса (сырого) в 1983 г в США составляла 8—21 дол./т.

По запасам (в млн. т) месторождения гипса разделяются на крупные (более 50), средние (50—5), мелкие (5—1), незначительные (менее 1).

Условия образования месторождений

Гипс и ангидрит образуются в различных условиях (гипогенных и гипергенных), однако наиболее часто встречаются месторождения, возникшие в условиях аридного осадконакопления. Меньшую роль играют остаточные месторождения гипса в кепроках соляных куполов. Мелкие месторождения гажи — фильтрационные эвапориты. Известны также небольшие месторождения гипса, сформировавшиеся при замещении известняков под воздействием сернокислотных вадозных вод. Очень редко встречаются карбонатитовые месторождения с промышленными концентрациями ангидрита. Гидротермальные скопления гипса и ангидрита представляют минералогический интерес.

Во многих случаях пласты гипса в осадочных эвапоритовых толщах вторичны и возникли при гидратации ангидритов. Например, по данным М. Ф. Викуловой, в районе Донбасса гипсовые пласты типичны для поверхностных горизонтов, в то время как на глубине залежи сульфата кальция представлены ангидритами. При гидратации объем ангидритов увеличивается на 30 % и более. Гидратация ангидритов осуществляется преимущественно до глубины 100—150 м от поверхности, однако масштаб этого явления зависит от гидрогеологических, геоморфологических, климатических и других факторов.

Основные формации

Формация ангидритоносных карбонатитов представляет интерес как источник ангидрита, барита и флюорита. Месторождения этой формации редки и связаны с апикальными частями комплексов ультраосновных щелочных пород и карбонатитов.

На месторождении Амба-Донгар (Индия) основная рудная залежь имеет дайкообразную форму. В составе руд установлены (в %): флюорит 45; барит 20,5; ангидрит 8,4, а также апатит, минералы ниобия, тантала и радия.

Формация гажи представлена в СССР мелкими месторождениями в Центральном и Южном Казахстане, Средней Азии, Закавказье и Прикаспии, Ходжакульское месторождение (Кара-Калпакская АССР) расположено в предгорной долине с огипсованными пролювиальными отложениями. Мощность пластообразного тела гажи достигает 3 м, массовая доля гипса составляет 25—75%. Горизонт глино-гипса прослеживается на площади 35 км². По данным В. Н. Щербины и В. Г. Сагунова, месторождение возникло под действием восходящих минерализованных подземных вод, насыщенных сульфатом кальция, который был выщелочен из подстилающих огипсованных меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Усиленный приток подземных вод к поверхности обусловлен интенсивным испарением грунтовых вод в условиях аридного климата.

Формация огипсованных карбонатных пород имеет небольшое значение. Мелкие месторождения в девонских известняках Хакасии образовались под действием вадозных вод, содержащих серную кислоту. Последняя возникает при гипергенном разложении сульфидов.

Формация гипсоносных кепроков представлена месторождениями с небольшими запасами. Залежи гипса имеют линзо- и пластообразную форму (например, залежь гипса в Илецком соляном штоке в Оренбургской области).

Формация гипсов и ангидритов в осадочных толщах, возникших в условиях аридного климата, имеет важнейшее промышленное значение. Месторождения гипса и ангидрита содержат крупные пластовые залежи мощностью от первых метров до десятков метров и протяженностью от километров до десятков километров. Например, площадь залежи на Новомосковском месторождении гипса превышает 32 км²; мощность этой залежи изменяется от 9,5 до 23 м; массовая доля CaSO₄ · 2H₂O варьирует от 56 до 98 %. Месторождения этой формации известны также в Канаде, ГДР, США и многих других государствах.

Формация гипсовых песков практически не имеет промышленного значения.

Формация селенита представлена месторождениями с относительно небольшими запасами. Промышленное значение имеют обычно декоративноокрашенные скопления селенита. Они формируют фильтрационного происхождения прожилки в гипсовых толщах. На одном из уральских месторождений селенит разрабатывается в поделочных целях. Селенит часто встречается на месторождениях серы, но практического значения там, как правило, не имеет из-за низких декоративных качеств.

СЫРЬЕ С ПРОМЫШЛЕННО ЦЕННЫМИ ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ И ХИМИЧЕСКИМ СОСТАВОМ

ГЛИНИСТЫЕ ПОРОДЫ

Общие сведения

Глины — осадочные породы, сложенные преимущественно пелитовыми частицами (диаметр менее 0,001 мм) и состоящие в основном из глинистых минералов. Каолины также состоят из тонкодисперсных частиц глинистых минералов, но формируются не осадочным путем, а при выветривании ряда горных пород или при их гидротермальном изменении. Однако, по традиции, к глинам относят также породы, образовавшиеся гидротермальным путем, если они имеют монтмориллонитовый состав. К глинистым породам кроме собственно глин относят аргиллиты («уплотненные» глины), сланцеватые аргиллиты и даже глинистые сланцы. В начале XX в. П. А. Земятинский определял глину как горную породу, способную с водой образовывать пластичное тесто, сохраняющее по высыхании приданную ему форму, а после обжига приобретающее твердость камня. В настоящее время это определение пригодно только для пластичных глин, так как известны неразмокающие сухарные глины, камневки (флинтклей).

К группе глинистых пород относят также лёсс и суглинки, а промежуточными между глинами и карбонатными породами являются мергеля, в которых массовая доля карбонатов составляет 50—75%.

В состав глинистых пород входят глинистые и близкие к ним по физическим свойствам минералы («глинистая субстанция» глин), а также карбонаты, минералы бокситов, кварц, полевые шпаты, амфиболы, слюды, пироксены, углестые вещества, гидроксиды железа и марганца, рассеянные выделения и стяжения сульфидов, минералы кремнезема (халцедон, опал, кремни); среди аксессуарных установлены магнетит, турмалин, рутил, циркон и другие минералы.

К глинистой субстанции относятся следующие минералы: группа каолинита (каолинит, диксит, накрит) $Al_2(OH)_4[Si_2O_5]$, галлуазит $Al_2(OH)_4[Si_2O_5] \cdot nH_2O$ ($n \geq 2$); ряд минералов группы слюд (гидроslюды) — вермикулит

$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_3(OH)_2[Al_{<0,5}Si_{<1,5}O_{5,2}] \cdot 4H_2O$, иллит (гидромусковит) $(K, H_3O)Al_2(OH)_2[(Al, Si)_4O_{10}] \cdot ftH_2O$, глауконит $K<i>(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_{2-3}(OH)_2[Si_3(Si, Al)O_{10}]X$ $X=H_2O$, гидробиотит $(K, H_3O)(Mg, Fe^{2+})_3(OH)_2[(Al, Si)_4O_{10}]X$ $X=H_2O$; группа смектитов — монтмориллонит

$Mg_3(OH)_4[Si_4O_8(OH)_2] \cdot yNaO$, нонтронит $(Fe^{3+}, Al_2)(OH)_4[Si_4O_8(OH)_2] \cdot nH_2O$, сапонит

$Mg_3(OH)_4[Si_4O_8(OH)_2] \cdot yH_2O$, бейделлит

$Al_2(OH)_4[Si_4O_8(OH)_2] \cdot nH_2O$;

группа палыгорскита — палыгорскит

$Mg_5(H_2O)_4(OH)_2[Si_4O_{10}]_2 \cdot 4H_2O$, сепиолит $Mg_8-3xFe_{2x}(H_2O)_4(OH)_4[Si_4O_{10}]_2 \cdot 4H_2O$; группа хлоритов $(Mg, Fe)_{3-n}(Al, Fe^{3+})_n[AlnSi_{2-n}O_5](OH)_4$; ряд смешанно-слоистых образований. Близкие к каолиниту высокодисперсные минералы с не вполне определенным составом относятся к аллофанам, гекторит по составу близок к сапониту, содержит литий.

По составу глинистой субстанции среди глин выделяют полиминеральные и близкие к мономинеральным (анхимоминеральные) образования.

Глины обладают рядом свойств, которые обуславливают их промышленное применение, — пластичностью, воздушной и огневой усадкой, адсорбционными свойствами, связующей способностью, гигроскопичностью, гидрофильностью и др.

Пластичность — способность после смачивания водой деформироваться без разрыва сплошности и сохранять форму, полученную в результате деформации. Степень пластичности определяется специальными методами.

Воздушная усадка — изменение объема смоченной глины на воздухе, а затем в сушильном шкафу при ПО °С. *Огневая усадка* — изменение объема глины в процессе обжига. Огневая усадка огнеупорных глин при 1200 °С составляет, например, 7,5—20,5%, а при 1300 °С достигает 23%. Для уменьшения усадки в глины добавляют «отошающие» примеси (кварцевый песок и др.).

Адсорбционные свойства определяются способностью к адсорбции глинами различных веществ (органических веществ, металлов и др.) и измеряются показателем адсорбции — поглощение сорбируемого вещества в мг на 1 г глин. К высокосорбирующим относятся монтмориллонитовые (бентонитовые), палыгорскитовые и сепиолитовые глины.

Связующая способность выражается в способности пластичных глин связывать отошающие минералы, образуя при этом «тесто», пригодное для изготовления тех или иных форм, достаточно прочных после просушки. Связующая способность определяется сопротивлением сжатию, растяжению или излому образцов, отошенных стандартным песком в определенных массовых долях и затем высушенных.

Гигроскопичность — способность поглощать воду, связанная с явлениями адсорбции или абсорбции. Гигроскопичность особенно высока у глин монтмориллонитового состава, образцы которых, абсорбируя воду всей массой (а не только поверхностью), набухают.

Гидрофильность — легкость смачивания водой, определяемая соотношением теплоты смачивания водой и неполярным бензолом,

Вспучивание — способность при обжиге увеличиваться в объеме. Это свойство необходимо для глин, из которых делают легкие заполнители, но является отрицательным фактором при производстве обычных керамических изделий. Повышенная способность к вспучиванию отмечается у глин, обогащенных органическим веществом. В связи с этим в некоторые глины специально добавляют некоторые вещества (например, мазут).

Огнеупорность определяется температурой плавления. По температуре плавления глины разделяются на огнеупорные ($> 1580\text{ }^{\circ}\text{C}$), тугоплавкие ($1350\text{—}1580\text{ }^{\circ}\text{C}$) и легкоплавкие ($< 1350\text{ }^{\circ}\text{C}$). Среди огнеупорных глин выделяют высокоогнеупорные ($> 1700\text{ }^{\circ}\text{C}$), среднеогнеупорные ($1650\text{—}1700\text{ }^{\circ}\text{C}$) и низкоогнеупорные ($1580\text{—}1650\text{ }^{\circ}\text{C}$). Как правило, огнеупорность глин возрастает с повышением массовой доли Al_2O_3 и понижается с увеличением массовой доли щелочных и щелочноземельных металлов. Повышенная массовая доля органических веществ обычно не влияет на огнеупорность, но способствует получению черепка (продукта обжига) с увеличенной пористостью.

Огнеупорность определяется с помощью стандартного набора образцов пирамидальной формы (пироскопов) — «конусов» Зегера. Номера «конусов» Зегера соответствуют определенным температурам плавления и определенным соотношениям $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (для низких номеров и $\text{CaO}/\text{K}_2\text{O}$). Например, у конуса № 28 температура плавления составляет $1615\text{ }^{\circ}\text{C}$, состав — $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}10\text{SiO}_2$; у конуса № 35 соответственно — $1785\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{Al}_2\text{Cv}2\text{SiO}_2$; у конуса № 38 — $1835\text{ }^{\circ}\text{C}$, $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-}1,33\text{SiO}_2$.

Частичное плавление глин при обжиге называется спеканием. Для керамической промышленности большое значение имеет интервал температур, при которых глина находится на стадии частичного расплавления, — интервал спекания (от $100\text{—}400\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Для некоторых глинистых пород, особенно продуктов обогащения каолинов, большое значение имеет показатель белизны (коэффициент отражения, определяемый на лейкометре). Показатель белизны высококачественного каолина составляет не менее 75%.

Определенное значение для оценки качества глин имеет цвет черепка, в частности, для некоторых изделий требуются «беложгущиеся» глины, т. е. глины, дающие белый черепок.

В некоторых случаях дополнительно определяют термическую устойчивость, деформацию под нагрузкой при высоких температурах, массовую долю воды затворения, характер окраски, набухание и другие свойства глин. В промышленности также используется способность монтмориллонитовых глин, спекаясь при $900\text{—}1000\text{ }^{\circ}\text{C}$, терять ионообменные свойства и прочно связывать при этом ранее сорбированные вещества (например, радиоактивные),

Виды сырья

По особенностям свойств и состава среди глинистых пород выделяют следующие виды сырья: 1) глинистые илы; 2) каолины; 3) огнеупорные и тугоплавкие глины; 4) высокосорбирующие глины, легкоплавкие глины и аргиллиты; 5) лёсс, суглинки; 6) глинистые сланцы.

Глинистые илы — сравнительно новый вид сырья, значение которого постепенно возрастает. По областям применения они тесно связаны с группой легкоплавких глин. Илы сложены тонкодисперсными частицами глинистых минералов и отличаются от глин в основном консистенцией (рыхлостью сложения) и повышенной массовой долей воды.

Каолины сложены минералами группы каолина, в существенно меньшей доле — кварцем, реликтами слюд, иногда полевых шпатов. Разности каолинов, заметно обогащенные калиевыми полевыми шпатами, называются щелочными каолинами. За стандартный образец каолина (КК) СЭВа принят образец месторождения Карловы Вары (ЧССР). Этот каолин состоит на 85—90 % из каолинита, в меньшей мере присутствуют слюды ряда «мусковит—иллит», хлорит, кварц, монтмориллонит, турмалин, биотит, пирит, сидерит, рутил и апатит. Средний состав стандартного каолина (в %): SiO_2 47,06; TiO_2 0,166; Al_2O_3 36,77; FeO 0,982; MnO 0,015; MgO 0,192; CaO 0,236; Na_2O 0,032; K_2O 1,063; P_2O_5 0,090; CO_2 0,174; S 0,019; H_2O 12,75; п. п. п. 13,08. Каолин образовался за счет рудногорского гранита.

Огнеупорные и тугоплавкие глины сложены в основном каолинитом, галлуазитом, маложелезистыми гидрослюдами и монтмориллонитом с примесью кварца и других минералов. В составе глин отмечаются карбонаты, иногда стяжения пирита и марказита, желваки кремния; нередко присутствуют углистые вещества и гидроксиды железа. В некоторых разностях огнеупорных глин, особенно в сухарных глинах, установлены минералы бокситов. К огнеупорным глинистым породам относятся пластичные, сухарные и полусухарные глины и некоторые глинистые сланцы. По массовой доле Al_2O_3 выделяют высокоосновные (более 40%), основные (30—40%), полукислые (15—30%) и кислые (до 15%) разности. В тугоплавких глинах по сравнению с огнеупорными повышена массовая доля гидрослюды и монтмориллонита.

Высокосорбирующие глины разделяются по минеральному составу на три группы: 1) бентонитовые; 2) палыгорскитовые; 3) сепиолитовые. В группе бентонитовых глин ведущим минералом глинистой субстанции является монтмориллонит, но нередко широко развиты и смешаннослойные образования, а иногда — бейделлит, сапонит, гекторит. Выделяются две подгруппы — щелочные (в основном натровые) и щелочноземельные (в основном кальциевые) бентониты. Для первых характерна

ЁйОкая сорбционная способность; щелочноземельные бентониты при использовании в качестве сорбентов требуют активации, осуществляемой путем обработки кислотами, щелочами или термическим воздействием. В составе бентонитовых глин в качестве примесей имеются гидрослюды, цеолиты, кварц, сапонит, бейделлит, кристобалит, обломки вулканического стекла, хлорит и другие минералы. В палыгорскитовых глинах нередко присутствуют монтмориллонит, сепиолит, гидрослюды, смешаннослойные образования, карбонаты, цеолиты. Сепиолитовые глины распространены весьма ограниченно.

Легкоплавкие глины и аргиллиты сложены в основном железосодержащими минералами — вермикулитом, хлоритами, нонтронитом, а также монтмориллонитом, бейделлитом, сапонитом; иногда в их составе присутствуют глауконит и каолинит. Нередко легкоплавкие глины богаты органическими веществами, в них встречаются гидроксиды железа и марганца, стяжения пирита и марказита. В лёссе установлены глинистые минералы, примеси алевролитовой фракции (кварц, полевые шпаты и другие минералы); карбонатный материал рассеян в массе породы или формирует стяжения.

Суглинки в существенной мере сложены алевролитовой и псаммитовой фракцией. Глинистые сланцы состоят из гидрослюд, хлоритов, каолинита, а также кварца и полевых шпатов; иногда в качестве примесей присутствуют монтмориллонит, углистые вещества, карбонаты, сульфиды железа.

В небольшом количестве производятся синтетические глинистые минералы. Например, синтетический смешаннослойный иллит-монтмориллонит получают в США.

Для некоторых производств в США, Великобритании, Японии, Франции используется бентонит с катионами органического алкиламина придающими ему гидрофобность.

Применение

Каолины широко используют после обогащения (сухого или мокрого), реже применяют в необогащенном виде (каолин-сырец). Наряду с обогащением для получения каолинитового или кварц-полевошпатового (из щелочных каолинов) концентрата прибегают и к облагораживанию. Облагораживанию обычно подвергают каолинитовый концентрат для придания ему более высокой белизны. К числу важнейших свойств каолина относятся его высокая белизна в сыром и обожженном состоянии, огнеупорность, сорбция, гидрофильность, пластичность, связующая способность, удовлетворительные интервал спекания и усадка, дисперсность. Главные потребители каолинитового концентрата — бумажная и керамическая отрасли промышленности, а также резиновая, мыловаренная, огнеупорная, химическая. В меньшей мере каолин используется при изготовлении пластмасс, карандашей, минеральных красок, силумина, ультрама-

рина, огнеупоров. Каолин-сырец применяют в Цементной промышленности и в производстве Полукислых огнеупоров. Попутно получаемые кварцевый и кварц-полевошпатовый концентраты используют в производстве керамических абразивных толе-рубероидных и других изделий.

Каолин для производства бумаги и картона выпускается в СССР различных марок. Марки КН-82 и КН-84 предназначены для производства печатной и писчей бумаги с применением беленой целлюлозы и древесной массы; КН-80 и КН-78 — для производства той же бумаги, но с применением только древесной массы; КН-77 и КН-73 — для производства печатной и писчей цветной бумаги из небеленой целлюлозы и древесной массы; КП-87 и КП-84 — для производства мелованой бумаги и картона*. Нормируются влажность, степень помола, а для марок КП-87 и КП-84 — величина рН (5,5–7).

В химической промышленности каолин применяется при производстве сернокислого (марки КАС) и хлористого алюминия (марки КАХ-1 и КАХ-2) и пестицидных препаратов (марка КССП — для производства смачивающихся порошков). Для марок КАС, КАХ-1 и КАХ-2 массовые доли компонентов составляют (в %): Al_2O_3 в пересчете на сухое вещество — более 37, 36, 35; Fe_2O_3 — менее 1, 1,2, 2; TiO_2 — менее 1,4, 0,8, 1. В марках КССП и КСД максимально допустимая массовая доля Fe_2O_3 1 %, маслосмкость должна быть ниже 40, рН 6,6–8. Не допускается наличие посторонних примесей, видимых невооруженным глазом.

Каолин для кабельной промышленности выпускается марок К_и и К_г, в которых максимально допустимые массовые доли компонентов составляют (в %): Fe_2O_3 0,5 и 0,8; CuO 0,005; Mn_2O 0,01; Cl^- и SO_4^{2-} в водных вытяжках не более 0,01.

При использовании обогащенного каолина для производства электротермического силумина (марки КЭС-37, КЭС-36 и КЭС-35) и ультрамарина (марки КУС и КУМ) лимитируется максимально допустимая массовая доля Fe_2O_3 (в %) — 0,4; 0,5; 0,8; 0,4; 0,5. Для марок КЭС-37, КЭС-36 и КЭС-35 также ограничиваются и массовые доли TiO_2 (0,4, 0,6, 0,8 %) и CaO (0,6, 0,7 и 0,8 %). Минимальная массовая доля Al_2O_3 указана в индексе марок.

Для парфюмерной промышленности в обогащенном каолине нормируется белизна: для марок П-1, П-2 и П-3 — не менее 80, 75 и 70 %.

При изготовлении шамотных изделий (сырье марок Ш-1 и Ш-2) нормируется минимально допустимая масса Al_2O_3 в пересчете на прокаленное вещество (38 и 35 %) и максимально допустимая массовая доля Fe_2O_3 (1,5 и 2,5); огнеупорность должна быть не менее 1730 °С (Ш-1) и 1690 °С (Ш-2).

При использовании каолинового концентрата в резинотехнических изделиях и пластмассах, а также в производстве искусственных кож и тканей нормируются максимально допустимые массовые доли Fe_2O_3 (от 0,5 до 2 %), SO_3 (от 0,1 до 0,2 %) и водорастворимых солей (для ряда марок).

При изготовлении керамических изделий на базе каолина нормируется предельно высокая массовая доля Fe_2O_3 (от 0,7 до 1,2 %), TiO_2 , CaO , S . Например, для марок КФ-1 и КФ-2, используемых для получения фарфора высокой белизны и просвечиваемости, массовые доли Fe_2O_3 не должны превышать 0,8–1 %, CaO — 0,8 %, S — 0,3 %. Массовая доля Al_2O_3 в каолине для керамических изделий должна быть не менее 36 %, а TiO_2 — не более 0,4–1,2 (в зависимости от марки).

Огнеупорные и тугоплавкие глины применяют в производстве шамота, в том числе огнеупорного шамотного кирпича, сталеразливочного припаса, папселей (коробов для обжига*

* Цифра в названиях марок соответствует минимально допустимой белизне каолина, а вторая буква означает: «Н» — для наполнения, «П» — для покрытия.

фаянсо-фарфоровых изделий), фаянсовых и фарфоровых изделий. Тугоплавкие глины широко применяются в строительной керамике для производства облицовочной плитки, облицовочных блоков, дренажных труб, кислотостойких и других изделий. Частично огнеупорные глины используются в тонкой керамике. В литейном производстве пластичные огнеупорные глины применяются как связующая добавка в песочно-глинистых литейных формах.

При оценке качества огнеупорных и тугоплавких глин большое значение имеют температура плавления, а также минимально допустимая массовая доля Al_2O_3 . Среди алюмосиликатовых изделий выделяют полукислые (менее 28 % Al_2O_3), шамотные (28—45%) и высокоглиноземистые (более 45%). Высокоглиноземистые и шамотные огнеупоры широко используются в черной металлургии. В глинистом огнеупорном сырье массовая доля Fe_2O_3 должна быть в основном не более 2 %, реже до 5,5 % (в зависимости от марки). Повышенные массовые доли Fe_2O_3 , щелочей и щелочноземельных металлов снижают огнеупорность; с повышением массовой доли Al_2O_3 огнеупорность возрастает.

Бентонитовые глины широко используются для изготовления промывочных буровых жидкостей, в производстве железорудных окатышей и керамзита, в литейном производстве, для очистки нефтепродуктов и вин, для очистки вод от вредных элементов, в качестве биостимуляторов в животноводстве (добавка к кормам), в медицине, в керамике, в ирригационном строительстве, очистке растительных масел, производстве красок, мыла и многих других изделий.

Главным показателем при оценке сырья при использовании бентонитовых глин в бурении является выход раствора из тонны глины. Высший сорт бентонитов позволяет получить более 15 м^3 промывочной жидкости, второй — $9\text{—}12 \text{ м}^3$, третий — $6\text{—}9 \text{ м}^3$, четвертый — менее 6 м^3 . Определенное значение имеют тонина помола, способствующая повышению степени коллоидности раствора, а также наличие песка в суспензии, ухудшающее качество раствора. Оптимальная влажность для буровых глинопорошков 5—8 %. Влажность влияет на характер слеживаемости порошков, их смерзаемость, комкование и другие свойства.

В производстве железорудных окатышей используются щелочные бентониты с коэффициентом набухания не менее 12, однако показано, что в этих целях возможно применять и тонкодисперсные щелочноземельные бентониты, а также некоторые нонтронитовые глины.

В литейном производстве бентонитовые глины — связующий материал в формовочных смесях. Среди формовочных глин выделяют три вида: Б — бентонитовые, К — каолиновые и каолин-гидрослюдистые, П — полиминеральные. На оценку качества глин влияют пределы прочности при сжатии во влажном и сухом состояниях, сумма обменных катионов, число пластичности, значение коллоидальности, массовые доли Fe_2O_3 , $Na_2O + K_2O$, $CaO + MgO$. Так, для прочносвязанных бентонитовых глин предел прочности при сжатии во влажном состоянии должен быть не менее $12,753 \cdot 10^4$ Па, для среднесвязанных — не менее $10,791 \cdot 10^4$ Па, для малосвязанных — не менее $8,829 \cdot 10^4$ Па. Для различных марок бентонитовых глин верхний предел массовых долей Fe_2O_3 составляет 4,5 и 8%; $Na_2O + K_2O$ — 3 и 5%; $CaO + MgO$ — 5 и 8%. Однако для глин некоторых месторождений предусмотрены и исключения. Например, для глин Черкасского месторождения массовая доля $CaO + MgO$ должна быть не более 10 %.

Бентонитовые глины, используемые для тонкой и строительной керамики, оцениваются по массовым долям Fe_2O_3 , TiO_2 , SO_3 и ряду физико-химических

свойств. Например, для глин Огланлинского месторождения установлены марки ФРК (для производства художественного и хозяйственного фарфора, электро- и радиокерамики) и СК (для производства строительной керамики, включая плитки для облицовки стен и полов). Для этих марок ограничены максимально допустимые массовые доли $Fe_2O_3 + TiO_2$ (1,75 и 2,25 %), SO_3 (0,50 и 0,75 %); показатель адсорбции должен быть не менее 200 и 150 мг/г; бентонитовое число (набухаемость) — не менее ± 80 и 75 мл; средний предел прочности на изгиб (связующая способность) — не менее 2 МПа для обеих марок. Однако для радиокерамики массовая доля SO_3 не должна превышать 0,25 %.

Палыгорскитовые (аттапультитовые) глины применяются для получения солестойких и термостойких промывочных жидкостей, в качестве сорбентов и катализаторов как стабилизирующие добавки в производстве удобрений и ядохимикатов, возможно их использование и в ряде других отраслей промышленности.

Сепиолитовые глины, как и палыгорскитовые, способны придавать буровым растворам большую стойкость, позволяющую при бурении использовать даже не пресную, а морскую воду. Их можно применять и в качестве адсорбентов.

Легкоплавкие глины, суглинки и аргиллиты, а также глинистые сланцы применяются в производстве керамзита, аглопорита и других видов легких заполнителей бетона, кирпича, черепицы, цемента, а также при строительстве насыпных дамб и других сооружений. Для всех этих производств разработаны те или иные показатели, позволяющие оценить качество сырья. Например, для глинистого сырья, используемого в производстве керамзитового гравия и песка, ограничены массовые доли ряда компонентов (в %): кварца не более 30; тонкодисперсная фракция с размером частиц менее 1 мкм — не менее 15; SiO_2 не более 70; CaO 6; MgO 4; SO_3 1,5; органическое вещество 3; $(Al_2O_3 + TiO_2)$ 10—25; $(FeO + Fe_2O_3)$ 2,5—12; $(K_2O + Na_2O)$ 1,5—6,0. Вредными примесями считаются включения известняка, доломита, пирита, гипса. Ограничивается массовая доля крупнозернистых включений: диаметром 0,5—1 мм — не более 5% (карбонатных не более 3%); диаметром 5 мм — не более 3% (карбонатных не более 2%); диаметром более 5 мм — не более 2% (карбонатных не более 1%). Температурный интервал вспучивания глин в естественном состоянии или с применением добавок должен составлять не менее 30 °С, а коэффициент вспучивания — не менее 2.

К керамзиту, полученному из глинистых пород, предъявляется ряд требований, ограничивающих величину объемной насыпной массы, количество циклов попеременного замораживания и оттаивания (морозостойкость), минимальную массовую долю игольчатых и плоских частиц, потерю в массе при кипячении, массовую долю расколотых зерен и др.

Экономические сведения

Глины широко распространены. Однако, если рассматривать распределение крупных месторождений того или иного вида глинистого минерального сырья, очевидна ограниченность развития тех или иных глинистых пород. Редко встречаются сепиолитовые глины, ограниченно развиты месторождения палыгорскитовых глин, ошутима потребность в расширении сырьевых баз высококачественных каолинов, огнеупорных и тугоплавких глин и высококачественных щелочных бентонитов. Нередко возникает проблема поисков самых обычных строительных глин. Мировая добыча глин в 1978 г. составила около 530 млн. т.

Месторождения каолинов известны в СССР, США, КНР, Индии, Великобритании, Франции и других странах. По данным Горного бюро США,

мировое производство каолина в 1983 г. составило 20 млн. т, в том числе (в млн. т.): США 6,5; Великобритания 3,6; Колумбия 0,8; Индия 0,6; Франция 0,4; Бразилия 0,5. Одно из ведущих мест в мире по производству каолина занимает СССР, большое количество каолина получают в КНР и ЧССР, а также в ФРГ, Японии, ГДР, Испании, Мексике, Австралии, ЮАР, Аргентине, Иране.

Бентонитовые глины добываются во многих странах. По данным Горного бюро США, их добыча в 1983 г. составила (в млн. т.): в США 1,7; Великобритании 0,2; щелочноземельных бентонитов — США 2,8; Греция 0,3; Мексика 0,2. Всего в мире добывается около 10 млн. т бентонитовых глин (в СССР более 2,5 млн. т). В значительных количествах добыча бентонитовых глин производится в ЧССР, ПНР, СРР.

Добыча огнеупорных глин в 1981 г. составила в США 1,7 млн. т, а в 1982 г. — 0,9 млн. т. В США 42 % щелочноземельных бентонитов используется в бурении, 18 % в производстве железорудных окатышей, 16 % в производстве формовочных смесей, 53 % фуллеровых земель — в производстве адсорбционных и фильтровочных материалов, 11 % — в производстве инсектицидов; 50% каолина идет в бумажную промышленность, 10% — в огнеупорную, 3 % — в резинотехническую.

Пальгорскитовые глины известны в США, ряде стран Африки, в СССР (Украина, Узбекистан) и в других странах; сепиолитовые — в Испании, Туючи, на Кубе, в СССР (Якутия).

Стоимость обогащенного каолина в США колеблется от 63 до 280 дол/т, бентонитовых глин — от нескольких («керамзитовые бентониты») до 90 дол/т.

Для месторождений каолинов в СССР принята следующая группировка по масштабу запасов (в млн. т): очень крупные более 50, крупные 30—50, средние 10—30, мелкие менее 10. Месторождения бентонитовых глин с запасами свыше 20 млн. т относятся к крупным, менее 10 млн. т — к мелким, менее 1 млн. т — к очень мелким.

Условия образования месторождений

Глинистые породы образуются в гидротермальных и экзогенных условиях.

Каолины формируются в процессе выветривания алюмосиликатных пород (гранитов, гнейсов, глинистых и кристаллических сланцев и др.) и значительно реже — при выветривании карбонатных пород. Крупные месторождения каолинов связаны с древними коврами выветривания; площадными, линейно-площадными, линейными. Каолинизация по зонам разломов проникает на большие глубины.

В. П. Петров считает, что в качестве промежуточных минералов при выветривании полевых шпатов и слюд возникают гидрослюды или галлуазит, а затем по ним формируется каолинит, Е. Г. Куковский и В. И. Сивоконь отмечают непосредственное развитие по полевым шпатам не только каолинита, но и гидраргиллита. В. А. Файзулин показал, что при выветривании гранитов по основным плагиоклазам сначала развивается монтмориллонит, который затем преобразуется в каолинит, в то время как по кислым плагиоклазам развивается непосредственно каолинит. С. С. Чекин, В. И. Финько и Н. Д. Самогин отметили, что на начальной стадии выветривания по средним плагиоклазам развивается монтмориллонит, по альбиту — галлуазит, а по калиевым полевым шпатам — каолинит, 280

Маряду с каолиноидными йзвещиями и галлуазитовые Коры выветривания. Например, галлуазитовые глины развились по риолитам и риолитовым туфам на Михаловецком месторождении (ЧССР). Изучение кор выветривания на Украине, Казахстане и в других регионах СССР показало, что из полевых шпатов наиболее быстро глинизируются плагиоклазы, а калиевые полевые шпаты более устойчивы. В связи с этим между зоной кварц-каолиновых пород (каолинов) и зоной начального выветривания (слабоглинизированные породы) может располагаться зона щелочных каолинов (каолиниты) и реликтовые калиевые полевые шпаты и кварц).

Как отмечает В. И. Сивоконь, верхняя часть зоны каолинов может преобразовываться за счет процессов инфильтрации, выражающихся в процессе переноса из перекрывающих каолины суглинков ряда компонентов, в том числе СаО, ухудшающих качество сырья. В развивающейся подзоне инфильтрационных преобразований появляются кальцит, нередко формирующий мучнистые примазки в трещинах, а также затеки гидроксидов железа и иногда кремниевые стяжения. Эта подзона нередко содержит настолько измененное сырье, что ее приходится исключать из подсчета запасов каолинов.

Гидротермальные каолины различаются по минеральному составу и морфологии залежей. В их составе, наряду с каолинитом, присутствуют диккит и накрит; в районе локализации их месторождений отмечаются барит, алунит, полиметаллы.

Каолины элювиального генезиса могут переотлагаться, формируя вторичные залежи на некотором удалении от мест первичной глинизации. В связи с этим каолины, возникшие элювиальным путем, нередко называют первичными каолинами, а переотложенные — вторичными.

В. П. Петров показал, что "месторождения огнеупорных глин формируются вследствие размыва и переотложения каолиновых кор выветривания. Во многих случаях эти месторождения формировались в озерно-болотных пресноводных условиях, причем определенную роль играли гумусовые кислоты, способствующие удалению из зон седиментогенеза гидроксидов железа важнейших компонентов, снижающих огнеупорность глин. Тугоплавкие глины также формировались в озерно-болотных условиях (нередко в старицах). Иногда они возникали в зонах опресненных лагун, дельт и морского побережья.

В ряде случаев формирование огнеупорных и тугоплавких глин осуществлялось в карстовых полостях (В. И. Никитин, В. Н. Кирсанов и др.).

К ресилификационным Б. В. Горбачев и В. В. Шабалин относят те месторождения огнеупорных глин, которые сформировались в процессе ресилификации и деферризации бокситов, т. е. при обогащении их кремнеземом при удалении железа. Такой характер генезиса был установлен по наличию реликтовых текстур бокситов и примеси минералов бокситов.

бентонитовые глины формируются различным путем. В одних случаях они возникают в результате подводного разложения вулканических туфов (А. А. Гвалчрелидзе, С. С. Филатов и др.). Процессы разложения протекали в щелочной среде. В морских условиях могут возникать щелочные и беложгущиеся бентониты, а в континентально-пресноводных — щелочноземельные. В ряде случаев бентонитовые глины щелочноземельного типа возникают в морских или озерных условиях не как результат разложения пеплов, а вследствие переотложения продуктов выветривания горных пород повышенной основности (мафитов, амфиболитов и др.). Небольшое практическое значение имеют месторождения бентонитов, возникшие по магматическим породам элювиальным путем. Отдельные месторождения бентонитов возникли, по данным А. А. Гвалчрелидзе, Г. А. Мачабели и других геологов, гидротермальным путем, что подтверждается штокообразной и дайкообразной формой их залежей. Некоторые исследователи допускают возникновение пластов бентонитов при замещении вулканических пеплов под воздействием подземных вод, что, по мнению М. Кужварта, подтверждается на месторождении бентонитов Блек-Хилл (США), где каждый слой бентонита подстилается зонкой окремнения (SiO_2 , высвобождается при бентонитизации пеплов). Щелочные бентониты в зонах выветривания могут переходить в щелочноземельные, как это установлено на Нальчикском месторождении в Предкавказье.

Пальгорскитовые глины формируются в аридном климате (например, в условиях засоленных лагун и неглубокого шельфа, нередко совместно с залежами фосфоритов) или в процессе переотложения в морских условиях кор выветривания пород повышенной основности (богатых магнием). Сепиолитовые глины рассматриваются как продукт переотложения кор выветривания ультрамафитов, а также связаны и с толщами эвапоритов. Месторождение гекторита в США возникло в озерных условиях под воздействием вод горячих источников на туфы в щелочной среде.

В морских и озерных условиях возникают многочисленные месторождения легкоплавких глинистых пород. Эти месторождения могут также иметь делювиальное происхождение (в основном суглинки) и моренное. Лёсс формируется в основном при эоловых процессах.

Основные формации

Промышленные месторождения глинистых пород имеют гидротермальное, элювиальное, осадочное и эффузивно-осадное происхождение.

Формация каолина гидротермального генезиса имеет большое значение. К ней принадлежит около трети мировых запасов каолина. Залежи имеют штоко-, трубо-, линзо- и пластообраз-

ную форму. Глинистая субстанция представлена каолинитом, галлуазитом, диккитом, иллитом. По мере увеличения в составе породы доли серицита, пиррофиллита и диаспора она переходит в фарфоровый камень.

В отличие от элювиальных каолинов, залежи данного типа характеризуются более пестрым и непостоянным составом, как правило, меньшими параметрами, однако массовая доля вредных примесей — оксидов железа и титана — в них обычно меньше. Гидротермальные месторождения каолинов возникают преимущественно за счет кислых и средних метаморфических пород.

Ведущее значение имеют месторождения, связанные с эффузивными или интрузивными породами.

Месторождения, связанные с эффузивными породами, приурочены к андезит-риолитовому поясу Чили (диккит-каолиновое месторождение Мерседес) и Мексики (крупнейшие месторождения каолинов района Сан-Луи-Потоси), а также известны в Новой Зеландии (галлуазитовые беложгущиеся глинистые породы районов Матаури-Бай), Японии (каолинитовые месторождения Угусу), ВНР, ЧССР, СРР, СФРЮ и СССР (Береговское).

Месторождения, связанные с изверженными породами (в основном с гранитоидами), известны в Японии (каолины месторождения Канпаку) Таиланде, СФРЮ и других странах.

Формация бентонитовых глин гидротермального генезиса имеет большое значение и представлена крупными и средними месторождениями щелочных и щелочноземельных бентонитов, развившихся по вулканогенным, субинтрузивным и вулканогенно-осадочным породам (трахибазальтовым туфам, пеплам и лавам, андезито-базальтовым порфирам и др.). Мощность штоко-, дайко- и пластообразных тел полезного ископаемого обычно составляет многие десятки метров (иногда 120 м и более). В СССР к этому типу относятся месторождения Саригюхское (Армения), Даш-Салахлинское (Азербайджан) и Асканское (Грузия).

Формация элювиальных каолинов (первичных каолинов) имеет очень большое значение. Рудные тела представлены плащеобразными (рис. 25), линзообразными и иной формы залежами нередко с «корнями», уходящими вниз по зонам трещиноватости и разломов. Наиболее высококачественные каолины образуются обычно за счет лейкократовых гранитов, пегматитов и аплитов. Большинство месторождений сформировалось за счет калишпатовых гранитов (Просняновское в СССР, Седлец в ЧССР, Сент-Остел в Великобритании), гнейсов и мигматитов (Глуховецкое в СССР); меньшее значение имеют месторождения апоплагиогранитные и возникшие за счет кварцевых диоритов (Алексеевское в СССР). Известны месторождения, сформировавшиеся по аркозовым породам (Подбржаны в ЧССР), по глинистым сланцам и глинисто-карбонатным

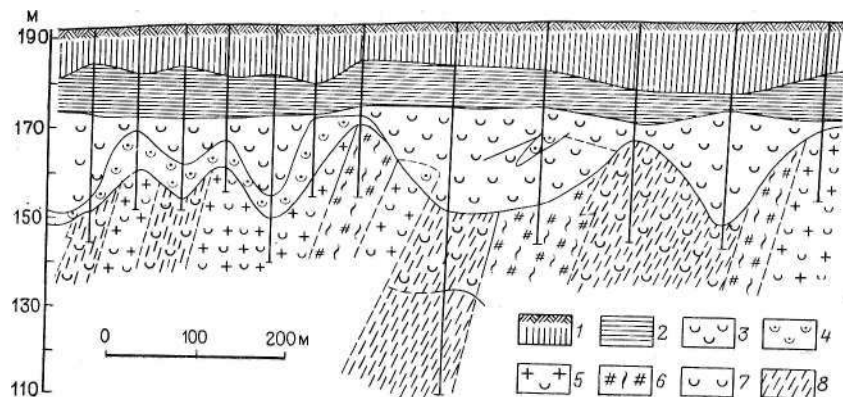


Рис. 25. Схематический разрез Вершинской залежи каолина (по В. И. Сивокону):

1 — суглинки; 2 — глины; 3 — каолин нормальный; 4 — каолин щелочной; 5 — дресва (5 — гранит и мигматит, 6 — плагиомигматит, 7 — биотит-плагиоклазовый гнейс); 8 — слабыветрелый биотит-плагиоклазовый гнейс

породам (Шпергау в ГДР и Евсинское в СССР), по кислым эффузивам и экструзивам (Зейлиц в ГДР и Ангренское в СССР), по габбро-сиенитам, сиенитам, кристаллическим сланцам и другим породам. Как исключение, элювиальные концентрации каолина возникают по карбонатным породам — известнякам (мелкие месторождения в Западной Сибири) и доломитам (Миссури, США).

Мощность плащеобразных залежей первичных каолинов колеблется обычно от десятков сантиметров до первых десятков метров, протяженность составляет километры и десятки километров; залежи в плане имеют различную изометричную, удлиненную или неправильную форму. При наличии в исходных породах калиевых полевых шпатов нередко развиваются зоны щелочных каолинов мощностью обычно в несколько метров.

Небольшое значение имеет *формация элювиальных галлуазитовых глин*, развившихся преимущественно за счет кислых магматических пород и вулканических туфов. На Михаловецком месторождении (ЧССР) галлуазитовые глины возникли за счет выветривания риолитов и риолитовых туфов. На о. Кауки (Гавайи) залежи галлуазитовых глин мощностью до 8 м связаны с выветриванием нефелиновых базальтов. Галлуазитовые глины известны в США, СФРЮ, Японии и в других странах.

Известен ряд проявлений элювиального генезиса бентонитовых глин, обычно их промышленное значение невелико.

Элювиальные накопления *нонтронитовых глин в порах выветривания ультрамафитов* в ряде случаев служат источником никеля и кобальта и пригодны для получения железорудных окатышей.

Формация катагенетических ресилификационных апобокситовых огнеупорных глин известна в Казахстане и на Урале. Ре-

ликты бокситовых структур встречаются на известном Троицко-Байновском месторождении. Возможно, формация включает ряд месторождений, относимых ранее к озерно-болотным и озерным огнеупорным глинам.

Формация вторичных каолинов имеет небольшое значение как источник каолинитового концентрата, но представляет интерес как разновидность огнеупорных и тугоплавких глинистых пород. Залежи вторичных каолинов нередко имеют постепенные переходы к залежам огнеупорных глин, отличаясь от последних более крупными частицами пластинок каолинита (5 мк, а в глинах 2 мк), повышенной массовой долей кварцевых зерен и пониженной пластичностью. От первичных каолинов вторичные отличаются отсутствием реликтовых структур исходных пород и следами переотложения; кроме того, на глубине залежи вторичных каолинов не имеют переходов в первичные породы, за счет которых формировались каолины. Характерна также неравномерность распределения зерен кварца («запесоченность»). Мощность пластовых залежей вторичных каолинов колеблется от десятых долей метра до первых десятков метров. Месторождения данного типа известны на Украине (Положское, или Пологское) и в Амурской области (Чалганское).

Формация сепиолитовых глин имеет ограниченное значение. Залежи имеют плащеобразную и пластовую форму. Месторождения сравнительно редки, известны на Кубе и в Испании.

Формация озерно-болотных и озерных огнеупорных и тугоплавких глин имеет большое промышленное значение. Формы залежей — пласты и линзы. Мощность залежей обычно колеблется от 1 до 8 м (реже до 15 м). Глины представлены пластичными, полусухарными и сухарными разновидностями; состав глинистой субстанции в основном каолинитовый; встречаются гидрослюда и монмориллонит, иногда присутствуют гидраргиллит, смешаннослойные минералы. Месторождения формировались в озерных и озерно-болотных условиях за счет переотложения продуктов выветривания; иногда озера имели карстовый характер (карстово-лимнический тип, по В. В. Шабалину и В. П. Кирсанову). В СССР к образованиям данного типа относятся месторождения Боровичско-Любытинской группы, Латненское, Часов-Ярской группы.

Формация тугоплавких и огнеупорных глин прибрежно-морского и лагунного генезиса (опресненных лагун) также связана с переотложением продуктов выветривания. Мощность залежей пласто- и линзообразной формы составляет обычно несколько метров. Глины пластичные, сложены преимущественно каолинитом, частично гидрослюдами, монмориллонитами, смешаннослойными минералами. Месторождения известны в СССР (Ново-Одесское, Соль-Илецкое) и США (эоценовые глины формации иоми в Калифорнии).

Формация бентонитовых и палыгорскитовых глин — продуктов переотложения кор выветривания магнезиальных пород

(мафитов, амфиболитов и др.) в морских условиях — имеет существенное значение. Формы залежей пластовые. Преобладают щелочноземельные бентониты, редко встречаются палыгорскитовые глины (Черкасское месторождение в СССР, месторождение Портерс-Крик в США и др.).

Формация палыгорскитовых глин засоленных фаций морского и лагунного генезиса имеет ограниченное значение. Месторождения известны в СССР, Сенегале и других странах.

Формация морских легкоплавких глин широко распространена и имеет большое промышленное значение. Форма залежей пластовая, мощность тел изменяется от метров до десятков метров. Глинистая субстанция представлена магнезиалы-ю-железистыми гидрослюдами, монтмориллонитом, бейделлитом, хлоритом, смешаннослойными минералами, иногда глауконитом. В ряде случаев глины содержат органические вещества. В СССР месторождения данной формации известны в Московской обл. (Ельдигинское), Ленинградской обл. и в других регионах.

Формация озерных легкоплавких глин развита достаточно широко. Мощность линз и пластов глин составляет обычно первые метры.

Формация делювиальных суглинков и глин развита также широко, с ней связаны преимущественно мелкие месторождения. Сырье относится к легкоплавкому типу. Форма залежей — пласты, линзы и плащеобразные тела; мощность — первые метры.

Формация лёсса развита сравнительно широко, породы используются в качестве легкоплавкого сырья. Форма залежей пластовая, мощность их колеблется от первых метров до десятков метров. Эта формация очень широко распространена в КНР.

Формация моренных глин и суглинков (легкоплавкое сырье) широко распространена в СССР, ПНР и других странах. Формы залежей — линзы и пласты. Глинистая субстанция представлена в основном гидрослюдами, каолинитом, хлоритом; характерно присутствие галечного, валунного и песчанно-гравийного материала.

Формация флювиогляциальных легкоплавких глин развита ограниченно; мощность линз и пластов глин составляет обычно первые метры.

Формация легкоплавких аргиллитов широко развита в СССР и других странах. Залежи имеют пластовую форму, мощность их изменяется обычно от первых метров до десятков метров. В ПНР, по данным К. Жамалека, вишневые аргиллиты состоят на 50 % из глинистых минералов (иллит, каолинит, клинохлор, смектит ряда бейделлит-нонтронит) и пригодны для производства пористой керамики.

Формация морских глинистых илов широко развита; запасы сырья огромны. Сырье используют для производства легких заполнителей бетонов.

Формация глинистых сланцев (легкоплавкое сырье) развита достаточно широко. Форма тел пластовая, мощность измеряется метрами и десятками метров. Генезис формации метаморфических. Имеют промышленное значение и формации выветрелых глинистых сланцев, сложенных преимущественно гидрослюдами.

КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ

Общие сведения

Карбонатные породы — породы, в составе которых преобладают карбонаты кальция, магния и железа, — широко распространены в земной коре (массовая доля около 20 %). По данным геологов США, известняки и доломиты составляют 14—29 % массы осадочных пород; при этом известняки распространены больше, чем доломиты. В составе карбонатных пород присутствуют также глинистые минералы, иногда сульфаты, углистые вещества, кварц, полевые шпаты, сульфиды и другие аллотигенные и аутигенные минералы. Среди карбонатных пород наиболее широко развиты известняки, доломиты, мергели, мраморы; реже встречаются травертины, известковая гажка, карбонатиты жильные карбонатные породы. К карбонатному сырью относят также нелитифицированные образования: скопления раковин (ракуша), карбонатные пески и др.

Прокаленный остаток карбонатных пород, нерастворимый в соляной кислоте, нередко называют глинистой субстанцией карбонатных пород (не путать с глинистой субстанцией глинистых пород!).

Разнообразие состава карбонатных пород обуславливает и разнообразие их механических свойств. Так, прочность карбонатных пород на раздавливание колеблется преимущественно от 10 до 200 МПа, пористость — от десятых долей процента до 60%. Окраска карбонатных пород может быть белой, кремово-серой, зеленовато-бурой, красновато-бурой, темно- и светло-серой и т. д. Серая, вплоть до почти черной окраска связана в основном с наличием органических веществ, зеленая — с наличием хлорита и глауконита. Разнообразны структуры и текстуры карбонатных пород.

Виды сырья

Разновидностями карбонатных пород являются многочисленные переходные разности в рядах «известняк — доломит» и «карбонатные породы — глины» (табл. 10, 11).

По данным С. С. Виноградова, массовая доля MgO в переходных карбонатных породах колеблется (в %): слабодолмитизированные известняки 1,2—4; доломитовые известняки 4—10; известняк, обогащенный доломитом, 10—17; сильномергелистый известняк 19,7—21,4; чистый доломит 21,4—21,8.

Таблица 10. Группировка карбонатно-глинистых пород в цементной промышленности СССР

Порода	Массовая доля, %	
	CaCO ₃	CaO
Известняк	100—95	56,0—53,2
Известняк мергелистый	95—90	53,2—50,4
Мергель известковый	90—75	50,3—42,0
Мергель глинистый	75—40	42,0—22,4
Мергель глинистый	40—20	22,4—11,2
Глина мергелистая	20—5	11,2—2,8
Глина	5—0	2,8—0,0

Таблица 11. Группировки известняково-доломитовых пород (по С. Г. Вишнякову)

Порода	Массовая доля, %	
	CaCO ₃	CaMg(CO ₃) ₂
Известняк	95—100	0—5
Доломитистый известняк	75—95	5—25
Доломитовый известняк	50—75	25—50
Известковый доломит	25—50	50—75
Известковистый доломит	5—25	75—95
Доломит	0—5	95—100

Известны и другие классификации. Например, в систематике М. В. Муратова описаны доломитовый мергель, глинистый доломитовый мергель, глинистый доломитовый известняк и другие породы, переходные между глинами, известняками и доломитами.

Разновидностями известняков являются мел, а также хемогенные, криптогенные, органогенные и кластогенные (обломочные) известняки. Среди биогенных известняков выделяются высокопористые (плотность 1,2—1,5 т/м³) известняки-ракушечники и разновидности, выделяемые по степени сохранности органических остатков (например, органогенно-детритовые) и по характеру организмов, с которыми связано формирование известняков (зоогенные, фитогенные, фитозоогенные). К зоогенным известнякам относятся коралловые, пеллециподовые, брахиоподовые, мшанковые, нуммулитовые и другие разновидности. Особой разновидностью известняка является литографский камень — мелкозернистый слабоглинистый известняк, пригодный для использования в литографии.

Для мела характерна слабая цементация, мажущие свойства, белая окраска, низкая прочность (4—5 МПа в сухом состоянии), невысокая объемная масса (1,5—1,6 т/м³).

Доломиты представлены как плотными разновидностями, так и рыхлой доломитовой мукой. Среди плотных разновидностей выделяют органогенные (например, водорослевые) доломиты.

Травертины — пористые карбонатные породы, возникшие на поверхности за счет выделения карбонатов из минеральных вод. С целью упорядочения терминологии следует относить к травертинам только породы, связанные с горячими подземными водами, а карбонатные породы, возникшие из холодных вод, относить к известковым туфам или известковой гаже. Травертины

имеют преимущественно арагонитовый состав (многие с примесью анкерита).

Среди мраморов по составу выделяют кальцитовые и доломитовые. Высоким качеством отличаются так называемые скульптурные мраморы, для которых характерны большая глубина просвета (до 3,5 см), однородность строения, высокая декоративность.

«Цветные» мраморы нередко обладают красивой расцветкой, наличием «рисунков» различного цвета.

Особая разновидность мергелей — мергель-натурал, ^ по составу близок к шихте известняка и глины, составляемой искусственно для получения цемента.

Карбонатиты (карбонатные породы, связанные с особыми комплексами ультрамафитов — щелочных пород) разделяются по составу на кальцитовые, анкеритовые, доломитовые и др.

Применение

Карбонатные породы используются в промышленности как в связи с особенностями их состава, так и благодаря их физическим свойствам — характеру окраски, механической прочности, огнеупорности, твердости, декоративности, диэлектрическим и др.

При использовании карбонатных пород в качестве рваного камня (щебня и бута) для оценки качества сырья большое значение имеют их прочность в водонасыщенном и сухом состоянии, морозостойкость, сопротивление удару, водопоглощение, дробимость, коэффициент размягчения, износ на полочном барабане и другие свойства. Например, при использовании карбонатных пород в качестве щебня для заполнения бетона гидротехнических сооружений их параметры должны составлять: прочность на сжатие в водонасыщенном состоянии — не менее 50 МПа; дробимость в цилиндре в сухом состоянии, определяемая по потере массы через определенное время дробления, — не более 10 % (для сооружений зоны переменного уровня воды) и 14 % (для подводных и надводных частей сооружений); морозостойкость в водонасыщенном состоянии, определяемая числом циклов «замораживание — оттаивание», — не менее 100; плотность — не менее 2,3 г/см³.

Щебень для дорожного бетона должен иметь прочность на сжатие в водонасыщенном состоянии не менее 80 МПа (для верхнего слоя покрытий) и не менее 60 МПа (для нижнего слоя). Минимальная прочность бутового камня на сжатие в зависимости от специфики его применения изменяется от 10 до 80 МПа. В качестве заполнителя легкого бетона применяют «слабый» щебень из пористых пород (известняков-ракушечников и др.) прочностью 4 МПа и более. В некоторых областях применения вредными считаются примеси аморфного кремнезема, сернистых соединений.

Декоративный мраморный щебень используется для отделки зданий. Минеральная крошка карбонатных пород применяется для изготовления декоративных (мозаичных и др.) строительных деталей, штукатурок, асфальтобетонных и битумобетонных смесей. В большом объеме щебень карбонатных пород используется как заполнитель бетона. Карбонатные породы, обладающие в целом меньшими прочностными свойствами, чем магматические, менее абразивны, поэтому при изготовлении щебня дробильное оборудование изнашивается меньше.

Бут карбонатных пород используют для сооружения строительных объектов, при этом прочность камня должна быть 10–40 МПа.

Из пиленых карбонатных пород готовят штучный строительный и облицовочный камень. При этом большую роль в их оценке имеют выход блоков из горной массы (обычно 10–30 %), выход плит из 1 м³ блоков (обычно 10–18 м²), декоративность и некоторые другие свойства (например, диэлектрические — для плит, используемых в электроизоляционных цепях).

Для стенового камня прочность на сжатие должна быть 0,4–50 МПа (обычно, не менее 40 МПа), максимальный коэффициент размягчения 0,5–0,7. В частности, у известняков мячковского горизонта, широко применявшихся для строительства многих сооружений в г. Москве, прочность на сжатие составляет в сухом состоянии 8–20 МПа, в водонасыщенном 5–12 МПа. Прочность на растяжение в 12–15 раз меньше, чем на сжатие. Загазованность атмосферы приводит к постепенному развитию на блоках камня корочек выветривания, обогащенных гипсом. Для защиты известняков от воздействия сернистых газов сначала применяли известковую побелку, а затем — кремнийорганические гидрофобные покрытия или известковую побелку с гидрофобными добавками. Для мрамора, используемого для получения облицовочных плит, прочность на сжатие должна быть не менее 40 МПа, а известняка и доломита — 5–20 МПа.

В небольшом количестве карбонатные породы используются в качестве литографского камня. Для его получения пригодны микрзернистые однородные плотные известняки, способные равномерно растворяться в кислотах, хорошо принимать литографские жиры и краски, а также давать ровный (без рваных краев) и тонкий штрих при царапании иглой. В известняках допускается небольшая примесь (до 5–6 %) глинистого материала, равномерно распределенного. Наличие песчаных зерен не допускается.

Мраморная крошка для изготовления мозаичных и декоративных строительных деталей по размеру частиц (в мм) разделяется на три класса: 0–5, 5–10 и 10–20. Прочность на сжатие должна быть не менее 50 МПа в воздушно-сухом состоянии. Крошка для производства декоративных штукатурок, мозаичных бетонов и растворов по размеру частиц (в мм) разделяется на четыре класса: 0,63–5; 5–10; 10–20 и 10–40. Минимальная прочность на сжатие в водонасыщенном состоянии 30 МПа.

В молотом виде карбонатные породы используют в лакокрасочной, бумажной, резиновой, парфюмерной и фармацевтической отраслях промышленности, а также в сельском хозяйстве — для известкования почв и подкормки скота и птицы. В карбонатной подкормке строго ограничены максимальные массовые доли ряда компонентов (в %): Рb и Ва по 0,0008; фтористые соединения 0,15; As 0,012; металломангнитные частицы (диаметром менее 2 мм) 0,00003; MgCO₃, Fe₂O₃ и Al₂O₃ по 5; CaCO₃ более 85. Таким требованиям удовлетворяют далеко не все кальциевые карбонатные породы. Доломит, вносимый в почву, не только снижает ее кислотность, но и компенсирует потерю магния, расходуемого растениями. Например, по данным Али Анами, люцерна за сезон с одного гектара выносит из почвы 56 кг MgO, а томаты — 22 кг.

Для производства строительной извести применяют известняки и доломитовые известняки, для гидравлической извести (твердеющей под водой) — глинистые известняки (8–20 % глинистого материала). С целью получения этих продуктов сначала получают жженую известь CaO. Жженая известь после смешивания с водой переходит в гашеную известь. Добавляя в гашеную известь воду, получают известковое тесто, а воду и песок — строительный раствор. Из известняка, в котором массовая доля глинистых веществ составляет 3–5%, получается так называемая жирная известь; при большей массовой доле глинистых веществ — тощая (серая) известь. Присутствие MgO замедляет гашение.

По составу к гидравлической извести близок романцемент. Гидравлический модуль $(CaO + MgO)/(SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ — сырьё для производства жирной извести должен составлять более 25, обычной — 4,5–9, сильной гидравлической — 1,7–4,5, романцемента — 1,3–1,7. Романцемент является относительно низкокачественным вяжущим веществом по сравнению с портландцементом. К сырью для производства портландцемента предъявляют более жесткие требования, учитывая при этом целый ряд показателей.

Как правило, шихту (смесь) для получения портландцемента получают из известняков и глинистых пород (глин, суглинков, аргиллитов, лёсса и др.); иногда глинистая часть заменяется доменным шлаком (отходы при выплавке чугуна), золой горючих сланцев, белитовым шламом (отходы переработки щелочных пород на алюминий) и другими продуктами. В частности, разработана методика получения цемента с заменой глинистыми базальтами, красными шлами (отходы переработки бокситов), феррохромшлаками (отходы переработки хромитов). В некоторых случаях для получения портландцемента используют мергеля-натур алы — «природную шихту».

При составлении шихты ограничиваются максимальные массовые доли ряда компонентов в глинистых породах и известняках (в %): MgO 6 и 4; S₂O₃ 5 и 1,3; (K₂O + Na₂O) 3,5–4 и 1; P₂O₅ 0,6 и 0,4; TiO₂ (только в глинистых породах) 2. Важнейший оценочный критерий шихты — коэффициент насыщения K_n — должен составлять 0,82–0,95.

$$d = \frac{(CaO_{общ} - CaO_{своб})}{2,8(SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + 0,7 SO_3)}$$

$$2,8(SiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + 0,7 SO_3)$$

Кроме того, необходимо учитывать также силикатный n и глиноземный p модули. Силикатный модуль $n = \text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ должен составлять 1,2–3,5, глиноземный $p = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Fe}_2\text{O}_3 - 1 - 2,5$. В карбонатном сырье массовая доля CaO составляет обычно более 43,5%; состав глинистого сырья (в %): SiO_2 50–65; Al_2O_3 15–20; Fe_2O_3 6–10. Регулировка шихты по силикатному модулю производится обычно путем добавки высококремниевых пород (диатомитов, трепелов, опоки, кварцевого песка, маршаллита и др.), по глиноземному модулю — добавкой высокожелезистых продуктов (железных руд, колчеданных огарков, красных шламов переработки бокситов, колошниковой пыли и др.); при нехватке Al_2O_3 добавляют бокситы.

Быстротвердеющий высокопрочный тампонажный цемент получают из известняково-бокситовой шихты.

В процессе обжига шихты образуются искусственные минералы (ферриалит и др.) в цементном клинкере, подлежащем затем помолу. Состав шихты: трехкальциевый силикат (аллит) $3\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2$; двукальциевый силикат (белит); трехкальциевый алюминат; четырехкальциевый алюмоферрит $4\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$. Массовые доли этих минералов в продукте обжига (клинкере) составляют соответственно (%): 42–65, 15–50, 2–15 и 10–25.

В результате неполного взаимодействия компонентов в клинкере может остаться некоторое количество свободного оксида CaO , что существенно снижает качество продукта помола клинкера — портландцемента. Для того чтобы связать излишний CaO и тем самым избежать нежелательных свойств цемента, в клинкер добавляют так называемые активные или гидравлические (пуццолановые) добавки — горные породы или техногенные продукты, содержащие активный кремнезем. К активным добавкам относятся горные породы различного генезиса: осадочные — диатомиты, трепелы, опоки, спонгалиты; пирометаморфические — глиежи («горелые» глины); вулканогенные и вулканогенно-осадочные — вулканические пеплы и туфы, пемза, туфолавы, некоторые цеолитовые породы (например, состоящие из клиноптилолита или морденита), витрориолиты и др.; выветрелые мафиты (диабазы и базальты). Из техногенных продуктов к гидравлическим добавкам относятся доменные шлаки, белитовый шлам, топливные золы и отходы керамики (битые и бракованные кирпичи, черепица и др.).

Для регулирования времени схватывания в клинкер добавляют гипс. Среди заполнителей бетона различают легкие, тяжелые и сверхтяжелые. В качестве легких заполнителей используют горные породы в естественном или предварительно обожженном виде, а также техногенные продукты. В естественном виде используют известняки-ракушечники, вулканические шлаки, пемзу. После обжига для уменьшения объемной массы сырья используют: перлиты, глинистые породы (для получения керамзита, аллопорита, глинопора и др.); вермикулит, нигозериты (для получения шунгизита), диатомиты, трепела (для получения термолита). К техногенным легким заполнителям бетона относятся металлургические шлаки и фосфозит. Из металлургических шлаков получают, например, такой заполнитель, как термозит.

Тяжелыми заполнителями бетона служат песок, щебень, гравий; сверхтяжелыми — барит, некоторые железные руды.

Существуют специальные виды цемента: тампонажные, цветные, беложгущиеся, алюмофосфатные, расширяющиеся, сульфосодержащие, высококремнеземистые (на основе перлита) и др. Хлорсодержащие добавки (CaCl_2 , бишофит и др.) позволяют существенно снизить температуру обжига цементной шихты. Кроме того, энергосберегающим процессом является «сухое» производство цемента, широко применяющиеся в ЧССР, ФРГ, Японии и Франции; в СССР и США преобладает производство цемента по «мокрой» технологии.

В металлургической промышленности карбонатные породы широко применяются в качестве флюсов и огнеупоров. Для получения тонны чугуна требуется от 400 до 1000 кг известняка, а для выплавки тонны электростали или конверторной стали — 120–160 кг извести; для получения тонны мартеновской стали необходимо 100–150 кг известняка. Во флюсовых известняках массовые доли серы, фосфора, SiO_2 и Al_2O_3 ограничиваются; сопротивление на сжатие должно быть 20–40 МПа и более.

Для получения конверторной извести используются известняки, в которых массовая доля CaO должна быть не менее 53,5% (для первого сорта), а вредных и балластных компонентов не более (в %): SiO_2 1,2; $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ 1,5; S 0,06; F 0,06. В сырье второго сорта массовые доли компонентов составляют (в %): $\text{CaO} > 52,5$; $\text{SiO}_2 < 0,4$; S $< 0,09$. В доломитовых известняках массовые доли компонентов для сырья первого и второго сортов должны составлять соответственно (в %): ($\text{CaO} + \text{MgO}$) 53 и 51,5; SiO_2 менее 2 и 2,8; R_2O_3 менее 1,5; S 0,06 и 0,09; P 0,06.

Для известняков, используемых в доменном и мартеновском процессах, а также при получении железорудных агломератов, электростали и ферросплавов, нормируются массовые доли CaO (сорт 1 более 52 %, сорт 2 более 50 %), нерастворимого остатка (сорт 1 менее 2 %, сорт 2 менее 4 %), иногда фосфора и серы. Иногда в качестве флюсов используют доломитовые известняки и доломиты, в которых массовые доли компонентов должны составлять (в %): MgO более 17; SiO_2 2,5–5; R_2O_3 менее 4.

Известняки применяют при переработке нефелиновых руд. При этом массовая доля CaO в них должна быть для сортов 1, 2, 3 и 4 соответственно не менее 53, 52, 49 и 48 %; SiO_2 — не более 2, 3, 4 и 5 %; Fe_2O_3 — не более 0,6 % (для всех сортов). Ограничивается также массовая доля MgO. При этом процессе для получения тонны глинозема расходуется 5–7 т известняка и 4 т нефелинового концентрата.

При использовании известняков в процессе выплавки меди в них ограничивается массовая доля нерастворимого остатка (для сорта 1 менее 2 %, для сорта 4 менее 10 %) и CaO (для сорта 1 более 55 %, для сорта 4 более 48 %). При переработке оксидно-силикатных никелевых руд также используют известняк с массовой долей CaO не менее 50 %, а при переработке свинцовых руд — известняк с массовой долей CaO более 47%. Известняк используют и при переработке руд сурьмы и олова, а также при рафинировании цветных металлов и в качестве реагента при цианировании благородных металлов.

Доломиты в металлургии в основном применяют как огнеупоры. Дробленый доломит для получения конверторных огнеупоров делится на марки ДК-1 и ДК-2, в которых массовые доли компонентов должны составлять (в %): MgO не менее 19; CaO не более 33; SiO_2 соответственно 0,5 и 1; R_2O_3 соответственно не более 0,7 и 2. Однако существуют и исключения. Например, для доломитов марки ДК-2 Шелковского и Стыльского месторождений массовая доля SiO_2 может достигать 1,3 %. Для доломита, используемого для обжига и заправки мартеновских печей и для заправки и подсыпки порогов мартеновских печей, нормируются массовые доли MgO (не

'менее 12, 17 и 19 % в зависимости от назначения), SiO_2 (не более 3,5 и 6 %), $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Mn}_2\text{O}_3$ (не более 3,4 и 5 %).

Доломит применяют также в качестве специальных флюсов в стекольной промышленности, для получения минеральной ваты⁴ (в шихте), в керамике, для получения магнезия и его оксида и гидроксида и других соединений.

Кусковой доломит для стекольного производства разделяется на четыре марки: ДК-19-0,05; ДК-19-0,10; ДК-18-0,25; ДК-18-0,40 (первые цифры в индексах марок соответствуют минимальной массовой доле MgO , последние — максимально допустимой доле железа в пересчете на Fe_2O_3). Ограничиваются также максимальные массовые доли CaO (первые две марки — 32%, последние — 34 %), SiO_2 (соответственно 1,5; 2; 2,5; 5%) и Al_2O_3 (7% для всех марок). Для производства минеральной ваты могут использоваться магнезиальные мергеля.

В стекольной промышленности применяют кусковой известняк марок ИК-54-0,1, ИК-53-0,2, ИК-51-0,3 (первые цифры в индексах марок соответствуют минимальной массовой доле CaO , последние — максимальной массовой доле Fe_2O_3); массовые доли MgO должны быть соответственно не более 0,6; 1,5 и 2,5%; SiO_2 — не более 1; 1,5 и 2,5%; Al_2O_3 — не более 0,5; 1 и 1,5%.

В существенном количестве используются известняки в химической промышленности — в производстве соды, карбида кальция, хлорной извести, кормового преципитата, едких калия и натрия, хлороформа, хлора и других веществ. Главное требование к сырью химической промышленности — высокая чистота состава. Например, для производства кальцинированной соды должен применяться известняк с массовой долей ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$) не более 1 %; нерастворимого остатка должно быть не более 0,5%; MgCO_3 — не более 3,5%, а CaCO_3 — не менее 95%. На некоторых предприятиях используют и известняк, в котором массовая доля нерастворимого остатка достигает 4 % и более.

Для известняков, используемых в производстве карбида кальция, массовые доли CaO должны составлять для сортов 1, 2 и 3 соответственно не менее 54,5; 53,5 и 53 %, а массовые доли других компонентов соответственно не более (в %): S 0,08; 0,1; 1; SiO_2 1; 1,5 и 2; ($\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$) 0,8; 1,2 и 1,5; MgO 0,8; 1 и 1.

В известняках для производства хлорной извести нормируются массовые доли CaCO_3 , MgCO_3 , нерастворимого остатка, Fe_2O_3 , Al_2O_3 , S; для производства хлористого кальция — CaO , MgO , Al_2O_3 и примесь гипса (до 0,6%). При производстве преципитата применяют известняк с ограничением массовых долей SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , F, Pb, As. В преципитате для подкормки животных максимальные массовые доли Pb и As должны составлять 0,001 — 0,002 %, F 0,02 %.

Известняки применяют в пищевой промышленности при производстве сахара и лимонной кислоты. В известняках для производства сахара ограничиваются массовые доли Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , гипса, щелочей; для производства лимонной кислоты — MgCO_3 , SiO_2 , P_2O_5 . В известняке, применяемом для производства целлюлозы, CaO должно быть более 53 %, а максимальные массовые доли компонентов должны составлять (в %): MgO 1,2; SiO_2 1—1,8; ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3$) 1—1,5.

Карбонатные породы и продукты их переработки применяются и в ряде других производств.

Экономические сведения

Карбонатные породы широко распространены во многих странах мира. Однако не каждая страна обладает достаточными запасами карбонатного сырья того или иного качества. Например, в ряде стран отсутствуют запасы высококачественного скульптурного мрамора. Не всегда достаточные запасы карбонатных пород высокой химической чистоты и однородности по составу и свойствам.

Добыча карбонатных пород непрерывно возрастает. По данным Горного бюро США, в 1983 г. мировое производство негашеной и гашеной извести и

намертво обожженного доломита составило около ПО млн. т, в том числе (в млн. т): США 13,5; Япония 7,4; ФРГ 7; Бразилия 5; Мексика 3,6; Великобритания 3; Франция 3; Италия 2,2; Канада 2,1; ЮАР 1,9; Австралия 1,2; Турция 1. Ведущее место в этом производстве занимает СССР. Значительное количество этого сырья получают в СРР, ГДР, ПНР, СФРЮ. В СССР в 1981 г. добыто около 900 млн. т карбонатных пород.

Структура потребления карбонатного сырья в 1979 г. в СССР (в %): строительный камень 36,6; цементное производство 25,3; флюсовые известняки 16,4; производство извести 4,5; пильный камень 3,3; облицовочный камень 0,5; металлургический доломит 3,4; химическая промышленность 2,3; сахарная 2,5; стекольная 0,5; целлюлозно-бумажная 0,2; известкование кислых почв 4,5.

Стоимость извести в США в 1983 г. составляла 55—69 дол/т.

В 1980 г. мировое производство цемента составило 888 млн. т. Производство цемента на душу населения в 1980 г. составило (в кг): ЧССР 994; Япония 954; ФРГ 738; СРР 593; СССР 557; ПНР 548; США 466; Италия 464; ГДР 437; Франция 430. В 1984 г. производство цемента составило (в млн. т): СССР 130; Япония 78; США 73; Италия 39; ФРГ 29; Франция 23; ПНР 16,7; Великобритания 13,5; СРР 13,1; ГДР 11,6; ЧССР 10,5, СФРЮ 8,8 НРБ 5,7, ВНР 4,1.

Условия образования месторождений

Карбонатные породы образуются преимущественно в экзогенных условиях осадочным путем. Часть карбонатных пород возникает при эндогенных процессах: карбонатиты и гидротермалиты. Известны экзогенные карбонатные породы подземноводного генезиса. В результате регионального и контактового метаморфизма известняки и доломиты преобразуются в мрамора, месторождения которых относятся к экзогенно-эндогенной серии.

Карбонатные породы карбонатитов различаются по составу: кальцитовые, доломитовые и др. По мнению Х. Экермана, Х. Бассета, Л. С. Егорова, карбонатиты образуются из магматического расплава; Н. Боуэн, Л. С. Бородин и другие геологи относят их к гидротермальным образованиям. В. И. Смирнов считает, что карбонатиты могут образовываться и тем и другим путем.

Среди гидротермальных карбонатных пород выделяются метасоматические доломиты, развивающиеся по известнякам, а также жильные карбонатные породы (жилы выполнения) и травертины. Последние формируются в поверхностных условиях из горячих вод; состав их преимущественно арагонитовый. Разновидностью травертина является и ониксовидный мрамор, образующийся в пещерах.

В условиях выветривания за счет плотных осадочных или катагенетических (подземноводных) доломитов формируются залежи рыхлого продукта — доломитовой муки. В условиях древних кор выветривания могут, по данным М. С. Пичугина, возникать мощные скопления этого вида минерального сырья (растворение микрозернистой цементирующей массы способствует разобшению крупных зерен доломита).

Катагенетические доломиты возникают при замещении из-

известняков и обычно сопровождают горизонты осадочных доломитов — источник магния для процесса доломитизации. Некоторые геологи (Р. Фэйрбридж, Д. Чилингар и др.) обращают внимание и на процессы эпигенетической дедоломитизации, приводящей к появлению известняков за счет доломитов. Дедоломитизация отмечается также как результат контактового метаморфизма (М. Кейт, П. П. Смолин, А. С. Варлаков и др.).

Минерализованные подземные воды в условиях аридного климата при капиллярном подсосывании и интенсивном поверхностном испарении формируют особую поверхностную карбонатную кору — дюрикраст (или, если она сложена кальцитом, — калькрит). Мощность подобных почв, пропитанных карбонатами, достигает 6 м. Карбонаты могут выпадать из подземных вод, формируя в условиях гумидного климата известковые туфы или известковую гажу, или «озерную известь». В процессе перемещения по карбонатным толщам подземные воды насыщаются кальцием и углекислотой, а при выходе на поверхность (или приближении к поверхности) теряют углекислоту, что приводит к снижению растворимости карбонатов и выпадению их в осадок.

Осадочные карбонатные породы возникают в морских, лагунных и озерных условиях. По данным Н. М. Страхова, Д. Г. Сапожникова, Д. Фримена и других геологов, седиментационное возникновение доломитов обусловлено повышением рН среды при прогрессирующем осолонении бассейнов в условиях аридного климата. Среди осадочных карбонатных образований различают как литифицированные разности (известняки, доломиты, мергели), так и породы, еще не прошедшие диагенез: карбонатные илы, скопления обломков раковин (ракуша), карбонатные пески (обломочные образования). В частности, доломитовые пески известны на берегах Балтийского моря в Эстонии, на побережье о. Минган в Канаде, а скопления подводных арагонитовых песков — у Багамских островов, у берегов Кубы и Флориды.

Осадочные карбонатные породы возникают хемогенным, органическим и механическим путями. К механическим осадочным породам относятся кластогенные карбонатные породы, представленные различными по размерам сцементированными обломками (алевроитовыми, псаммитовыми, псефитовыми). К псефитовым обломочным карбонатным породам относятся, в частности, карбонатные галечники, конгломераты, брекчии, гравелиты. Широко распространены пелитоморфные известняки, сформировавшиеся за счет осаждения мельчайшей известковой «мути». Их также относят к механокластическим.

Органогенные карбонатные породы формируются за счет остатков как различных животных (мшанок, кораллов, нуммулитов, брахиопод, пелеципод и др.), так и растений (водорослей). К карбонатным породам органогенно-механического генезиса, образованным за счет обломков раковин, относятся де-

тритусовые или шламовые карбонатные породы. К биогенным породам относятся капролитовые, комковатые и другие образования.

Хемогенные карбонатные породы имеют пелитоморфное, мелкозернистое, оолитовое и сферолитовое строение. Среди древних отложений, как отмечает А. В. Шишкин, развиты хемогенные карбонатные породы, а среди молодых — биогенные. Более древние толщи богаче доломитами, что Н. М. Страхов связывает с более высоким парциальным давлением CO_2 в атмосфере, а Д. Чилингар — и с более низким рН. Не исключено также, что выветривание широко развитых в земной коре мафитов могло приводить к повышенному поступлению магния в водоемы.

Основные формации

Существует ряд классификаций генетических типов карбонатных пород. Классификация М. В. Муратова уделяет основное внимание тектоническим условиям формирования осадочных карбонатных пород. Классификации С. С. Виноградова составлены отдельно для известняков и доломитов; при этом существенное внимание уделено палеогеографическим условиям. И М. В. Муратов и С. С. Виноградов систематизируют эндогенные и метаморфизованные карбонатные породы.

Формации карбонатных пород, имеющие промышленное значение, по генезису разделяются на эндогенные (карбонатитовые и гидротермальные), экзогенные и эндогенно-экзогенные.

Формация карбонатитов — важнейший источник фосфора, флогопита, редких металлов и других видов сырья, но как источник кальцитовых и доломитовых пород имеет весьма небольшое значение. Рудные тела (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые и др.) представлены штоками, жилами и линзами сложной формы.

Карбонатное сырье кальцитовых карбонатитов Ковдорского месторождения в СССР используется при производстве силикатного кирпича.

Формация карбонатных жил гидротермального генезиса также имеет весьма небольшое значение. На месторождении Челие (СФРЮ) мощность кальцитовых жил достигает 10 м. Жильный кальцит размалывается и используется как наполнитель.

Формация гидротермально-метасоматических доломитов имеет небольшое значение в связи с неравномерностью состава сырья, сложной формой тел и ограниченными запасами. Доломиты развиваются по известнякам, нередко являются следствием окolorудных изменений залежей полиметаллов и других видов сырья.

Формация травертинов как источник кальциевых карбонатных пород, используемых в промышленных целях имеет не-

большое значение. На Араратском месторождении цементного сырья в Армении руды имеют в основном арагонитовый состав. Форма тел сложная, плащеобразная, мощность изменяется от 1 до 100 м. Генетически к этой же формации близка формация окисловидного мрамора.

К экзогенной серии относятся формации выветривания, осадочные и подземноводные. *Формация доломитовой муки* (формация выветривания) развита сравнительно ограниченно. На Ликинском месторождении (СССР) мощность пластообразной залежи доломитовой муки достигает первых десятков метров. Сырье по составу пригодно для использования в стекольной и металлургической промышленности. Ликинское месторождение разрабатывается, мука используется для известкования кислых почв.

Осадочные месторождения карбонатного сырья представлены как литифицированными, так и нелитифицированными осадками. К первым относятся *формации известковой ракуши, арагонитовых и доломитовых песков*. Известковая ракушка (раковины и обломки раковин морских организмов) добывается на ряде месторождений СССР и используется в сельском хозяйстве (подкормка скоту и птице) и для строительных целей. Арагонитовые пески (современные прибрежно-морские осадки) известны на Кубе, в районе Багамских островов и Флориды. Пески сложены разобшенными оолитами с примесью детритового материала. В. И. Покрышкин отмечает приуроченность арагонитовых песков к мелководью — преимущественное развитие на глубине 1—2 м, реже до 15 м. В ряде регионов присутствуют доломитовые пески. Промышленное значение карбонатных песков пока недостаточно ясно.

Формация известковых туфов имеет небольшое значение. Форма залежей линзо- и пластообразная. Формация представлена слабоплотными породами повышенной пористости.

Осадочные и катагенетические карбонатные породы входят в состав многочисленных формаций, различающихся по условиям образования (биогенные, хемогенные, механические), морфологии, характеру сочетания карбонатных и некарбонатных пород, особенностям состава (доломиты, известняки, мергеля, песчанистые карбонатные и другие породы) и строения (плотные, крепкие известняки и доломиты, мел, мелоподобные мергеля). Морфология и параметры тел полезных ископаемых тесно связаны с условиями возникновения карбонатных пород. Например, в морских условиях при длительной стабильной обстановке возможно формирование мощных, выдержанных по качеству пластов известняков. Тела карбонатных пород, возникшие в связи с коралловыми или водорослевыми рифами, представлены короткими мощными линзами, нередко по форме приближающимися к штокам. Штокообразную и неправильную форму имеют также крупные оползневые, ледниковые и иные отторженцы карбонатных пород.

По характеру сочетания карбонатных и некарбонатных пород различаются формации карбонатного флиша (чередование мергелей, известняков, карбонатных глин) и терригенного флиша (отдельные маломощные прослои карбонатных пород). Наряду со сравнительно однородными мощными пластами карбонатных пород могут встречаться мощные карбонатные породы с тонкими частыми прослоями некарбонатного состава. На месторождениях карбонатного флиша Новороссийской группы мощность позднемергельской толщи чередования известняков, мергелей и известковистых глин превышает 1 км. На месторождениях мела Вольской группы (Саратовская обл.) мощность пачки мел-мергельных отложений колеблется от 6 до 67 м.

Специфической формацией карбонатных пород являются *известковые галечники* (Безмеинское месторождение в Туркмении). Галечники приурочены к конусу выноса реки в предгорной части Копет-Дагского пролювиального шлейфа. Ктюррингское месторождение (Приморский край) принадлежит к *формации карбонатных конгломератобрекчий*, используемых для облицовки зданий в связи с высокой декоративностью. Среди месторождений *формации литографского камня* наиболее типичным считается Золенгофенское месторождение (ФРГ). Здесь отложения литографского камня возникли в условиях коралловой лагуны.

Близкие по качеству сырья месторождения известны и в СССР (Алгетское, Идживанское и др.).

Горизонтально залегающие седиментационные и катагенетические доломиты известны на Щелковском месторождении (Московская обл.). Магнезиальные мергели месторождений Латвии связаны с элейской свитой верхнего девона.

Формация красных «мраморов» широко известна в связи с высоким декоративным качеством сырья. На месторождениях Грузии мраморизованные известняки ярко-красного, кирпично-красного и темно-красного цвета содержат фрагментарные остатки криноидей, морских ежей и других организмов, а также гнезда и прожилки серого кальцита. Окраска мраморов обусловлена присутствием гематита и гидроксидов железа. В формировании месторождений, по данным Г. А. Магалашвили, большую роль сыграли как катагенетические процессы, так и воздействие гидротермальных растворов; при этом источником пигментирующего железа служили коры выветривания, развитые на байкальских и послебайкальских кристаллических массивах, которые узкими полосами окаймляют красные «мрамора».

К *формации мраморов регионально-метаморфического типа* относится широко известное Кибик-Кардонское месторождение (Красноярский край). Здесь крупная линза протерозойских мраморов имеет мощность 0,4—1 км, протяженность 18 км и падение 70—80°. *Мрамора контактово-метаморфического генезиса* известны на месторождении Коелгинское (Челябинская обл.).

Здесь мраморы формируют линзу протяженностью 7 км при ширине выхода 1,6 м и падении 65–70°.

На многих месторождениях карбонатных пород широко развиты карстовые явления, осложняющие условия отработки и в большинстве случаев ухудшающие качество сырья.

КРЕМНИСТЫЕ ПОРОДЫ

К кремнистым породам (силицитам) относят как кристобалит-опаловые (диатомиты, трепела, опоки, спонгалиты, радиоляриты, силикофлагеллиты), так и кварцевые, кварц-халцедоновые и халцедоновые породы (яшмы, кремниевые брекчии, фтаниты и др.). В настоящем пособии рассматриваются только кристобалит-опаловые породы.

Диатомит нередко называют кизельгуром, опоку — гезами; твердые фарфоровидные опоки — порцелланитом, относительно мягкие опоки объединяют с трепелами. Трепела, по существу, являются разновидностями опок с невысокой плотностью. Массовая доля опала и кристобалита в диатомитах, трепелах и опоках — наиболее распространенных разновидностей кристобалит-опаловых пород — составляет обычно 50–80% и более, глинистых минералов — 10–40% (иногда до 60%). Для всех кристобалит-опаловых пород характерна высокая гидравлическая активность, для диатомитов, трепелов и опок — еще и высокие пористость и фильтрационные, сорбционные и каталитические способности, звуко- и теплоизоляционные свойства, химическая устойчивость, абразивность (табл. 12).

Активность поглощения CaO у данных пород составляет 140–450 мг/г, а у спонгалитов Рава-Русского месторождения — 150–398 мг/г. Диатомиты сложены в основном мельчайшими раковинками диатомей и их обломками. Количество целых панцирей диатомей в 1 см³ породы колеблется от 1,7 · 10⁶ до 70 · 10⁶, диаметр панцирей 0,01–0,4 мм. Трепела состоят из мельчайших глобулей кремнезема, спонгалиты — из спикул губок и их обломков; плотные разновидности спонгалитов по свойствам прибли-

жаются к опокам, рыхлые — к трепелам. Радиоляриты — тонкопористые породы, сложенные кремневыми скелетами радиолярий; плотные их разновидности близки к опокам, менее плотные — к трепелам. Силикофлагеллиты охарактеризованы У. Г. Дистановым и З. И. Глезером сравнительно недавно. Это легкие тонкопористые породы, по внешнему виду напоминают диатомиты и состоят в существенной доле из опаловых створок силикофлагеллит, их обломков и шипов, а также примеси скелетов диатомей.

К кристобалит-опаловым породам относятся также опалиты вулканических построек и отложения гейзеров опалового состава — гейзериты. Однако промышленное значение их пока невелико.

Кристобалит-опаловые породы применяются во многих областях производства. Основной их потребитель в СССР (75%) — цементная промышленность (пуццолонические добавки). Около 24% общесоюзной добычи потребляется в производстве строительных в основном теплоизоляционных) материалов. Диатомиты и трепела используют при изготовлении теплоизоляционных изделий: кирпича, скорлуп, вулканита, сегментов и др. Легкий наполнитель бетона — термолит (с объемной массой 250–900 кг/м³) получают путем обжига диатомитов и трепелов при 1150–1250 °С. Диатомиты, трепела и опоки применяют в производстве абразивов, фильтров, адсорбентов и отбеливающих веществ, а также для осушки горючих (в том числе нефтяных) газов, при обезвоживании и обессоливании нефтей и очистке вод. В пищевой промышленности их применяют для очистки масел, маргарина, фруктовых соков.

Диатомиты используют также в качестве носителей катализаторов, в том числе ванадиевого, серноокислотного и фосфорнокислотного. Диатомовые порошки применяют при полировке металлов и мрамора, в качестве наполнителей бумаги, красок, линолеума, пластмасс, резины, мыла, для производства ядохимикатов, керамических изделий, стекла, жидкого стекла. При грануляции и опудривании удобрений диатомиты, являясь кондиционирующими агентами, предупреждают слеживаемость.

Гидравлическая активность пуццолонических добавок определяется поглощением CaO в течение 30 суток. Для трепелов, диатомитов и опок она должна быть не ниже 150 мг/г. А массовая доля SiO₂ в кристобалит-опаловых породах, применяемых в качестве гидравлических добавок, должна быть более 80%, Al₂O₃ — менее 8%, CaO — менее 2%. Для производства белых цементов нормируется и массовая доля Fe₂O₃ (2%). При производстве легковесного строительного кирпича используются кристобалит-опаловые породы с массовой долей SiO₂ 70–85%, Al₂O₃ 3–15%, CaO менее 2% (для высококачественного кирпича) и менее 7% (для низкокачественного). Для белых цементов используют в основном диатомиты, для обычного портландцемента — опоки и трепела.

Т а б л и ц а 12. Характеристика наиболее распространенных кристобалит-опаловых пород

Показатель	Диатомиты	Трепела	Опоки
Объемная масса, г/см ³	0,25–0,7	0,7–1,2	1,1–1,6
Удельная поверхность, м ² /г	20–50	—	<110
Огнеупорность, °С	1150–1600		—
Общая пористость, %	65–92	60–64	25–55
Эффективный размер пор, нм	100	—	3–5
Прочность, МПа	0,5–3	—	20–30

При использовании кремнистых пород для производства фильтровальных порошков и носителей катализаторов, а также для медицинских препаратов массовая доля Fe_2O_3 должна быть не выше 2%, Al_2O_3 — до 3%, водорастворимых веществ — до 1%. При получении термолита железистые кремнистые породы должны содержать 20—40% глинистого компонента. В частности, для высококачественного термолита используют породы следующего состава (в %): Fe_2O_3 , 2—8; Al_2O_3 , 5—15; SiO_2 , 60—65.

Мировая добыча кристобалит-опаловых пород составляет миллионы тонн. Ведущие страны по добыче — США, СССР, Франция. Месторождения кристобалит-опаловых пород известны в ФРГ, Японии, Марокко, Дании, Великобритании, Алжире, ПНР, СФРЮ, СРР, ЧССР, Канаде, Италии, Австралии, Португалии, АРЕ, Кении, ЮАР и других странах. По данным Горного бюро США, в 1983 г. мировая добыча диатомитов составила более 1,5 млн. т: США 0,6; Франция 0,24; Испания 0,07; ФРГ 0,04; Италия и Исландия по 0,03.

Основные промышленные месторождения кристобалит-опаловых пород относятся к осадочным. Установлена связь кристобалит-опаловых пород складчатых областей с вулканическими породами. В платформенных областях периодам интенсивного формирования кремнистых пород соответствуют эпохи интенсивного выветривания терригенных пород. Озерные диатомовые илы развиты в северных областях. Накопление диатомитов в озерах интенсивно шло в антропогене в областях ледникового ландшафта, а также в регионах широкого развития кислых кристаллических пород (У.Т. Дистанов, Т. А. Кузнецова).

Формация опалитов вулканических построек характерна для месторождений самородной серы импрегнационно-метасоматического типа. Опалиты — продукты интенсивного изменения вулкаников — связаны с выносом фемических компонентов и накоплением кремнезема. Форма залежей — штоко- и линзовидная, сложная. Опалиты возможно обрабатывать совместно с рудами серы и алунита, кроме того, опалиты являются отходами переработки серных руд. Промышленное значение формации, как опалоносной, пока недостаточно ясно.

Формация гейзерита развита в районах действия гейзеров. Форма тел — линзы, покровы. Промышленное значение небольшое.

Формация трепелов, связанных с выветриванием карбонатных и кремнисто-карбонатных пород, развита ограниченно. Форма залежей — линзы, карманы. Состав залежей неоднороден, промышленное значение небольшое.

Формация озерных диатомовых илов имеет также небольшое практическое значение. Форма залежей — линзы; мощность составляет первые метры (редко 5 м и более); диаметр линз — сотни метров. Например, мощность залежи оз. Массельское II изменяется от 0,3 до 2,5 м; протяженность составляет 800 м,

ширина — 360 м. Качество диатомитов высокое, но естественная влажность достигает 80%, а массовая доля органического вещества достигает 30%. Месторождения известны в Карелии.

Формация озерных диатомитов имеет существенное значение. Высококачественные диатомиты представлены озерными отложениями вулканических областей. Мощность диатомитовых пластов колеблется от первых метров до первых десятков метров. Месторождения известны в Грузии (Киситебское) и Армении (Джрадзорское).

Формация морских диатомитов имеет большое промышленное значение. Мощность пластовых залежей диатомитов достигает десятков метров. Например, мощность пласта диатомитов на Забалуйском месторождении 8—32 м (средняя 21 м), а на Инзенском достигает 60 м. Аналогичные месторождения известны в Западной Сибири, на Сахалине и в других регионах СССР, а также в США, Западной Европе, Северной Африке.

Формация осадочных трепелов имеет существенное значение. Мощность пластов и линз трепелов изменяется от первых метров до первых десятков метров. Например, на Первозвановском месторождении на Украине мощность трепелов изменяется от 1,7 до 21,7 м. Месторождения приурочены в основном к платформенным морским осадкам.

Формация спонголитов имеет небольшое значение в связи с ограниченным развитием. Выделяют две разновидности: собственно спонголиты и спонголитовые пески. Пласты спонголитов имеют мощность от первых метров до десятков метров. В СССР спонголиты известны на Рава-Русском (Львовская обл.), Айсорском (Кокчетавская обл.) месторождениях и в Западной Грузии. За границей месторождения спонголитов известны в ПНР, ЧССР, Австралии, Франции.

Формация опок имеет большое значение. Форма залежей пластовая, мощность колеблется от первых метров до многих десятков метров. У. Г. Дистанов выделяет в формации две разновидности: геосинклинальную и платформенную. Месторождения геосинклинальных (складчатых) областей известны в СССР (Шебулинское), ПНР, США (Ломпок) и других странах.

Формация силикофлагеллит имеет небольшое значение в связи с ограниченностью в развитии. Форма залежей пластовая.

В качестве потенциального типа месторождений можно рассматривать залежи *океанических диатомовых илов*.

ИЗВЕРЖЕННЫЕ И МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Изверженные и метаморфические горные породы широко используются в народном хозяйстве в качестве естественного строительного камня благодаря высокой прочности, морозостой-

кости, износостойчивости, высокой декоративности и другим свойствам. Многие изверженные и метаморфические породы применяются в качестве рваного камня — щебня и бута.

Среди щебня для строительных работ по размеру кусков (в мм) выделяются следующие фракции: 5—10 (или 3—10); 10—20; 20—40; 40—70. По соглашению с потребителем допускается выпуск и смесей фракций: 5—20; 3—20; более 70. Кроме того, для дорожных работ может поставляться щебень фракций: 10—15; 15—20; смеси фракций — 5—15; 5(10)—40; ^20-70.

Нормируются полные остатки на ситах для фракций, для смесей фракций и для фракций, превышающих 70 мм (70—120, 120—150). Строительный камень оценивается и по форме зерен: по допустимой массовой доле лещадных и игловатых зерен (толщина или ширина которых менее длины в три раза и более). По форме зерен выделяются три группы щебня (содержание лещадных и игловатых зерен в %): кубовидная (до 15), удлиненная (15—25), обычная (25—35). По соглашению с потребителем возможен выпуск щебня, содержащего до 65 % зерен лещадной и игловатой форм (для высшей категории качества — до 50 %).

Большое значение имеет прочность камня. Она характеризуется маркой, которая соответствует пределу прочности исходной породы при сжатии в водонасыщенном состоянии. Эта прочность определяется по дробимости щебня при раздавливании в цилиндре. Индекс марки указывает предел прочности в кг/см². Для метаморфических и осадочных пород ряда марок потеря по массе в сухом состоянии (в скобках — в водонасыщенном) должна быть (в %): 1200 до 11 (до 11); 1000 11 — 13 (11—13); 800 13—15 (13—15); 600 15—19 (15—20); 400 19—24 (20—28); 300 24—28 (28—38); 200 28—35 (38—54). Для марок магматических интрузивных (в скобках — эффузивных) пород потеря по массе должна составлять (в %): 1400 до 12 (до 9); 1200 12—16 (9—11); 1000 16—20 (И —13); 800 20-25 (13-15); 600 25-34 (15—20).

По износу, определяемому по потере массы (в%) в полочном барабане, выделяются следующие марки: И-I до 25; И-П 25—35; И-Ш 35—45; И-IV 45—60. Нормируется также массовая доля зерен слабых пород (предел прочности при сжатии до 20 МПа). Щебень марок **1400, 1200, 1000** не должен содержать слабых пород более 5%, марок 800, 600, 400 — не более 10 % > а 300 и 200 — не более 15%. Ограничивается также массовая доля пылевидных и глинистых частиц (диаметр менее 0,05 мм). Для щебня изверженных и метаморфических пород количество этих частиц не должно превышать 1 %, в том числе глины в комках не более 0,25 % общей массовой доли пылевидных и глинистых частиц. По характеру морозостойкости выделяют те же марки, что для песка и гравия.

При получении штучного камня из изверженных и метаморфических пород большое значение наряду с прочностью и морозостойкостью имеет выход блоков определенных размеров из горной массы. Для стенового камня выделяется три основных типа блоков по размерам (длина, ширина и высота в мм): 1) 390, 190 и 188; 2) 490, 240 и 188; 3) 390, 190 и 288. Морозостойкость камня должна измеряться не менее чем в 15 циклах замораживания при потере прочности при сжатии не более 25 % • Существенное значение имеют также долговечность, объемная масса, водопоглощение (впитывание воды при атмосферном давлении), водонасыщение (способность впитывать воду при давлении до 15 МПа), вязкость и другие свойства сырья.

При изготовлении бортового камня горная порода не должна быть затронута выветриванием. Прочность на сжатие в воздушно-сухом состоянии изверженных пород должна быть не менее 90 МПа, в метаморфических и осадочных — не менее 60 МПа. Морозостойкость изверженных пород должна составлять не менее 100, метаморфических — не менее 50 и осадочных — не менее 25 циклов. Если водопоглощение изверженных пород меньше 0,5 %, то их на морозостойкость не испытывают. В районах с температурой воздуха не ниже —20 °С можно применять горные породы с прочностью не менее 30 МПа и морозостойкостью более 25.

В процессе выветривания горных пород сильно уменьшается прочность камня, даже у пород, внешне не имеющих признаков выветривания, прочность может быть понижена в 1,5—3 раза.

Для облицовочного камня большое значение имеет декоративность. Например, высокой декоративностью обладают многие граниты, гранитпорфиры, лабрадориты, кварциты и мрамора. Для производства бортового камня морозостойкость горной породы должна быть не менее 100 циклов замораживания.

Производство строительного камня в СССР превышает 500 млн. м³ в год.

Основные изверженные породы (базальты, диабазы, андезит-базальты), а также близкие к ним по составу метаморфические породы (амфиболиты, некоторые кристаллические сланцы), а иногда и некоторые глины пригодны для получения плавленного камня. Оценку пригодности породы для петрургии можно проводить по химическому составу (в i%): SiO₂ 43,5—49; Al₂O₃ 11—20; CaO 9—16; MgO 5—11; FeO 5—13; Fe₂O₃ 2—7; Na₂O + K₂O 1,2—5,5. Основные породы используют также для получения минеральной ваты. Кроме того, для производства минеральной ваты весьма широко используются доменные шлаки и в небольшой степени — шлаки от выплавки двойного суперфосфата, никеля и ваграночный шлак. В большинстве случаев для получения минеральной ваты из шлаков требуется подшихтовка горными породами — диабазами, габбро-диабазами, перлитом, доломитом и др. В ряде районов получают не «шлаковую» вату, а «каменную», т. е. из горных пород — диабазов, габбро-диабазов, базальтов, долеритов, амфиболитов, горнблендитов, пироксеновых порфиритов, некоторых кристаллических сланцев, магнезиальных мергелей и др. Для оценки качества горных пород используют модуль кислотности $M_k = (SiO_2 + Al_2O_3) / (CaO + MgO)$. При этом для процесса с горячим дутьем, применяемым для получения «каменной» минеральной ваты, этот показатель должен составлять 1,5—2,5.

Кровельные или аспидные сланцы применяются в качестве облицовочного камня, кровельного материала, для получения керамзита, в цементной шихте, в качестве наполнителя, электроизоляционного материала.

Обсидианы используют для производства стекла, а также в качестве поделочного камня и частично для производства вспученных заполнителей бетона (водосодержащие разности). Туфолавы широко применяют в качестве облицовочного и стенового камня (например, туфы Арктического месторождения Армении). Шунгитсодержащие метаморфические горные породы, в том числе нигозериты (0,5—5% шунгита), применяются для получения вспученного легкого заполнителя — шунгизита. Шунгизитовый песок выпускается следующих марок: 500, 600, 700, 800 и 1000. Названия марок соответствуют насыпной объемной массе в кг/м³. Так, у марки 500 насыпная объемная масса

достигает 500 кг/м³, у марки 600 изменяется от 500 до 600 кг/м³; у марки 100 — от 800 до 1000 кг/м³.

Некоторые кислые породы применяют в качестве кислотоупорного сырья (например, бештауниты — разновидность трахириолитов).

В качестве заполнителей наиболее тяжелых бетонов наряду с баритом применяют железистые кварциты. Ультраосновные породы (оливиниты, дуниты, перидотиты) широко используют в дробленном виде для получения формовочных смесей. Применяют ультрамафиты и как магниевое удобрение. Метаморфические ультрамафиты (серпентиниты)—облицовочный и подолочный камень.

Петругическим путем получают большой ассортимент кислотостойких изделий: трубы и желоба, некоторые электроизоляционные изделия, шары для мельниц, плиты для полов. Кроме естественного камня в петругии используют доменные шлаки с добавкой ряда продуктов (например, талька и песка). Используют и хвосты обогащения некоторых производств (например, хвосты обогащения на Кия-Шалтырском месторождении нефелиновых сиенитов).

Из вулканических пород получают ряд заполнителей легких бетонов. Пемзы широко используют в качестве легких заполнителей, фильтров, абразивов. Большой интерес представляет вспученный перлит, предложенный к промышленному использованию П. П. Будниковым еще в 1939 г. Перлит получают при нагревании до 800—1280 °С водосодержащих стекол риодацитового состава (65—78% SiO₂, 1—8% воды). Вспученный перлит используют в бетонах и штукатурках, а также при изготовлении линолеума, резины, пластмасс, в производстве фильтров, теплоизоляторов, абразивов, в сельском хозяйстве. Предполагается, что вспученный перлит весьма перспективен для очистки морей и океанов от нефти.

Объемная масса у вспученного перлита составляет 50—800 кг/м³; коэффициент вспучиваемости 2—20. В. В. Наседкин выделяет среди перлитов массивные, пористые и пемзовидные, а также первичные и вторичные (последние возникают при гидратации твердого вулканического стекла). Известны измененные перлиты, подвергнувшиеся цеолитизации, монтморилонитизации. К уникальному сорту перлитов с насыпной объемной плотностью вспученного продукта 50—70 кг/м³ принадлежат первичные перлиты пористые, а также очень редко встречаемые вторичные перлиты — типа магаданского пепла и перлитовой дресвы. Массовая доля воды в них составляет 3—3,5%. К перлитам первого сорта относятся первичные и вторичные разновидности, из которых получают продукцию с насыпной объемной плотностью 70—100 кг/м³ и массовой долей воды 2,5—6% (Арагацкое месторождение в Армении). К сырию второго сорта относят перлиты с насыпной массой 100—200 кг/м³, к третьему — 200—350, к четвертому — 300—500, к пятому 500—800 кг/м³. К пятому сорту относятся сильно измененные вторичные перлиты.

При использовании вулканических шлаков большое значение имеют их высокая пористость и прочность. Так, для шлаков Кармрашен-Мастаринского месторождения (Армения) пористость составляет 70%, предел прочности при сжатии в сухом состоянии 9 МПа (в водонасыщенном — 8 МПа, после

25 циклов замораживания — 8,5 МПа), объемная насыпная масса 735 кг/м³.

Строительные камни добываются в огромных количествах. Мировое производство пемзы, например, превышает 10 млн. т, щебня только в США производится около 800 млн. т, а штучного камня — свыше 1 млн. т. Получение блоков из гранита в СССР составляет около 20 тыс. м³, из мрамора — около 25 тыс. м³, из других естественных камней — около 20 тыс. м³. В качестве заполнителя бетона в США расходуется примерно 1,7 млрд. т горных пород. Производство перлита составляет в СССР свыше 1,5 млн. т, в США около 700 тыс. т. Перлит добывают также в Греции, Италии, Японии, ВНР, ЧССР и других странах.

Промышленные месторождения рассматриваемого сырья разделяются по генезису на магматические и метаморфические. Среди магматических месторождений выделяются интрузивные, эффузивные, экструзивные и эксплозивные. К интрузивным относится большое количество формаций, в том числе гранитов, диоритов, габброидов и др. Горные породы этого генезиса широко применяют для производства штучного и рваного камня и в других целях. Месторождения магматических формаций нередко крупные, форма тел полезного ископаемого — штоки, дайки, линзы, пластообразные тела и другие, характерные для тел магматических пород вообще. Среди эффузивных формаций следует отметить базальтовую, риолитовую и фонолитовую. К экструзивным месторождениям относятся месторождения перлитов и обсидиана, к эксплозивным — перлитовых песков, вулканических туфов и пемзы. Вулканогенно-осадочными по генезису являются некоторые месторождения пемзы и шлаков.

Ряд метаморфических формаций — глинистых сланцев, гнейсов, амфиболитов, нигозеритов и др. — имеют промышленное значение. -

Практически любая метаморфическая или магматическая горная порода может служить полезным ископаемым в зависимости от местных потребностей и характера использования (от весьма ответственных видов использования до таких, как закладка выработанного пространства, выравнивание рельефа).

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Общие сведения и виды сырья

В СССР наиболее распространена следующая классификация обломочных материалов (по размеру частиц в мм, в скобках приведены названия неокатанных разностей): песок 0,1 — 1; гравий (хрящ) 1—10; галька (щебень, или щебенка) 10—100; валуны (отлом 100—1000; глыбы окатанные 1000—10 000; утес, или очень большая глыба — более 10 000 мм).

По размеру зерен (в мм) среди обломочных пород выделяют следующие разности: пески — мелкозернистые 0,1—0,25, среднезернистые 0,25—0,5, крупнозернистые 0,5—1; гравий — мелкий 1—2,5, средний 2,5—5, крупный 5—10; галька (щебень) — мелкая 10—25, средняя 25—50, крупная 50—100; валуны — мелкие 100—250, средние 250—500, крупные 500—1000;

глыбы — малые 1000—2500, средние 2500—5000, крупные 5000—10 000.

В ряде других классификаций песчано-гравийного материала для строительных работ к песчаной фракции относят обломки диаметром от 0,05 до 5 мм, к гравийной — от 5 до 70 мм, а к валунам — свыше 70 мм. По размерам частиц (в мм) выделены фракции: гравий — 5—10, 10—20, 20—40, 40—70; валуны — 70—100, 100—150, 150—200, 200—300, 300—500, 500—700, 700 и более.

В американских классификациях к песку относят горную породу с диаметром обломков 0,063—2 мм, к гравию — с диаметром 2—4 мм, к галькам — с диаметром 4—64 мм. Такие же размеры приняты в систематике чешского геолога М. Кужварта.

Обломочные породы состоят из обломков различных пород или зерен минералов и заполняющего вещества, представленного более тонкой фракцией (пелитовой, алевритовой — в песках; пелитовой, алевритовой, песчаной — в гравии и т. д.). В зарубежной литературе заполняющие вещества нередко называют «матрицей породы». Обломочные породы различаются степенью сортировки обломков (разнозернистые, равномерно-зернистые и др.) и их составом. Обломки горных пород нередко различаются между собой по прочности и степени окатанности. Среди зерен минералов наиболее часто встречаются кварц, полевые шпаты, слюды и гидрослюды, хлорит, глауконит, карбонаты; широко распространены различные глинистые минералы. В обломочных породах В. П. Батулин установил 115 минералов.

Сравнительно широко развиты породы переходного типа — например, песчано-гравийные, валунно-песчано-гравийные, валунно-гравийно-песчано-суглинистые (моренного генезиса) и др. Строительные песчано-гравийные породы по содержанию песка, гравия и валунов (в %) разделяются на три типа: песчаные (песок 90—100, гравий до 10); гравийно-песчаные (песок 10—90, гравий 10—85, валуны до 5); валунно-гравийно-песчаные (песок 10—85, гравий 10—85, валуны 5—80). При этом массовая доля пылеватых и глинистых частиц не учитывается, а сумму песчаной, гравийной и валунной фракций принимают за 100%.

Широко распространены кварцевые, стекольные, полевошпат-кварцевые и полиминеральные пески. Значительно реже встречаются пески магнетитовые и титаномагнетитовые, базальтовые, карбонатные и др. Нередко сравнительно небольшая примесь того или иного компонента (рутила, ильменита, циркона, монацита, золота, алмаза, гранатов и других минералов) существенно влияет на ценность песка. После извлечения тяжелой фракции хвосты обогащения таких песков целесообразно использовать как обычные «нерудные» пески. С другой стороны, из «нерудных» песков целесообразно попутно извлекать тяжелую фракцию. В некоторых случаях попутной фракцией может оказаться электромагнитная (например, глауконитовая) или

иная технически доступная для отделения и при условии экономической целесообразности ее извлечения.

Большое значение имеет обогащение и облагораживание песков. Широко используются грохочение и отмывка, различные методы удаления пленки на зернах песков, состоящих из глинистых веществ, гидроксидов железа и марганца, карбонатов и других минералов. В частности, нередко применяют оттирку, иногда возможно химическое облагораживание.

Применение

Кварцевые пески используются в стекольной, керамической и цементной отраслях промышленности, а также в производстве ферросилиция, карбида кремния, карборунда, жидкого стекла, силикатного кирпича, динаса, элементного кремния, в качестве фильтровальных, абразивных и других материалов.

В электронной промышленности, по данным Д. Шкуделни и Р. Вайса, применяют тонкозернистые порошки кварца, предварительно силанизированные (силан увеличивает взаимодействие полимера и наполнителя).

Для сырья стекольной и керамической промышленности особенно вредны примеси элементов-хромофоров — железа, хрома, титана, ванадия, марганца, никеля и др. Кроме того, ограничиваются массовые доли CaO , Al_2O_3 и ряда других компонентов. Действующие ГОСТы предусматривают 15 марок сырья песка для стекольной промышленности. Буквы в названиях марок указывают на пригодность сырья для производства определенных изделий: «ООВС» — особо ответственные изделия высокой светопрозрачности, «ОВС» — ответственные изделия высокой светопрозрачности, «ВС» — изделия высокой светопрозрачности, «С» — изделия светопрозрачные, «Б» — бесцветные, «ПБ» — полубелые изделия, «ПС» — изделия пониженной светопропускаемости и «Т» — изделия из темно-зеленого стекла. Первые цифры в индексах марок соответствуют массовой доле Fe_2O_3 (в тысячных долях процента); последняя цифра (или буква) обозначает сорт сырья (высший, первый, второй). Нормируются также массовые доли SiO_2 и Al_2O_3 , а также гранулометрический состав. Например, для производства оптических стекол, свинцового хрустала, увеолового стекла применяется сырье марки ООВС-010-В, в котором Fe_2O_3 должно быть менее 0,01 %, Al_2O_3 — менее 0,1 %; SiO_2 — более 99,81 %. Для производства бесвинцового хрустала и ряда других изделий применяется сырье марки ООВС-015-1, в котором ограничены массовые доли Fe_2O_3 (0,015 %), Al_2O_3 (0,2 %), SiO_2 (более 99,3 %) •

Высокие требования к стекольным пескам предъявляются и в других странах. Например, в ЧССР в обогащенном песке, используемом для производства стекла, массовые доли важнейших компонентов должны составлять (в %): марка Т-13 хрустальное — SiO_2 не менее 99,6, Fe_2O_3 менее 0,013, TiO_2 менее 0,05, Al_2O_3 менее 0,2; марка Т-18 хрустальное — SiO_2 более 99, Fe_2O_3 менее 0,08, TiO_2 менее 0,1, Al_2O_3 менее 0,2. По нормам США, для оконного и технического стекла применяют пески с пределами массовой доли Fe_2O_3 0,02—0,06 %; по Британскому стандарту максимальная массовая доля Fe_2O_3 (в %) в стекольных песках классов А, В и С должна составлять: А 0,08; В 0,013; С 0,03. В стекольных песках регламентируется также однородность гранулометрического состава (оптимален размер зерен 0,1—0,3 мм).

В стекольных песках, которые применяются в тонкой керамике, максимальные массовые доли важнейших компонентов (в %) должны составлять (для марок ПК-95 и ПК-93): SiO_2 не менее 95 и 98; $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ 0,2 и 0,3; CaO 1 и 2; каолин 1 и 2. Для изделий строительной керамики (облицовоч-

Таблица 13. Характеристика некоторых марок гравия

Показатель	Др8	Др12	Др16	Др24
Потери массы при дроблении в цилиндре, %	8	8—12	12—16	16—24
Соппротивление на сжатие, МПа	>100	80—100	60—80	40—60
Массовая доля слабых пород, %		<ю		< 15
Массовая доля пылевых и глинистых частиц, в том числе комков, %		< 1		< 2

навливаются наличие и характер глинистых, солевых, железистых и других пленок на поверхности зерен и изучается характер поверхности и форма зерен. К вредным примесям относят сульфиды (пирит, марказит, пирротин и др.), сульфаты (гипс, ангидрит и др.), оксиды и гидроксиды железа (магнетит, гематит и др.), породы и минералы, в составе которых может быть аморфная разновидность кремнезема (опал, кремьень, вулканическое стекло и др.), слюды и гидрослюды, цеолиты, галоиды, (галит, сильвин и др.), а также сера, асбест, апатит, нефелин, фосфорит, графит, уголь, горючие сланцы.

К слабым относятся породы, прочность которых в водонасыщенном состоянии при одноосном сжатии составляет менее 20 МПа. Для гравия большое значение имеют форма зерен и характер их поверхности (гладкая или шероховатая). Нежелательно присутствие зерен лещадной и игольчатой форм.

Гравий используют как в естественном виде, так и после дробления. Дроблению обычно подвергают валуны и глыбы, хотя в некоторых случаях из глыб получают штучный камень.

Гравийное сырье по потере массы в процессе дробления в цилиндрическом барабане разделяется на марки Др8, Др12, Др16, Др24 (табл. 13). По потере массы при истирании в полочном барабане также выделяется ряд марок: И-1 (до 20%); И-II (20—30%); И-III (30—40%); И-IV (40—50%). К слабым гравийным породам относят разности, у которых предел прочности при сжатии в водонасыщенном состоянии составляет 20 МПа и менее.

Морозостойкость сырья определяется числом циклов замораживания и оттаивания (индекс марки) при определенной потере массы. По морозостойкости выделяются следующие марки: Мрз 15, Мрз 25, Мрз 50, Мрз 100, Мрз 150, Мрз 200 и Мрз 300. Для двух первых марок допустима потеря массы в размере 10%, для последующих — до 5%. Морозостойкость возможно определять путем насыщения образцов раствором сернокислого натрия с последующим высушиванием, однако при неудовлетворительных результатах решающими являются испытания с замораживанием.

Свойства гравия для фракций свыше 20 мм и валунов оцениваются по свойствам полученного из них щебня. Если гравий (и щебень), предназначенный для строительных работ, после 15 циклов замораживания теряет в массе более 10%, то использование пород допустимо после технико-экономических расчетов. Песок, гравий и щебень из гравия, предназначенные для заполнения бетонов, не должны при обработке раствором едкого натрия окрашивать раствор темнее эталона, по которому определяется наличие органических веществ.

Для гравийного балласта для железнодорожных путей ограничивается массовая доля слабых пород во фракции +3 мм — не более 10% массы. При этом масса кварцевых зерен и зерен прочных изверженных и метаморфических пород должна составлять не менее 50% массы фракции 0,14—3 мм.

ная плитка, санитарно-технические изделия) используются пески более низкого качества. Для песка, используемого без помола в производстве силикатного кирпича, максимальные доли компонентов должны составлять (в %): SiO₂ более 50; SO₃ 2; сумма щелочей в пересчете на Na₂O 3,6; глинистые и пылеватые частицы (диаметр менее 0,05 мм) 10 (в том числе частиц диаметром менее 0,005 мм не более 2). Те же компоненты лимитируются и при производстве изделий из автоклавных бетонов. Для изделий из ячеистого бетона массовая доля SiO₂ должна быть более 90%, суммы щелочей — менее 0,9%, частиц диаметром менее 0,05 мм — менее 3%, в том числе частиц менее 0,005 мм — не более 0,5%. Лимитируется также массовая доля органических примесей, а для песков, применяемых без помола, — массовая доля частиц диаметром 5 мм и более.

Высокая массовая доля SiO₂ должна быть у фильтровальных и абразивных песков. В качестве абразивных используются преимущественно пески с остроугольными зернами. Большое значение имеет гранулометрический состав при использовании песков в качестве заполнителя бетона и в качестве балласта при строительстве железных дорог. Пески применяют как отошающие добавки в глины при получении кирпича и черепицы, а также в качестве заполнителя в асфальте, в дорожных работах, в кладочных и штукатурных растворах, в качестве присыпочно материала в производстве мягкой кровли и многих других изделий.

В больших количествах пески используются в металлургии — для получения формовочных масс, а также в качестве флюсов и абразивов. В формовочных песках ограничивается массовая доля глинистой фракции (частицы диаметром менее 0,022 мм). Для различных марок формовочного сырья максимально допустимые массовые доли компонентов составляют (в %): глинистые частицы 0,2—1,1; SiO₂ не менее 97—98,4; щелочи и щелочные земли в сумме 0,4—1; Fc₂O₃ 0,2—0,6.

Формовочные пески по характеру зерен разделяют на три вида (округлые, полуокруглые и остроугольные), а по соотношению фракций делят на категории А и Б. К категории А относят пески, у которых остаток на верхнем сите основной фракции больше, чем на нижнем сите; в категории Б остаток песка на нижнем сите больше, чем на верхнем. Пески делят на семь групп: грубые, очень крупные, средние, мелкие, очень мелкие, тонкие и пылевидные. Например, у грубых песков (группа 063) зерна основной фракции остаются на ситах с диаметром отверстий 0,63 и 0,4 мм. Зерна основной фракции крупных песков на ситах 0,4; 0,3—15 и 0,2 мм; зерна пылевидных песков — на ситах 0,063; 0,057 мм и в тазике. Кроме того, выделяют пески с сосредоточенной зерновой структурой, у которых не менее 70% зерен остается на трех смежных ситах, и пески с рассредоточенной структурой.

Для формовочных песков важны высокие газопроницаемость и огнеупорность, которые и обуславливаются высокой массовой долей зерен кварца. Для разливки чугуна огнеустойчивость литейных песков должна быть выше 1400 °С; для стали — выше 1500 °С; для медных, алюминиевых и магниевых сплавов — выше соответственно 1000, 800 и 700 °С.

Среди песков для строительных работ по модулю крупности выделяют крупные (2,5 мм и более), средние (2—2,5 мм), мелкие (1,5—2 мм) и очень мелкие (1—1,5 мм) разности. Для заполнения бетона и в качестве материала для дорожных одежд используют пески только первых трех групп, а для строительных растворов возможно применение песков группы 4. Остатки на сите 063 (размер отверстий 0,63 мм) у песков групп 1—4 составляют соответственно (в %): 45; 30—45; 10—30; 10. При этом если по модулю крупности песок относится к одной группе, а по остатку на сите 063 — к другой, то решающую роль в оценке играет модуль крупности.

При оценке песков и гравия для строительных работ рассматривается их гранулометрический состав (массовые доли песка, гравия, валунов, пылеватых и глинистых частиц), объемная масса породы в целике и в насыпном виде, коэффициент разрыхления. При петрографической характеристике определяется содержание зерен пород и минералов (в том числе вредных примесей), слабых разностей (в гравии), глины в комках. Кроме того, уста-

Стандартом СЭВ стекольного песка служит песок месторождения Стржелеч (ЧССР), в котором массовая доля зерен кварца составляет 99,5 %, каолинита 0,4 %, тяжелой фракции (турмалин, лейкоксен, рутил и др.) 0,1 %. Содержание фракций разной крупности в стандартном песке (в %): фракция менее 0,025 мм — 35,6; фракция 0,025—0,04 мм — 41,6; фракция 0,04—0,063 мм — 9,8; фракция 0,063—0,071 мм — 5,3; фракция 0,071—0,09 мм — 4,9; фракция более 0,09 мм — 2,8. Химический состав песков (в %): SiO₂ 99,32; TiO₂ 0,035; Al₂O₃ 0,248; Fe₂O₃ 0,037; MgO 0,0071; CaO 0,029; Na₂O 0,045; K₂O 0,058; п. п. п. 0,167.

Песок и гравий добываются в огромных количествах, их мировая добыча составляет более 8 млрд. т, в том числе в СССР более 500 млн. м³; в США около 900 млн. т. Стоимость песка в США колеблется от 7 до 29 дол/т, а гравия — от 4,6 до 9 дол/т.

По запасам (в млн. м³) месторождения разделяются на следующие виды: строительные пески — крупные (более 15), средние (10—15), мелкие (менее 10); песчано-гравийные смеси — крупные (более 30), средние (10—30), мелкие (менее 40).

Условия образования месторождений

Месторождения песка, песчано-гравийных и других средне- и крупнообломочных пород образуются, как правило, экзогенным путем в различной геологической обстановке. Ф. Петтиджон, П. Поттер и Р. Сивер считают, что в формировании месторождений песков участвуют пять основных процессов: выветривание, эксплозивный вулканизм, дробление или движение горных пород, пеллетизация (образование сгустков) и осаждение из раствора химическим или биохимическим путем. По нашему мнению, роль вышеназванных процессов при образовании промышленных месторождений весьма неравноценна. Так, для генезиса месторождений обломочных горных пород исключительно велика роль процессов выветривания, на что обращал внимание Г. И. Бушинский, Н. М. Страхов, В. П. Петров, А. М. Цехомский и другие советские исследователи. Кроме того, следует учитывать и другие процессы разрушения исходных пород.

Огромную роль в формировании месторождений играют особенности переноса материала от областей его первоначального изменения (выветривания, истирания, дробления) до областей формирования месторождений. При этом большую роль играют скорость, среда переноса (водная, воздушная, ледниковая) и взаимодействие в процессе переноса обломочного материала с учетом различия его физических свойств, крупности, форм обломков, растворимости и других характеристик. На большое значение механической дифференциации веществ в процессе транспортировки неоднократно указывал Л. В. Пустовалов.

Дифференциация вещества значительно способствует неоднократное переотложение обломочного материала — размыв моренного материала и последующее его переотложение водными потоками, переотложение древних аллювиальных и других обломочных отложений молодыми реками. В некоторых случаях обломочный материал может испытывать «довыветривание», приводящее, например, к каолинизации полевых шпатов и раз-

витию различных глинистых минералов по темноцветным минералам. Катагенетические процессы и процессы довыветривания могут существенно изменять качество минерального сырья. В частности, с довыветриванием отложений песков связывается удаление железистой рубашки песчинок под воздействием гумусовых кислот (в верхних частях залежей поэтому понижена массовая доля железа). Иногда железо может концентрироваться в зоне цементации, что существенно ухудшает качество песков.

А. М. Цехомский и Д. И. Карстенс обращают внимание на привнос в пески частиц глинистой фракции, приводящий к кольматации (заилированию) песков, или, наоборот, вынос глинистых фракций (суффозия), характерный для регионов гумидного климата. Суффозия особенно широко развивается, по данным С. А. Бакалова, вблизи бортов речных долин, причем фильтрационный поток увлекает не только свободно расположенные мелкие частицы, но и частицы, закрепленные зернами песка.

В ряде случаев в процессе катагенеза происходит цементация обломков и, в частности, перерождение песков в песчаники. Такие процессы характерны для склонов долин и участков выхода обломочных пород в поверхностные и приповерхностные зоны, тогда как в удалении от долин (или в связи с другими причинами «эрозионного недовскрытия») эти процессы затухают.

Формирование залежей маршаллита обусловлено процессами выветривания. Если исходные породы представлены окварцованными карбонатными породами, то процессы выветривания приводят к избирательному растворению и выносу карбонатного материала, вследствие чего формируются скопления пылевой фракции кварцевых зерен — маршаллита. Если же маршаллиты возникают за счет апокарбонатных кварцитов или кремнистых сланцев, то процессы выветривания сказываются главным образом на освобождении зерен кварца — разрыхлении исходной породы. Залежи маршаллита приурочены к древним корам выветривания. С процессами выветривания песчаников и кварцитов связаны месторождения элювиальных песков.

Основные формации

Среди месторождений обломочных горных пород преобладают осадочные морские, речные, флювиогляциальные, озерные, пролювиальные типы. Меньшая роль принадлежит коллювиальным, эоловым и элювиальным месторождениям. Достаточно редки месторождения эндогенно-экзогенной серии — типа перлитовых песков (месторождения вулканических пеплов здесь не рассматриваются).

Формация элювиальных песков имеет ограниченное значение. Форма залежей — плаще- и линзообразная, мощность их обычно изменчива. Например, на Харгинском месторождении

(Прибайкалье) песков высокого качества мощность залежи колеблется от первых метров до 5,5 м. *Элювиально-делювиальные пески* известны на Иликтинском месторождении (Иркутская обл.).

Формация маршаллитов имеет небольшое практическое значение. Форма залежей — плаще- и линзообразная, мощность их обычно составляет первые метры. Месторождения известны на Урале (Тактыбаевское и др.), в Сибири (Тулунское) и в других регионах СССР.

Формация щебня, хряща, отлома и неокатанных глыб распространена в горных районах и представлена шлейфами вдоль крутых склонов гор. Нередко обломочный материал перемешан с суглинками и супесями. В формировании месторождений существенную роль играли коллювиальные, делювиальные и, в меньшей степени, пролювиальные процессы. В областях преобладания пролювия обломочный материал частично окатан в связи с чем в отложениях появляются гравийные и галечные разности, а также валуны. Установлены постепенные переходы отложений данного типа в делювиально-пролювиальные. Прочность обломков тесно связана с особенностями исходных разрушаемых пород и степенью их выветрелости. Материал плохо сортирован, залежи имеют сильно изменчивые параметры. Форма залежей линзовидная, нередко с переходом в плащеобразную. Мощность отложений колеблется от первых метров до многих десятков метров. Запасы отдельных месторождений могут быть весьма крупными. Однако месторождения используются преимущественно для местных целей.

Формация делювиальных и пролювиальных песков развита достаточно широко, однако месторождения, как правило, имеют небольшие запасы, материал плохо сортирован и нередко загрязнен примесями глинистых продуктов. Форма залежей конусообразная и линзовидная. Длина и ширина их изменяются от первых метров до десятков метров, мощность составляет обычно первые метры.

Формация пролювиальных валунно-песчано-гравийных отложений характерна для горных районов и имеет иногда существенное значение. На Душакском месторождении в Туркмении горная масса состоит из валунов и гравия.

Формация делювиальных песчано-гравийных отложений имеет, как правило, местное значение. Форма залежей преимущественно линзовидная, мощность составляет первые метры.

Формация золых песков особенно характерна для зоны пустынь, широко развита в долинах крупных рек и вдоль морских побережий. Форма залежей линзообразная, размеры различны; преобладают мелкозернистые пески. К данной формации принадлежат и некоторые месторождения стекольных песков. Высота песчаных дюн в ряде случаев достигает десятков метров. Месторождения известны в Казахстане (Ильменитовая Россыпь) и в других регионах СССР.

Формация аллювиальных песков, в том числе неоднократно переотложенных, развита широко. В долинах равнинных рек материал лучше сортирован, чем в горных областях. Форма залежей — пласты и линзы, мощность их изменяется от первых метров до десятков метров; иногда полезным компонентом служат стекольные пески. Месторождение строительных песков Цюрупинское (Херсонская обл.) связано с первой надпойменной террасой. Месторождения данного типа связаны как с современным, так и с древним аллювием.

Формация аллювиальных песчано-гравийных и валунно-гравийно-песчаных отложений широко развита. Осадки связаны как с русловой и пойменной фациями, так и с фацией террас. Песчано-гравийные смеси накапливались, по данным В. А. Полянина и Г. И. Горецкого, в условиях бурных и сильных струевых течений (перекатов), в отличие от песчаных отложений, типичных для более спокойных течений (прирусловые валы, поймы, пляжи). Выделяются древние и современные аллювиальные отложения, причем последние формируются нередко за счет перемыва древних отложений. Примером месторождений современного аллювия является Румянцевское (Московская обл.), а древнего аллювия — Беш-Арыкское (Кзыл-Ординская обл.).

Формация озерных песков встречается в ряде регионов. Форма залежей пласто- и линзообразная, мощность их колеблется от первых метров до десятков метров. Известны как современные, так и древние озерные отложения (пески Зейско-Буреинской депрессии). Согласно исследованиям А. М. Цехомского и Д. И. Карстенса, озерные пески нередко являются продуктом неоднократного переотложения.

Формация озерных песчано-гравийных отложений развита в современных озерах, хотя известны и древние озерные отложения, также имеющие промышленное значение. Мощность залежей изменяется от первых метров до десятков метров. Форма залежей — пласты и линзы.

Формация дельтовых песков представлена пласто- и линзовидными залежами мощностью от первых метров до десятков и сотен метров. Нередко пески пригодны для стекольной промышленности. Современные дельтовые пески развиты, например, в дельте р. Волги.

Формация морских песков имеет большое практическое значение. Форма залежей пластовая, мощность их изменяется от первых метров до 80 м. Пески нередко неоднократно переотложены. Известны стекольные пески, относящиеся к данной формации. Для современных и древних морских песков характерно постоянство гранулометрического и химического состава. Разновидностью формации является подформация террасовых песков (морских террас). Месторождения известны в Донецкой (Белосарайское), Московской (Люберецкое и Егановское) и других областях.

Формация морских песчано-гравийных и гравийных отложений широко распространена. Форма залежей — пласты и линзы, мощность их колеблется от первых метров до десятков метров и более. В последнее время большое внимание уделяется современному морскому, отложениям. Разработка подводных месторождений песка и гравия проводится в СССР, ГДР и ПНР, а также в ряде других стран. По сводке Р. И. Голоудина, разработка рыхлых строительных материалов ведется в США на глубинах до 50 м, в Японии до 20 м, в Великобритании до 30 м. При разработке подводных залежей следует учитывать их литодинамическую связь с сушей, так как добыча значительных объемов этого сырья может привести к катастрофическому размыву берегов.

Большая группа формаций обломочных пород образована деятельностью ледников и связанных с ними потоков вод. Вопросы генезиса и классификации этих образований рассмотрены в работах Е. В. Шанцера, А. А. Юргайтиса, Г. А. Юозапавичюса, В. В. Ревина и других геологов.

К внутриледниковым флювиогляциальным формациям относятся *отложения камов и озоз*, представленные песчано-гравийными материалами и песками. Эти отложения широко распространены и имеют большое значение. Кроме песчаных и гравийных фракций, в отложениях этого типа установлена примесь алевритового и глинистого (суглинистого) материала. Камы в рельефе формируют холмы, а озы — гряды. Среди озоз выделяют радиальные, ориентированные вдоль направления движения ледников, и маргинальные, параллельные краям ледников. Маргинальные отложения озоз трудно отличить от *конечных морен* (краевых гряд), имеющих тот же состав.

Формации приледниковых флювиогляциальных отложений представлены *отложениями зандров, флювиогляциальных террас и флювиогляциальных дельт* и являются накоплениями песчано-гравийного материала и песков. Развита достаточно широко. Форма залежей — пласты и линзы.

К группе *лимногляциальных* (озерно-гляциальных) формаций, согласно Г. А. Юозапавичюсу, относятся лимнокаммы, лимногляциальные краевые гряды, а также отложения приледниковых палеобассейнов, приустьевых частей палеопотоков. Все эти отложения также представлены песками и песчано-гравийными смесями. Форма залежей — пласты и линзы. *Золово-флювиогляциальные отложения* — дюны на флювиогляциальных и лимногляциальных отложениях.

К собственно ледниковым отложениям относят *валунно-глинистую моренную формацию* — источник преимущественно легкогоплавких глин, иногда скальных пород. В частности, Г. И. Тогоидзе охарактеризовал отложения кавказских ледников, в которых заключен крупноглыбовый материал, пригодный для получения облицовочного и других видов штучного камня. Разновидностью этой формации являются ледниково-морские от-

ложения, сформировавшиеся за счет шельфовых ледников, находящихся «на плаву», или при движении ледника по морскому дну. Такие отложения представлены суглинками и глинами с обильными валунами, а от конечных морен отличаются пониженной плотностью и наличием остатков морских организмов.

К формациям экзогенно-эндогенной серии относится *формация перлитовых песков*, пользующаяся ограниченным развитием. Форма залежей пластообразная, мощность их колеблется от долей метра до десятков метров (Артенийское месторождение в Армении). Пески используются в составе шихты при получении тарного стекла. Источником стекольного сырья служат и *формация кварц-полевошпат-пемзовых и кварц-пемзовых песков*. В частности, Эларское месторождение кварц-пемзовых песков и Айгеатское месторождение кварц-полевошпат-пемзовых песков в Армении разрабатываются для получения тарного стекла. Мощность пластовых залежей песков в этих месторождениях 0,5—11 м. По химическому составу пески Айгеатского месторождения близки к риолитам и обсидианам.

ПЕСЧАНИКИ, КВАРЦИТЫ, ЖИЛЬНЫЙ КВАРЦ

При использовании кварцитов, песчаников и жильного кварца учитывают их особенности как химического состава, так и физико-механических свойств. В тех отраслях промышленности, где важен химический состав пород, основными требованиями являются наиболее высокая массовая доля SiO_2 и пониженные доли нежелательных примесей (Fe_2O_3 и др.). Из механических свойств большое значение для оценки качества сырья имеют механическая прочность, кислотостойкость, абразивность, огнеупорность, плотность, скорость перерождения в сырье низкотемпературного кварца в высокотемпературные модификации кремнезема. Иногда имеет значение декоративность камня, а также его блочность (выход блоков из горной массы).

Песчаники, кварциты и жильный кварц применяются в металлургии, стекольной и керамической отраслях промышленности, в производстве силумина, ферросилиция, карбида кремния, элементного кремния, силикатного кирпича. В металлургии высококварцевые породы применяют для получения огнеупоров (динасового кирпича и др.), а также в качестве флюса при выплавке цветных металлов и производстве ферросилиция, медно-кремниевых и других сплавов. В металлургическом сырье массовая доля SiO_2 должна быть, как правило, не менее 97%; вредными примесями являются Fe, Al, Ca, Mg. В производстве динасы преимущественно используют песчаники с халцедоновым или опаловым цементом.

Кварциты применяются как кислотоупоры при постройке хранилищ для кислот и кислотных башен, при облицовке цехов некоторых химических заводов. Кислотоупорные кварциты

должны иметь минимальную пористость, быть тонко- и мелкозернистыми и не иметь примесей, растворимых кислотами.

Высокие требования к чистоте сырья предъявляются в производстве специальных стекол методом плавки и варки, а также при получении элементного кремния. Высококачественное особо чистое стекло применяется для создания высокотемпературных реакторов с гомогенным распределением ядерного топлива, в крупногабаритных оптических телескопах, при изготовлении особо чистых кварцевых тиглей, необходимых для выращивания полупроводниковых монокристаллов, а также в самолето- и ракетостроении, в конструкциях радарных установок, быстродействующих вычислительных машинах.

Высокосортное кварцевое сырье обычно подвергают обогащению для удаления не только твердых включений некарбидных минералов, но и части газовой-жидких включений. Большой интерес представляет жильный кварц, в том числе гранулированный, подвергшийся природной грануляции, при которой крупные кристаллы оказались разбитыми на отдельные блоки.

Кварцевое сырье для оптического стекловарения представляет собой предварительно обогащенный и измельченный кварцевый концентрат (мука). Выделяется три сорта этого продукта. Во всех сортах не должно быть частиц диаметром 0,5 мм и более. Массовая доля Fe_2O_3 для сорта I не должна превышать 0,003%, для сорта II — 0,005%, для сорта III — 0,01%. Для сортов II и III суммарная массовая доля Cr, Co, Ni, Mn, Cu, Ti не должна превышать 0,0005%. Для сорта I установлены максимально допустимые доли (в %): Ti 4-Ю⁻⁴; Co 5-10⁻⁶; сумма Cr, Si, Mn, Ni 5-10⁻⁸.

У кварца повышенной чистоты, который используется для оптического стекловарения, размер кусков должен изменяться от 10 до 70 мм, а максимальные массовые доли компонентов должны составлять (в %): Fe_2O_3 1 · 10⁻³; Ti 4-10⁻⁴; Co 5-10⁻⁶, сумма Cr, Si, Mn, Ni 5-10⁻⁸; а SiO₂ не менее 99,8.

Среди природного гранулированного кварца (крупка, прошедшая обогащение), применяемого для производства прозрачного кварцевого стекла, выделяется четыре сорта, у которых нормируются массовые доли тяжелой ($\rho > 2,67$ г/см³) и легкой ($\rho < 2,63$ г/см³) фракций, для тяжелой фракции дополнительно ограничивается массовая доля сульфидов (до 2-Ю⁻³ %), а для легкой — углистых примесей и графита (до 1-10⁻³ %). Кроме того, лимитируется еще ряд показателей (табл. 14).

Кварц жильный, предназначенный для варки оптического стекла с высоким светопропусканием, выпускается в виде кусков и кварцевой крошки. Массовая доля SiO₂ в этих продуктах должна быть не менее 99,50 %. Размер частиц в кусках составляет 20—200 мм, в крошке — 20—50 мм. Массовые доли вредных примесей (в % не более): в кусках — Fe₂O₃ 5-10⁻³; сумма Cr, Ca, Ni, Mn, Cu, Ti 5-10⁻⁴; в крошке — Fe₂O₃ 3-10⁻³; Ti 4-Ю⁻⁴, Co 5-10⁻⁶, сумма Cr, Si, Mn и Ni 5-Ю⁻⁵. В сырье не должно быть видимых минеральных примесей: слюды, турмалина, граната и других темноцветных минералов.

Жильный кусковой кварц повышенной чистоты, используемый для оптического стекловарения, получается путем дробления и очистки от вредных примесей высококачественного кускового жильного кварца. Цвет кварца может быть молочно-белым, белым и светло-серым, структура — гиганто-, крупно-, средне- и мелкозернистая. Куски не должны содержать видимых минеральных примесей. Размер кусков 10—70 мм. Минимальная массовая доля SiO₂ 99,8 %; массовые доли вредных примесей (в % не более): Fe₂O₃ 10⁻³; Ti 4-Ю⁻⁴; Co 5-10⁻⁶; сумма Cr, Cu, Mn, Ni 5 · 10⁻⁵.

Таблица 14. Характеристика сортов гранулированного кварца, применяемого для производства кварцевого стекла

Показатель	Сорта кварца			
	высший	первый	второй	третий
Коэффициент светопропускания, %, не менее	75	70	60	50
Гранулометрический состав основной фракции, мм	0,1-0,4	0,1—0,5		0,5—1,8
Доля минеральных примесей, %, не более	5-10 ⁻²	6-Ю ⁻²		12-10 ⁻²

Среди крупки кварцевой из жильного гранулированного кварца, предназначенной для наплавления кварцевых стекол, выделяют сорта (1, 1а, 2, 3), в которых регламентируется ряд показателей (табл. 15), в том числе содержание ряда вредных примесей. Например, для сортов 1 и 1а максимальные массовые доли вредных примесей составляют (в %): Al 3-10⁻³; Ti 3-10⁻⁴; Fe 2-Ю⁻³; Ca 3-Ю⁻⁴; Mg 3-Ю⁻⁴; Na₂O 10⁻⁴; CaO 1 · 10⁻³.

Среди жильного кварца в виде крупки, предназначенного для варки оптических и увеоловых стекол, также выделяются четыре сорта с массовыми долями SiO₂ соответственно не менее 99,98; 99,95; 99,90 и 99,80 % • Нормируются также массовые доли вредных примесей. Например, для сортов высшего и 3 они должны не превышать соответственно (в %): Fe 5-Ю⁻⁴ и 1-Ю⁻²; Mn 5-Ю⁻⁴ и 5-Ю⁻³; Si 3-Ю⁻³ и 1 · 10⁻³; Ti 1 · Ю⁻⁴ и 1 · 10⁻³; Cr 5-10⁻⁶ и 1-Ч0⁻⁴; Ni 2-10⁻⁵ и 5-Ю⁻⁴; Co 2-10⁻⁶ и 5-10⁻⁵.

К прозрачному жильному кварцу, используемому для производства кварцевого стекла, предъявляются следующие требования: размер частиц 10—60 мм, коэффициент светопропускания не менее 40 %, массовая доля SiO₂ не менее 99,99 % • Кроме того, массовые доли вредных примесей должны составлять не более (в %): Al 3-10⁻³; Fe 10⁻³; Ti 5-10⁻⁴; Ca 1 · Ю⁻³; Mg 1-10⁻³; Na 2-10⁻³; K 10⁻³. Массовая доля минеральных примесей должна составлять не более 5-10⁻³ %.

Таблица 15. Характеристика сортов кварцевой крупки, применяемой для наплавления кварцевых стекол

Показатель	Сорт крупки			
	1	1а	2	3
Коэффициент светопропускания, %, не менее	70		63	60
Гранулометрический состав основной фракции, мм	0,1—0,5	0,5—1,8	0,1—0,6	0,2—1,2
Массовая доля SiO ₂ , %, не менее	99,99		99,98	99,90

Из некоторых чистых кварцевых песчаников и кварцитов получают обычное листовое стекло. В этом случае вредными являются хромофоры: Fe, Mn, Cr, Ni, Си, и др.

На основе SiO_2 , как отмечает М. Кужварт, получают высокоогнеупорный рефрасил, относящийся к монокомпонентным монокристаллическим волокнам (вискерам). Рефрасил выдерживает в течение 180 с температуру 2842 °С и применялся для облицовочных плиток на космическом корабле многоразового использования «Колумбия».

Грубозернистые песчаники с остроугольным кластическим материалом иногда используют в качестве природного дефибрерного камня, необходимого для размола древесины в бумажном производстве.

Песчаники и кварциты используют в качестве строительного, в том числе облицовочного, камня, брусчатки, в производстве щебня и бута. При этом учитываются прочность камня (песчаника 10—370 МПа, кварциты 100—450 МПа), выход блоков из горной массы, декоративные качества. Повышенная прочность характерна для песчаников с кремнеземистым и карбонатным цементом, пониженная — для песчаников с глинистым цементом. Высокой декоративностью обладают песчаники и кварциты Шокшинского месторождения в Карелии. Абразивные свойства пород учитываются при производстве точильных брусков, оселков для правки инструмента и других изделий.

Месторождения рассматриваемых видов сырья образуются в условиях пегматитового, гидротермального, метаморфического и осадочного процессов.

Формации редкометалльных, мусковитовых, полевошпатовых, хрусталеносных пегматитов, имеющих кварцевые ядра, как источник жильного кварца играют небольшую роль. К этой же группе формаций Е. П. Мельников, И. И. Мирошников и другие геологи относят формацию силекситов (пегматитов, резко обогащенных жильным кварцем). Метаморфическим аналогом силекситов являются селектиты. Форма рудных тел — жило-, штоко- и линзообразная. Подобные пегматиты известны в СССР (Карело-Кольская и Мамско-Чуйская провинции), Финляндии (Тамелла), ФРГ (Хагендорф), Индии, Бразилии, США и других странах.

Формация апоскарновых кварцевых пород используется ограниченно. Формы тел — штоки, сложные линзы. Месторождения известны в СФРЮ (Трепча) и Марокко (Азегур).

Формация кварцито-грейзеновая является, по мнению И. И. Мирошникова, перспективной как источник сырья для оптического стекловарения. Форма рудных тел — линзы. Месторождения известны в СССР, Австралии и других странах.

Формация жильного кварца, хрусталеносных и нехрусталеносных кварцевых жил имеет существенное значение. Форма тел полезного ископаемого — жилы, штоки, линзы. Месторожде-

ния известны в СССР, Бразилии и других странах. Генезис жил гидротермальный и метаморфический.

Формация гранулированного кварца имеет существенное значение. Форма рудных тел — жилы. Генезис месторождения метаморфический, на первой стадии возникают альпийские жилы с шестоватым кварцем, который на последующих стадиях гранулируется.

Формация вторичных кварцитов имеет ограниченное значение как источник кварцевого сырья. Примером является комплексное месторождение Семиз-Бугу (корунд-андалузитовое и кварцитовое). Форма рудных кварцевых тел штоко- и линзообразная. Качество сырья невысокое в связи с примесями андалузита, серицита и других минералов.

Формация апокарбонатных метасоматических кварцитов имеет пока ограниченное значение. Такие кварциты в СССР известны на Киргитейском и Алгуйском тальковых месторождениях. Близкие к ним апотремолититовые кварциты известны на Светлоключском месторождении. Возможности использования сырья не выяснены.

Формация новакулитов встречается редко. Сырье представляет собой плотные криптокристаллические кварциты, обладающие ценными абразивными свойствами. Генезис, по-видимому, метаморфический. Месторождения известны в США.

Формации песчаников широко распространены и имеют большое промышленное значение. Форма залежей — пласты и линзы. Мощность тел изменяется от первых метров до сотен метров. В составе формации установлены химически чистые кварцевые песчаники (например, Черемшанское месторождение в Бурятской АССР). Генезис песчаников осадочный (цементация осуществлялась на стадиях диагенеза и катагенеза, иногда и при метаморфизме). Некоторые разности песчаников (например, палеогеновые песчаники Украины) состоят из зерен кварца, плотно сцементированных халцедоном, вторичным кварцем и опалом, и по внешнему виду напоминают кварциты. В этих песчаниках массовая доля SiO_2 составляет более 97%, они пригодны для получения динаса.

Формация кварцитов, развившихся по кварцевым песчаникам, имеет большое значение. Форма залежей — пласты, линзы. Мощность тел изменяется от первых метров до сотен метров. Месторождение Овручское на Украине — источник динасовых кварцитов, Шокшинское в Карелии — источник высокодекоративных малиново-красных облицовочно-поделочных кварцитов.

Практическое значение имеют и некоторые другие формации: *формация лидитов* (черных кремнистых пород халцедонового состава), *формация джаспероидов* (месторождение Ваншань в КНР), *кварцево-березитовая* (месторождение Джуно в США), *халцедон-опаловых конкреций в толщах писчего мела* и другие.

В условиях гипергенеза слои песчаников иногда подвергаются своеобразному изменению, приводящему их в кварцито-подобное состояние. Это связано с тем, что кластические зерна кварца цементируются крайне тонкозернистым кремнистым материалом. М. Кужварт считает, что этот цемент формируется из кремнезема, освобождающегося при каолинизации песчаников. Такие своеобразные породы развиты в Центральной Европе и получили название *формации «аморфных кварцитов»*. С глубиной они переходят в обычные песчаники. Такие «кварциты» пригодны для производства динаса, силикатного кирпича и элементарного кремния.

СЫРЬЕ С ПРОМЫШЛЕННО ЦЕННЫМИ ФИЗИЧЕСКИМИ СВОЙСТВАМИ

ИНДУСТРИАЛЬНО-КАМНЕСАМОЦВЕТНОЕ СЫРЬЕ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПИГМЕНТЫ

К минеральным пигментам принадлежат различные горные породы и минералы, обладающие характерной окраской и достаточной устойчивостью. Согласно Б. В. Залесскому и Ю. А. Розанову, выделяются следующие типы минеральных пигментов: железооксидный и марганцево-железооксидный, глинистый, углистый (сажистый), карбонатный, кремнеземистый, сульфатный, фосфорнокислый. Кроме того, существуют переходные разновидности (железооксидно-глинистый и др.).

Железооксидные и марганцево-железооксидные пигменты; по цвету разделяются на желтые (охра), коричнево-желтые (сиена), красные (мумия, железный сурик), коричнево-красные. Хромофорами в этой группе служат оксиды и гидроксиды Fe и, в меньшей мере, Mn, массовая доля которых составляет 30—85%. *Глинистые пигменты* — окрашенные оксидами и гидроксидами Fe и Mn различные глины и каолины, а также некоторые неокрашенные (белые) или окрашенные другими красителями (серые, черные и др.) глинистые породы. Массовая доля оксидов и гидроксидов (хромофоров) в пигментах данной группы колеблется от 0 до 30%. Глинистым пигментом является продукт выветривания марганецсодержащих железных руд — умбра, имеющая коричневый с зеленоватым оттенком цвет. Чем больше в ней марганца, тем она темнее. При нагревании умбра темнеет. Это ее свойство используют для получения пигмента «прокаленная умбра». К этой группе пигментов: принадлежит также «болус» — окрашенная гидроксидами железа монтмориллонитовая глина, используемая в качестве красной краски во Франции. Серая или черная окраска глинистых пигментов связана обычно с органическим веществом.

Карбонатные пигменты — мел и известняк вообще, мелоподобный мергель, доломит. Окраска их белая, светло-желтая (гидроксиды Fe), светло-зеленая (глауконит), коричневая (гумусовые вещества). К особо ценным карбонатным пигментам относятся малахит и азурит.

Углистые пигменты — продукты неполного сгорания или выветривания каменных углей. Окраска их черная (природная сажа), коричневатая-черная, коричневая — обусловлена органическими веществами и частично оксидами железа. К углистым пигментам относится широко известный графит.

Кремнеземистые пигменты объединяют следующие минералы: луково-зеленый волконскоит

$(\text{Mg, Ca, Sr, Al})_a(\text{OH})_2 [\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$, зеленые глауконит, селадонит и гарниерит, синий лазурит, белые волластонит, тальк, пирофиллит. К этой группе пигментов принадлежат и горные породы: белые диатомиты, розовые и красные вулканические туфы, темно-серые и цветные (зеленые, красновато-серые и др.) глинистые сланцы и другие кремнеземсодержащие разновидности.

Сульфатные пигменты — сульфатные минералы (белый барит, желтый ярозит) и горные породы (гипс и ангидрит).

Фосфорнокислые пигменты неустойчивы. Например, вивианит в свежем виде бесцветен, на воздухе приобретает синюю окраску, а при обжиге — оранжево-желтую или темно-красную.

К минеральным пигментам относятся также киноварь, асфальт и пиролюзит. Большое количество пигментов получают искусственным путем.

Пигменты используют для получения различных красок и лаков, в производстве линолеума, клеенки, пластмасс, резины, карандашей, в типографском деле, в бумажной промышленности, в производстве цветной штукатурки. Основными техническими свойствами пигментов являются цвет, светостойкость, интенсивность (красящая сила), укрывистость, дисперсность, антикоррозийность, водоупорность, маслосмолемкость, атмосферостойкость, коэффициент контрастности. Светостойкость — способность сохранять постоянство окраски и оттенка под воздействием солнечного света. Интенсивность — способность пигментов передавать свою окраску разбеливаемому веществу. Обычно интенсивность выше у высокодисперсных пигментов, но при очень высокой дисперсности у большинства минеральных пигментов (охры, малахит, сиена) повышение красящей силы замедляется с увеличением степени дисперсности. Исключением является железный сурик. Укрывистость — способность плотно покрывать первоначальный цвет окрашиваемого изделия. Маслосмолемкость определяется количеством масла, необходимого для растирания 100 г пигмента до пастообразного состояния.

Среди месторождений минеральных пигментов установлены следующие генетические типы: 1) гидротермальный; 2) вывет-

ривания; 3) подземноводный; 4) осадочный; 5) пирометаморфический; 6) метаморфогенный; 7) эффузивно-осадочный.

К гидротермальным относятся формации: киноварная, баритовая и железокислотная, а также гидротермальных глинистых минералов (групп каолинита и монтмориллонита), талька, пиррофиллита. К формациям выветривания относятся месторождения первичных каолинов, оксидов и гидроксидов железа и марганца. В частности, примерами формаций, связанных с выветриванием эндогенных концентраций, являются формации железных охр и руд никеля в корях выветривания ультрамафитов, а также вермикулита, железной шляпы колчеданных месторождений, малахита и азурита, выветривания эффузивных пород. Характерными образованиями выветривания лав и пирокластов андезит-дацитового подтипа андезитовой вулканогенной формации являются, по В. С. Тарасенко, охры Выгорлат-Гутинской вулканической гряды в Закарпатье.

К формациям, связанным с выветриванием экзогенных концентраций, относятся формации зон выветривания залежей сидерита, пиротоносных глин, карбонатных руд марганца, окисленных углей. Более сложный (трехэтапный) генезис имеет формация зоны окисления силикатных марганцевых руд: осадконакопление, метаморфизм, выветривание.

К переотложенным корам выветривания относят формацию вторичных каолинов, а также переотложенных кор выветривания эффузивов (железистые-глинистые). К подземноводной группе относят формацию волконскоита. Концентрации этого пигмента, согласно В. В. Александрову и Н. А. Игнатьеву, формируются при замещении погребенных стволов деревьев под воздействием подземных вод, обогащенных хромом. Для месторождений Пермской области в качестве источника хрома предполагаются ультрамафиты Уральской складчатой области. Скопления волконскоита окружены «ржавцом» — ржаво-бурой железистой «рубашкой», мощность которой достигает 0,5 м. Скопления волконскоита имеют столбообразную форму, залегают субгоризонтально, протяженность тел изменяется от нескольких сантиметров до 15 м.

К осадочным образованиям принадлежат месторождения железа, марганца, мела, глин, доломитов, мелоподобного мергеля, диатомитов, глауконита, вивианита и др. В последнее время вивианитовые накопления в торфяниках рассматривают не столько как источники пигментов, а как туковое сырье. К пирометаморфическим относятся месторождения природной сажи, сформированные в результате пожаров на залежах каменных углей.

К метаморфогенным относятся месторождения глинистых сланцев, графита, талька, пиррофиллита, красных мраморизованных известняков, железных руд. Среди железных руд в качестве пигментов используют не только собственно метаморфогенные месторождения, но и продукты их окисления (мартитовые

руды). К метаморфической группе (контактово-метасоматический тип) принадлежат месторождения лазурита, а к регионально-метаморфическому — шунгита и пиррофиллита. К эффузивно-осадочному типу относятся цветные вулканические туфы.

ОБСИДИАН

Обсидиан, несмотря на свою хрупкость, применяется в камне-самоцветной промышленности. Он прекрасно полируется, полупрозрачен; твердость 5—6; цвет черный, кирпично-красный, бурый, серый; нередко окраска пятнистая. Текстура обсидиана полосчатая, брекчиевидная, струйчатая, пятнистая. Большую ценность представляет обсидиан с серебристо-перламутровым или золотистым переливчатым блеском и иризацией в голубовато-синих, красновато-бурых и зеленых тонах. Переливчатость и иризация связаны с наличием мелких газовых включений.

Массовая доля воды в обсидиане не превышает 1 %, у перлитового обсидиана несколько выше. Для поделок используют перлитовые шарики диаметром 3—5 см, которые извлекают из разрушенной обсидиановой массы. Эти шарики имеют серую окраску, шелковистый отлив, полупрозрачны. Они также называются мареканиты («слезы апачей»).

Массовая доля кремнезема в ювелирно-поделочном обсидиане составляет 66—75%. В обсидиане установлены микролиты полевых шпатов, реже амфибола, а также выделения оксидов железа.

Месторождения обсидиана известны в СССР, США, Мексике, Гватемале, Эквадоре, Италии и многих других странах. В СССР наиболее известны месторождения Закавказья (Армении, Грузии, Азербайджана). Цена на мировом рынке обсидиана высшего качества — черно-серебристого с шелковистым блеском (иризирующего) — 3—5 дол/кг, рядового — 0,1—1 дол/кг. Согласно ОСТу, для закавказских месторождений размер минимального блока составляет 150X150X100 мм; к сырью высшего качества относится серебристо-серый иризирующий или яркоокрашенный пятнистый или однотонный обсидиан. Для сырья низших сортов допускается черная и бурая окраска.

Месторождения обсидиана связаны с молодыми (кайнозойскими) лавами.

ЯШМЫ

Яшмы — плотные мелкозернистые горные породы, обладающие красивой окраской, способные принимать полировку. Преимущественно имеют кварцевый и халцедоновый состав с примесью алюмосиликатных минералов, оксидов и гидроксидов железа и марганца. Для яшм характерны такие важные технические свойства, как механическая однородность, высокие вязкость,

твердость, сопротивление истираемости и механическому разрушению, низкая пористость.

Среди яшм по составу выделяют следующие разновидности: 1) собственно яшмы—существенно кварцевые и халцедон-кварцевые; 2) яшмоиды—существенно кварц-халцедоновые и халцедоновые; 3) яшмовидные породы—существенно кварц-полевошпатовые и полевошпатовые. Таким образом, в состав яшм (в широком смысле) входят кварц, халцедон, полевые шпаты, хлорит, эпидот, актинолит, вулканическое стекло, глаукофан, рибекит, гранат, цоизит, а также оксиды и гидроксиды железа и марганца (гематит, магнетит, гетит, псиломелан, браунит, пумпеллит, кварцин, пьмонтит, серицит, селадонит, диопсид, гиббсит, сфен, стильпномелан и другие минералы). Часть этих пород является сравнительно слабо метаморфизованными кислыми эффузивами, но в большинстве случаев яшмы—это эффузивно-осадочные и осадочные метаморфизованные образования.

А. Е. Ферсман выделял следующие ведущие типы декоративных яшм: 1) сплошные с однородной красной, белой, розовой, фиолетовой, зеленой и другой окраской, а также с пятнами или включениями в виде «облаков» дендритов и белых и черных точек; 2) полосатые, включая ленточные, с равными и широкими или узкими полосками красного, желтого, зеленого и серого цвета, а также волнистые (с изогнутыми и ломаными полосками) и струйчатые; 3) порфиоровые—эффузивные породы с вкрапленниками полевых шпатов, кварца или темноцветных минералов, подвергшихся силификации; 4) «ситцевые» (пестроцветные) с цветными жилками и пятнистой окраской, включая «акварельные» (с мягкой размытой или волнистой окраской), красно-белые типа «мясного» агата, «парчовые», пейзажные; 5) брекчии и конгломераты; 6) сфероидальные—«копейчатые», куличковые и натечные (миндалекаменные и вариолитовые, т. е. с шариками—вариолями, размером с горошину, ассоциируют с агатоносными эффузивами).

Г. П. Барсанов и М. Е. Яковлева выделяют также плоччатые и брекчиевидные яшмы. На Урале различают ряд характерных разновидностей яшм по месту их нахождения. Особой известностью пользуются орские и башкирские яшмы. Орские яшмы—пестроцветные, в том числе пейзажные. Среди башкирских яшм выделяют следующие разновидности: мулдакаевская (со струйчатым, облачным, волнистым рисунком зеленого цвета); калканская (серо-зеленая, стально-серая и серо-голубая); старомуйнаковская (ленточная сургучная, пятнисто-полосчатая и ситцевая).

Широко известны яшмы алтайских месторождений: ревневская—ленточная, пестрая, волнистая (серо-зеленая, зеленовато-желтая), а также пятнистая, брекчиевидная, струйчатая (зеленая, зеленовато-синяя с розовато-белыми и розовыми пятнами); гольцовская—волнистая (зеленая и голубовато-серая);

коргонская—пятнистая и копейчатая с мелкими округлыми пятнами (серо-фиолетовая, черная, желтовато-белая); сургучная; куличковая (на красно-буром или красном фоне белые пятна); змеиногогорская (зеленая) и др.

В последние годы на Дальнем Востоке выявлена особая яшмоподобная порода типа микрокварцита, названная ирнимитом. Для ирнимита характерно присутствие на красном или сером фоне голубых и синих пятен и прожилков, а также участков сине-фиолетового цвета.

Яшмы широко используются в производстве декоративных (ваз, чаш, шкатулок, канделябров, письменных приборов, подсвечников, браслетов) и технических изделий (ступок, валков, опорных призм, шаров для шаровых мельниц, матриц), а также декоративно-облицовочного материала. Яшмы использованы в отделке каминов, колонн и комнат во дворцах Москвы и Ленинграда. Изделия из яшм имеются в Оружейной палате, Эрмитаже, Историческом и Русском музеях. Из яшм сделаны мозаичные полы в Благовещенском соборе Московского Кремля.

Месторождения яшм и близких к ним яшмовидных пород известны в США (рисунчатые яшмы месторождения Морган-Хилл и др.), Индии, Венесуэле (красные яшмы), АРЕ (темно-коричневые—«нильский кремь») и в других странах. В СССР кроме Урала и Алтая яшмы известны в Казахстане, Прибалхашье, в Узбекистане, на Памире, Кавказе, в Крыму, на Сахалине, Камчатке и в других регионах.

В СССР, согласно отраслевому стандарту Мингео СССР, блоки пейзажной орской яшмы должны иметь минимальный размер 100X100X100 мм; показатель высшего качества—многоцветность при прихотливом пестром и четком рисунке. Для низких сортов допустимым дефектом являются участки •однотонной окраски, занимающие не более 50 % поверхности камня. Для технических (калканской и казачинской) яшм сорта 1 минимальный размер блоков составляет 200X200X100 мм. Для риддерской, коргонской и гольцовской яшм сорта 1 минимальный размер блоков—150x100x100 мм.

Яшмы и близкие к ним породы возникают при метаморфизме кремнистых первичноосадочных пород при изменении кислых эффузивов, а также вулканических туфов, брекчий и других эффузивно-осадочных пород.

Месторождения яшм относятся к вулканогенным, гидротермальным, эффузивно-осадочным, метаморфизованным в разных фашиальных условиях и россыпным.

Формация яшм кислых вулканических пород и их пирокластов, в той или иной степени гидротермально измененных, имеет большое промышленное значение. Залежи имеют пластовую форму; мощность их изменяется от первых метров до первых десятков метров, протяженность составляет сотни метров. Яшмы представлены в различной степени измененными кислыми эффузивами—порфиритами, фельзитами, кварце-

выми и фельзитовыми порфирами, а также их туфами, в том числе спекшимися туфами и туфобрекчиями риолитов и дацитов и трассами. Яшмы окрашены в фиолетовый, красный, бурый, зеленый и серый цвет; текстуры — флюидальная, вариолитовая, порфировая, брекчиевидная, пятнистая, прожилковая, струйчатая, полосчатая. Состав яшм преимущественно полевошпат-кварцевый, присутствуют также хлорит, селадонит, гетит, гематит. Яшмы используются как поделочные и декоративно-облицовочные. Месторождения известны на Алтае (Коргонское), в Крыму (Карадакское), в Узбекистане (Кумсарексайское).

Формация гидротермальных вулканогенных яшм имеет крайне небольшое значение. Тела яшм жилообразные и гнездовые; обычно их параметры измеряются метрами. Вмещающие породы представлены диабазами, диабазовыми и андезитовыми порфиритами. Яшмы полосчатые и пятнистые; цвет зеленый, зеленовато-бурый, коричневый, желтый; иногда встречаются «огненные» яшмы с включением красного сердолика. Состав яшм халцедоновый. Блочность мелкая. Месторождения часто связаны с месторождениями агата. Например, скопления яшм известны на Иджеванском месторождении агата в Армении.

Формация яшм вулканогенно-осадочных, метаморфизованных в фации зеленых сланцев, имеет очень большое значение. Она представлена пластовыми телами и линзами мощностью 0,5—6 м и протяженностью от 10 м до первых сотен метров. Вмещают яшмы кремнистые сланцы, туфы и туффиты, диабазы, серпентиниты, габбро-Диабазы. По данным Г. П. Барсанова и М. Е. Яковлевой, яшмы развились за счет туфогенного материала, илов, коллоидальных накоплений кремнезема, связанных генетически с вулканической деятельностью. В яшмах иногда встречаются органогенные остатки.

Окраска яшм однотонная — сургучная и зеленая; яшмы ленточные, ленточно-полосчатые, пестроцветные, плейчатые, прожилковые. По составу яшмы существенно кварцевые и полевошпат-кварцевые, присутствуют халцедон, гранат, эпидот, пумпеллиит, гематит, магнетит, а также гидраргиллит, бемит, серицит, иллит. Яшмы служат для производства технических, поделочных и ювелирно-поделочных изделий. Месторождения известны в Башкирии (Маломуйнаковское и Калканское), а также в Оренбургской (Гора Полковник), Актюбинском (Анастасьевское) и Свердловской (Глинское) областях.

Формация яшм в вулканогенно-осадочных породах, метаморфизованных в альбит-эпидотовой фации в условиях регионально-контактного метаморфизма и метасоматоза, имеет большое промышленное значение. Формы тел — линзы, пластообразные залежи; мощность их колеблется от 2 до 100 м и более, протяженность — от десятков метров до 1 км. Яшмы представлены халцедон-кварцевыми, кварц-хал-

цедоновыми, кварц-полевошпатовыми породами. В качестве примесей присутствуют актинолит, хлорит, эпидот, прерит, авгит, диопсид, магнетит, иногда шпинель, щелочной амфибол, гиббсит. Исходными породами, за счет которых развились яшмы, являются алевролиты, туфы, филлиты, кварцевые альбитофиры, альбитофиры, иногда даже гранитпорфиры и альбиты. Текстуры яшм пятнистые, полосчатые, брекчиевидные, слоистые. Нередко тела яшм являются ороговикованными ксенолитами в интрузивных гипабиссальных породах (кварцевых альбитофирах и гранофирах). Окраска яшм зеленовато-белая, зеленая, черная, темно-голубая, сине-зеленая, серая, розовато-серая. Яшмы пригодны для изготовления различных поделок и декоративной облицовки.

Месторождения известны на Алтае (Ревневское и Гольцовское — яшмовидные роговики) и Кавказе (Уруштенское — яшмовидные роговики по филлитам).

Формация элювиальных россытей яшмовых глыб имеет большое практическое значение. На известном месторождении Гора Полковник (Оренбургская обл.) коренные яшмы рассредоточены в виде отдельных сравнительно небольших линз среди крепких диабазов, и потому их разработка нецелесообразна. В россыпях же произошло сгужение яшмовых глыб, добыча которых стала рентабельна. В аллювиальных образованиях установлены гальки яшмы, представляющие интерес для коллекционеров.

КАМНЕСАМОЦВЕТНОЕ СЫРЬЕ

ЖАДЕИТИТЫ

Жадеититы — плотные горные породы, сложенные в основном минералом жадеитом. Чаще их называют, как и минерал, жадеитами, что не совсем правильно. Нередко эти породы называют и более сокращенно — жадом (джейдом). Однако следует иметь в виду, что под жадом нередко понимают и нефрит, и агрегаты везувиана (калифорнийский жад), и агрегаты гидрогроссуляра (трансваальский жад), и поделочные серпентиниты (корейский жад), и зеленый кальцит (мексиканский жад), и зеленый авантюриновый кварц (индийский жад), и амазонит (аризонский жад) и хризопраз (швейцарский жад).

Жадеит $\text{NaAl}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ относится к группе пироксенов. В составе жадеита установлены примеси диопсида, эгирина и других пироксенов, поэтому выделяют жадеиты диопсид-жадеитового состава, омфацитового (омфацит-натровый диопсид) и др. В качестве примесей в составе жадеитов отмечаются Ti, Sr, K, Mn и другие элементы.

Жадеититы — очень прочные, вязкие горные породы, их сопротивление на сжатие составляет 0,6—1,2 ГПа. Температура плавления жадеитита 1000—1060 °С, твердость 6,5—7.

Жадеиты имеют гранобластовую и гетеробластовую структуры от весьма тонкозернистой до крупнозернистой; тонкозернистые породы прозрачны. Иногда структура пород брекчиевидная, связанная с расположением обломков жадеитовой состава в мелкозернистой основной массе (также жадеитовой), иногда — сноповая. Цвет жадеитов различный — белый, зеленый, желтовато-зеленый, изумрудно-зеленый, желтый, фиолетовый, синий, розовый, коричневый, красный, черный. Окраска обусловлена присутствием ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} . По данным В. П. Москалевой, белые разности прибалхашских жадеитов содержат 90—96 % жадеитового минала; зеленые соответствуют жадеит-диопсиду, иногда с примесью акмитового минала.

На международном рынке различают следующие сорта жадеитов: 1) империял — изумрудно-зеленый, просвечивающий, тонкозернистый с однородной яркой окраской; 2) коммерциал — зеленый, непрозрачный с прожилками и пятнами изумрудно-зеленого полупрозрачного жадеита; 3) утилити — зеленый и серовато-зеленый, непрозрачный; 4) хлормеланит — темно-зеленый, почти черный. Известны также светлые и белые разности (например, белая просвечивающая — типа «талого снега», полупросвечивающая, матовая — типа «бараньего жира»).

Месторождения жадеитов известны в Бирме, СССР, США, Гватемале, КНР. Отдельные проявления отмечаются в Японии, Мексике, Новой Зеландии, СФРЮ. В СССР жадеит встречается в Казахстане, на Полярном Урале и в Западном Саяне.

Жадеит высшего ювелирного качества (империял) на мировом рынке стоит 150—3000 дол/кг, рядовые — 3—30 дол/кг и более.

Минимальные размеры блоков поделочного жадеита в СССР составляют 50х50х50 мм, показатель высшего качества — ярко-зеленая окраска, составляющая не менее 30 % среди белой и светло-серой. Для низших сортов допускается белая и серая окраска с единичными зелеными вкраплениями, а также редкие трещины, не нарушающие монолитность.

Скопления жадеитита встречаются в ультрамафитах и метаморфических породах глаукофановой фации. В качестве ювелирного и поделочного камня используются жадеиты из месторождений, связанных с ультрамафитами, а также россыпные, обусловленные разрушением месторождений этого же типа.

Жадеиты среди ультрамафитов возникают за счет замещения ксенолитов гранитоидов, мафитов, а также эффузивно-осадочных пород. М. Лакруа, Е. Гюбелин и другие геологи относят жадеиты к магматическим образованиям, В. Ровер — к продуктам метаморфизма (при условии разложения альбита на жадеит и кварц). Д. С. Коржинский предложил гидротермально-метасоматическую гипотезу возникновения жадеитов в связи с биметасоматическим процессом на контакте ультра-

мафитов и алюмосиликатных пород. Высокотемпературные растворы, обуславливающие взаимодействие пород, связывались с более молодыми гранитоидами. В. П. Москалева полагает, что жадеитизация протекала при сравнительно невысоких температурах и умеренном давлении. В. Ф. Морковкина высказалась за высокую температуру и давление. Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева также считают, что давление в условиях развития жадеитита составляло 1200—1400 МПа при высоком потенциале натрия. Экспериментальные исследования показали устойчивость жадеитита при 1500—2500 МПа и температуре 600—1000 °С.

Жадеитовые тела среди ультрамафитов имеют штоко-, линзо- и столбообразную формы, их мощность измеряется первыми метрами, реже — десятками метров. Наиболее высококачественные разности жадеитов, в том числе изумрудно-зеленые, представлены поздними генерациями.

В Бирме наибольшей известностью пользуются месторождения Таумау, Миенмау, Пангмау и Намнаймау, связанные с массивом ультрамафитов Таумау, площадь выходов которого составляет 6,4х18 км. Протяженность жадеитовых тел здесь достигает 270 м; они имеют в основном жадеит-альбитовый состав, однако центральные части мощностью до 3 м сложены жадеититами. Жадеиты имеют в основном белый цвет, на фоне которого наблюдаются пятна яблочной-зеленой, желтой, бутылочно-зеленой, красновато-фиолетовой окраски. Наиболее ценный изумрудно-зеленый просвечивающий жадеитит формирует гнезда диаметром до 30 см. Кроме жадеита, в жадеитовых породах месторождения Таумау установлена примесь щелочной роговой обманки и нефелина. Альбит-жадеитовые породы, окружающие жадеиты, сменяются, в свою очередь, альбититовой зоной (внешней).

На месторождениях КНР, Гватемалы, Японии жадеитизированы основные породы. На этих месторождениях развит жадеит низкого качества, ювелирные разности отсутствуют. Также отсутствуют ювелирные разности жадеитов на месторождениях Клер-Крик и Лич-Лейк в США, промышленные тела здесь возникли за счет ксенолитов эффузивно-осадочных пород (туфов, граувакк). На месторождении Лич-Лейк одновременно встречаются жадеитит и нефрит.

Среди россыпных месторождений жадеитита выделяются аллювиальные и элювиально-делювиальные. Аллювиальные рыхлые россыпи с жадеититами известны в Бирме и США; размеры отдельных жадеитовых валунов в каньоне Клер-Крик (США) достигают 1,5 м.

НЕФРИТ

Нефрит — плотная горная порода, состоящая из тремолита и имеющая тонкоспутанно-волоконистую структуру. В небольшом количестве присутствуют также хлорит, тальк, серпентин,

иногда доломит, хромшпинелиды, апатит, магнетит, сфен, сульфиды, диопсид, гидроксиды железа, графит, уваровит. А. Н. Сутурин отмечает очень редкую разность — диопсидовый нефрит, сложенный волокнистым диопсидом, Е. Риман установил антофиллитовый нефрит. Для тремолита из нефритов, связанных с ультрамафитами, Ф. А. Летников и А. П. Секерин приводят следующую формулу: $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4,5}\text{Fe}_{0,5})_5[\text{Si}_{40n}]_2(\text{pH})_2$. Кроме того, в составе тремолита имеются примеси Cr, Ni, Mn, K, Na, Co, Al, F. Ю. Н. Колесник установил в тремолитовых нефритах изоморфизм по схеме Si—Al и $3\text{Mg}—\text{Fe}^{3+}$. Окраска нефрита снежно-белая до темно-зеленой, а также серо-зеленая, буровато-зеленая, серая вплоть до черной, изумрудно-зеленая.

Наиболее распространенная зеленая окраска нефрита обусловлена в основном присутствием иона Fe^{2+} , в меньшей степени — Ni^{2+} . Черная окраска нефритов связывается с наличием тонкодисперсных графита или глинистого вещества; изумрудно-зеленая — с присутствием иона Cr^{3+} . Светлоокрашенные нефриты имеют нередко зеленоватые и голубые оттенки. Окраска нефрита распределена как равномерно, так и неравномерно (полосчатые, пятнистые текстуры). Для нефрита характерна высокая прочность (до 1,2 ГПа), большая глубина просвета (до 1,6 см, как исключение — до 3,0 см). Твердость нефрита 5,5—6,5.

Волокна тремолита, слагающие нефрит, формируют «снопы», пучки и другие, в основном неориентированные, агрегаты. Толщина отдельных волокон — не более 0,1 мм, длина — до 0,3 мм.

Е. Кальковский выделил следующие типы структур нефритов: 1) спутанноволокнистая, или нефритовая (тонкие волокна или их пучки, в которых волокна угасают при скрещенных николях одновременно, плотно переплетены между собой); 2) радиально-лучистая (форма пучков напоминает петушиный гребень); 3) сферолитовая; 4) волокнистая или субпараллельной ориентировки волокон в длинных пучках; 5) волнистая; 6) пуховая (волокна неразличимы при большом увеличении обычного поляризационного микроскопа); 7) мозаичная, или «крупнозернистая» («зерна» — агрегаты коротких и очень тонких волокон, почти одновременно угасающих).

Нефритовые месторождения известны в СССР, Канаде, США, Австралии, ПНР, ФРГ, Италии, КНР, Новой Зеландии. Отдельные проявления нефрита встречаются в Мексике, Франции, Зимбабве, Швейцарии. Интересное с генетических позиций проявление антофиллитового нефрита имеется, по данным Е. Римана, в Финляндии.

На мировом рынке цена нефрита (сырья высшего качества) яблочно-зеленого, светлого, просвечивающего составляет 50—150 дол/кг, рядового сырья — 2—20 дол/кг. Для ювелирного нефрита в СССР минимальные размеры блоков составляют 50X50X30 мм, для поделочного — 150X150X100 мм; показа-

тель высшего качества — ярко-зеленая однотонная окраска при минимальных размерах блоков 100x100x50 мм. Для ювелирных разностей низких сортов допустимы слабая неоднородная окраска и редкая мелкая вкрапленность темноцветных минералов. Для поделочных разностей низких сортов допускаются неоднородная (пятнистая и струйчатая) окраска, минимальные включения и редкие трещины. Из нефрита изготавливают кольца, кулоны, броши, браслеты, вазы, рюмки, письменные приборы, туалетные коробки, чаши, пепельницы, различные сувениры.

Среди коренных месторождений нефрита выделяют два типа. Месторождения первого типа связаны с ультрамафитами, второго — с доломитами. Обладая высокой прочностью, нефрит способен формировать россыпи валунов. Не вызывает сомнений развитие нефрита в ультрамафитовых комплексах за счет ультрамафитов. Одни геологи (Ф. А. Летников, А. П. Секерин, Р. С. Замалетдинов и др.) полагают, что нефрит возникает за счет апоультрамафитовых серпентинитов, другие (В. В. Леонов) — за счет еще не серпентинизированных ультрамафитов. При этом А. П. Секерин и Р. С. Замалетдинов считают, что нефрит формируется по антигоровым серпентинитам на контакте их с апогаббровыми или апогранитными алюмосиликатными метасоматами. Процесс нефритообразования, по мнению Ю. Н. Колесника, синхронен с образованием родингитов и альбититов. В то же время А. П. Секерин рассматривает альбититы как более ранние образования, подвергшиеся в период нефритообразования родингитизации. Тонковолокнистость нефритового тремолита А. П. Секерин объясняет как результат псевдоморфного замещения антигоровых листочков. Для образования волокон нефрита (вместо более крупнопризматического тремолита), по мнению Ю. Н. Колесника, необходимы более высокие температуры (не ниже 700 °С), а также высокий потенциал кальция в окружающей среде.

Залежи нефрита известны в ультрамафитах на контакте с осадочными, а также эффузивными и метаморфическими (амфиболитами, гнейсами, метаграувакками) породами. Известны тела нефрита и непосредственно среди серпентинитов, а также среди гарцбургитов и габброидов. Попадая в более низкотемпературные условия, нефрит начинает замещаться призматическим тремолитом. Аподоломитовый нефрит с наиболее светлой окраской (вплоть до белой) образуется в скарнированных доломитовых мраморах.

Выделяются следующие формации эндогенных месторождений нефрита: 1) аподоломитового нефрита в магнезиальных скарнах; 2) апоультрамафитового нефрита. Среди экзогенно-эндогенной серии известны следующие формации: 1) элювиально-делювиальных россыпей; 2) аллювиальных россыпей. Все формации, по данным Е. Я. Киевленко, имеют большое промышленное значение. Для первой формации характерны

жилы и линзы протяженностью от первых метров до 70 м и мощностью от десятков сантиметров до 3 м и более. Нефрит формировался как по раннему минералу диопсиду, так и непосредственно по доломиту. Цвет нефрита яблочно-зеленый, белый, зеленый. Месторождения данного типа известны в КНР (Люшей), Австралии (Коуэлл), СССР. Нефрит в комплексах: ультрамафитов формирует жилы, плитообразные залежи, линзы (в том числе будины) мощностью от десятков сантиметров до 8 м и протяженностью от первых метров до 50 м. Подобные месторождения известны в СССР, ПНР (Иорданува), Канаде (Прованшер-Лейк).

Россыпные месторождения тесно связаны с коренными и представленными нефритоносными рыхлыми образованиями, а также галечниками и конгломератами. Нефрит присутствует в виде глыб, валунов и гальки. Месторождения известны в Новой Зеландии (Теремакау и Арахура), КНР (Яркенд и Каракаш), СССР и США.

РОЗОВЫЙ КВАРЦ

Розовый кварц формирует обычно полупрозрачные агрегаты аллотриоморфных зерен. Окраска обычно неравномерная — бледная или (в наиболее прозрачных участках) ярко-розовая до розово-красной, иногда с лиловым или пурпурным оттенком. Известны разности, опалесцирующие в молочно-белых тонах. Очень редко встречаются прозрачные ограненные кристаллы розового цвета.

Агрегаты розового кварца обычно сильно трещиноваты; диаметр блоков без трещин, как правило, бывает не более нескольких сантиметров. В розовом кварце установлены повышенные массовые доли TlO_2 (до 0,048 %), а также Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Li_2O , MnO . Именно с TlO_2 связывают розовую окраску кварца, добываемого из пегматитов. Окраска розового кварца гидротермальных жил объясняется включением мелких глинистых частиц, оксидов железа и минералов марганца. Часто в розовом кварце встречаются мелкие иголки рутила. В отдельных кристаллах они иногда являются причиной астеризма. Некоторые разности розового кварца способны выцветать на свету, но в большинстве случаев окраска стойкая.

Из агрегатов розового кварца делают кабошоны для вставок в кольца, а также ожерелья и бусы, иногда крупные подделки — вазы, чаши. Розовый кварц с астеризмом используют как имитацию звездчатого рубина.

Месторождения розового кварца связаны в основном с пегматитами, значительно реже — с гидротермальными жилами. В пегматитах розовый кварц встречается в ядрах зональных тел. Такие месторождения известны в СССР (Кольский п-ов, Казахстан), США, Бразилии.

Лазуритовая порода, или ляпис-лазурь, сложена обычно на 25—60% из минерала лазурита $\text{Na}_6\text{Ca}_2(\text{S}, \text{SO}_4, \text{Cl}_2)[\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{16}]$. В состав породы входят также диопсид, кальцит, доломит, нередко полевые шпаты, скаполит, содалит, флогопит, форстерит, гаюин, главколит и пирит. Структура породы, используемой в качестве ювелирного поделочного камня, тонко- и среднезернистая. Окраска индигово-синяя, васильковая, голубая, сине-фиолетовая, зеленовато-синяя. Редко встречаются разности фиолетово-розового и малинового цвета. Окраска связана с наличием лазурита. Встречаются в породе белые и серые пятна агрегатов карбонатов, диопсида, полевых шпатов и других минералов. Пирит, рассеянный в виде золотистых вкрапленников, улучшает декоративные качества камня.

Лазуритовую породу используют для получения художественных изделий — ваз, шкатулок, столешниц, вставок в перстни и запонки; иногда применяют для отделки дворцов и храмов (например, колонн интерьера Исаакиевского собора в Ленинграде). Крошка ляпис-лазури используется в мозаиках, а также для получения высококачественной ультрамариновой краски.

Наиболее известные месторождения лазуритовой породы расположены в Афганистане, СССР, Чили. В Афганистане наиболее ценятся индигово-синие интенсивно окрашенные камни («ниили»), меньшую ценность представляют небесно-синие и голубые «асмани», на третьем месте по ценности — зеленовато-синие «суфси». Для ювелирной лазуритовой породы Малобыстринского месторождения СССР минимальные размеры блоков составляют 10X10X10 мм; показатель высшего качества сырья — васильково- и фиолетово-синяя окраска при тонкозернистой структуре. Допустимыми дефектами для низших сортов являются мелкие включения пирита и белые вкрапленники, занимающие не более 20 % поверхности камня. На мировом рынке оптовая цена индигово-синего лазурита с мелкими вкрапленниками пирита составляет 250—5000 дол/кг, а рядового — 5—40 дол/кг. Камни Чили значительно дешевле афганских.

Месторождения лазурита встречаются в магнезиальных и известковых скарпах. Д. С. Коржинский и его последователи считают, что при формировании месторождений лазурита происходил обмен компонентами между карбонатными и алюмосиликатными породами, причем последние были представлены небольшими телами гранитов, аплитов, пегматитов. Лазуритовая порода возникала за счет гранитоидов при привносе в них из доломитов кальция и серы (вероятно, и магния). Наиболее типичный вид зональности: неизменный гранитоид — диопсидизированный гранитоид — диопсид-лазуритовая порода — диопсид-лазурит-кальцитовая порода (иногда с флогопитом) — кальцифир-доломитовый мрамор. В отдельных случаях уста-

является несколько иная зональность (например, появляются зоны кислого плагиоклаза или микроклинизации после зоны гранитоида).

Е. И. Воробьев, отмечая, что гранитоиды в доломитах представлены отдельными будинами, подчеркнул развитие лазуритсодержащих эндоскарнов преимущественно по мелким будинам и их обломкам (крупные замещаются диопсидовыми и скаполит-диопсидовыми скарнами). Заимствование для лазурита серы из вмещающих карбонатных пород подтверждено результатами изотопных анализов (В. И. Виноградов, М. А. Лицарев).

Если Д. С. Коржинский, П. В. Калинин и другие исследователи полагают, что лазуритообразование связано с восходящими постагматическими растворами, обеспечивающими взаимодействие контактирующих пород, то Ж. Блез, Ф. Сэброн, а также Е. И. Воробьев считают, что растворы, вызвавшие лазуритизацию, были метаморфогенными.

Формация лазуритоносных магнезиальных скарнов имеет большое значение как главный источник ювелирной и поделочной лазуритовой породы. Лазуритовые тела имеют форму гнезд, линз, желваков, жил; размеры их изменяются от нескольких сантиметров до нескольких метров. Месторождения известны в Афганистане (Сары-Санг), СССР, Канаде (Лейк-Харбор).

Формация лазуритоносных известковых скарнов имеет большое значение как источник поделочной лазуритовой породы невысокого качества. Форма рудных тел — гнезда, сложные жилы, линзы; параметры их измеряются сантиметрами. Мощность рудных зон составляет 2—4 м, протяженность достигает нескольких десятков метров. Примером является месторождение Карен (Чили).

Формация коллювиальных лазуритоносных россыпей имеет небольшое значение. Осыпи, в обломочном материале которых встречаются щебень и глыбы лазуритовых пород и глыбы с гнездами лазуритовых пород, известны в районе Ладжвардинского месторождения на Памире (СССР). Массовая доля лапис-лазури в россыпи весьма непостоянная.

ЧАРОИТОВАЯ ПОРОДА

Чароитовая порода состоит из чароита (20—90%), эгирина, кварца, полевого шпата, а также калиевого арфведсонита, пектолита, канасита, кальцита. В небольших количествах встречаются эканит, стронцианит, тинакаит, галенит, самородная медь, халькопирит, апофиллит. Ведущий минерал данной породы — чароит $(K, Na)_3(Ca, Ba, Mn)_4Si_{10}O_{25}(OH, F) \cdot nH_2O$; цвет его сиренево-фиолетовый, фиолетовый, сине-фиолетовый, сиреневато-коричневый, иногда коричневый, коричнево-красный. Чароит образует волосовидные, игольчатые и таблитча-

тые кристаллы, местами представлен чароит-асбестом белогд цвета. К «родственным» чароиту пироксеноидам, встречаемым совместно и внешне похожим на чароит, относится калиевый пектолит $KCa_4Si_6O_{16} \cdot 8H_2O$ — салатно-зеленый, белый, желтый; канасит $(K, Na)_3(Ca, Mn)_4Si_{10}O_{25}(F, OH)_3$ — серый, но в тонких осколках его агрегаты имеют фиолетовый оттенок; тинакаит $NaK_2Ca_2TiSi_4O_{16}(OH)$ — медово-желтый, коричневатожелтый; ксонотлит $Ca_5Si_8O_{22}(OH)$ — белый, розоватый. Текстуры породы — пятнистая, прожилковая, брекчиевидная, порфириовидная (очковая), плейчатая, местами неяснополосчатая, массивная; структуры — волокнистая, сноповая, звездчатая и др. Окраска чароитовой породы обусловлена цветом слагающих ее минералов. Преобладают сиреневые и фиолетовые тона; нередко окраска пятнистая — на фиолетовом или сиреневом фоне расположены светло-серые, желтые, светло-коричневые и черные пятна различной формы.

Чароитовая порода прочная и вязкая: из нее делают шка тулки, вазы, кабошоны и плоские вставки (в перстни и кулоны), кольца, браслеты и другие изделия.

Месторождение чароитовой породы известно всего одно — Сиреневый Камень (Якутия). Отраслевым стандартом предусмотрен минимальный размер блоков чароитовой породы — 100x100x50 мм; показатель высшего качества — фиолетовый и сиреневый цвет, перистый узор с четким и тонким рисунком, содержание чистого чароита не менее 70%. Для низких сортов допустимы слабый коричневый оттенок окраски, примесь других минералов до 70%, мелкие трещины на площади до 30% поверхности камня.

На месторождении Сиреневый Камень, связанном с комплексом щелочных пород и карбонатитов Мурунского массива, имеются коренные залежи и элювиально-делювиальные россыпи глыб чароитовой породы. Форма коренных тел в основном гнездовая, штокообразная. Среди чароитовых пород имеются включения песчаников и других вмещающих пород. Породы, вмещающие Мурунский массив, фенитизированы.

Одни из исследователей месторождения (Е. И. Воробьев, Ю. А. Алексеев и др.) считают, что чароитовые породы являются разновидностью карбонатитов, генетически связаны с интрузивными щелочными породами ультракалиевого типа и, вероятно, возникли из флюидизированного расплава. При этом из «кашеобразного» расплава — раствора сначала возникли микроклиниты, затем меланократовые, существенно эгириновые породы, а на следующем этапе — карбонатитовые и чароитовые породы. Другие геологи (В. П. Рогова, К. А. Лабезник и др.) относят чароитовые породы к метасоматическим образованиям. При этом основная масса чароитовой породы возникла за счет замещения особых пород — калишпатитов, возникших, в свою очередь, при замещении сиенитов, сиенит-порфириров и щелочных пегматитов.

Гагат — вязкая, плотная, хорошо полируемая разновидность бурых углей, которую сравнительно легко можно резать ножом; тусле полировки гагат приобретает яркий смолистый блеск. Гагат горит коптящим пламенем.

К настоящему гагату относят европейский «гагат-уйтби», кавказский гешир и другие разновидности. В этом гагате сохранилась структура исходных араукариевых деревьев. В гагате установлено повышенное количество летучих веществ, в том числе водорода. Твердость его 2,5—4, излом раковистый, отдельные образцы гагата способны электризоваться при трении.

Кроме настоящего гагата, для поделок используются и гагатоподобные сапропелитовые угли (сапроколлиты, богхеды, кеннельский уголь), а также некоторые разности минеральных асфальтов и пиробитумов (альбертит). Примером гагатоподобных сапропеллитовых углей является «сибирский гагат» углей Черемховского бассейна. «Сибирские гагаты» менее однородны, чем европейские, более хрупкие, но полируются хорошо.

Из гагата изготавливают камеи-вставки, перстни, мундштуки, скульптурные фигурки. В Иркутске «сибирским гагатом» был отделан иконостас собора. В СРВ из плотного угля, заменяющего гагат, вырезают фигурки животных.

На мировом рынке цена гагата высшего сорта (однородного, черного, вязкого) составляет 2 дол/кг, рядового — 0,1—0,5 дол/кг.

Месторождения гагата известны в СССР, Великобритании, США, Испании и Франции и связаны преимущественно с юрскими отложениями. Широко известен гагат (чешир) Гелатско-Ткибульского района в Грузии. Наиболее высококачественный гагат этого района (бархатно-черный матовый) установлен на Дзированском месторождении. Гагат формирует линзовидные прослойки мощностью 4—5 см и протяженностью до 2 м в песчаниках; общая мощность гагатоносного горизонта достигает 4,5 м.

На Ткибульском и Гелатском месторождениях гагат залегает в плотных аргиллитах и алевролитах и представлен углефицированными стволами и ветвями деревьев. Гагат в виде углефицированных стволов известен и на Бешуйском месторождении в Крыму.

В Черемховском буроугольном бассейне гагат известен на ряде месторождений. На Матаганском месторождении, например, твердый и прочный гагат формирует пласты мощностью 0,2—0,5 м.

Гагат Великобритании известен на йоркширском побережье среди битуминозных глинистых сланцев.

МРАМОРНЫЙ ОНИКС

Мраморный оникс — просвечивающие плотные агрегаты зерен арагонита или кальцита, имеющие желтый, кремовый, бледно-зеленый, розовый, белый и коричневый цвет. Для мраморного оникса характерен ленточный или концентрический рисунок, обусловленный наличием молочно-белых зон или чередованием зон разного цвета. Мраморный оникс может быть и однотонным, и пятнистым с прожилками. Глубина просвета может достигать 3 см. В составе мраморного оникса установлены примеси Fe, Mg, Mn, Ba, Sn, Zn, иногда Ni и органических веществ.

Мраморный оникс используется для изготовления ваз, письменных приборов, шкатулок, подставок, а также для инкрустаций и мозаик. Кроме того, он является высокодекоративным облицовочным материалом.

Месторождения мраморного оникса известны в СССР, Алжире, АРЕ, Иране, Афганистане, Австралии, Мексике, Аргентине, США. В СССР месторождения мраморного оникса расположены в Средней Азии и Закавказье. Цена мраморного оникса на мировом рынке 0,5—1,5 дол/кг. В СССР для Карлюкского месторождения установлен минимальный размер блока — 100х100х50 мм; сырьем высшего качества является полупрозрачный желто-коричневый, медовый и зеленый камень, четко полосчатый или рисунчатый.

Для низких сортов допустимы мелкие трещинки, не нарушающие монолитности камня.

Генезис мраморного оникса гидротермальный низкотемпературный; месторождения локализованы в областях кайнозойского вулканизма и приурочены к известнякам, карбонатизированным песчаникам, туфам базальтового и андезит-дацитового состава.

Оникс нередко ассоциирует с пористыми карбонатными гидротермальными образованиями — травертинами.

Жильные и пластообразные залежи мраморного оникса связаны с трещинами и зонами дробления. Натечные залежи развиваются в карстовых пещерах; выделяются четыре типа натечных ониксов: 1) тонкие покровы на стенках; 2) сталактиты; 3) сталагмиты; 4) сталагматы (колонны, возникающие при соединении сталактитов и сталагмитов).

В СССР наиболее известно Карлюкское месторождение (Туркмения). Мощность покровов на стенках пещеры Кап-Котан на этом месторождении колеблется от 1 до 60 см. Цвет мраморного оникса медово-желтый, белый, кремовый, коричневый. Камень способен принимать зеркальную полировку и имеет очень красивый рисунок.

ОРЛЕЦ

Орлец — горная порода, сложенная в основном розовым, малиновым, вишневым или розовато-серым силикатом марганца — родонитом $\text{CaMn}^{\text{SiO}_3}$ с примесью бустамита $\text{Ca}_2\text{Mn}^{\text{SiO}_3}$, фоулерита $\text{Ca}(\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Zn})_3[\text{Si}_6\text{O}_{18}]$, спессартина $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$, родохрозита MnCO_3 , кварца, гидроксидов и оксидов марганца (включая вернадит $\text{MnO} \cdot \text{pH}_2\text{O}$), а также кальцита, оксидов и сульфидов железа, розового минерала из группы эпидота — пьемонтита $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Mn}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_3[\text{Si}_{10}\text{O}_{30}](\text{OH})$ и других минералов. Твердость родонита 5—5,5, родохрозита 3,5—4; в связи с разницей в твердости родохрозитовые агрегаты могут выкрашиваться при полировке. Орлец нередко рассматривают как синоним минерала родонита, а понятие «родонит» очень широко используют как синоним горной породы «орлец». Орлец нередко имеет пятнистую текстуру, причем пятна обусловлены скоплениями тех или иных минералов. Так, желтовато-серые и бурые пятна соответствуют скоплениям бустамита, а розовые — концентрациям родонита и родохрозита. Черные прожилки и дендриты сложены гидроксидами и оксидами марганца. Нередко разные цвета формируют пейзажные рисунки, хорошо выраженные на полированных пластинах.

А. Е. Ферсман выделял следующие различия орлеца:

- 1) мягко окрашенная розовая с черным дендритовидным узором;
- 2) облачная с розоватыми, буроватыми и сероватыми пятнами, имеющими постепенные переходы;
- 3) с ленточным рисунком, обусловленным черными, коричневыми, серыми, розовыми и красными цветами.

Наибольшей ценностью обладает яркий малиново-красный, почти рубиновый полупрозрачный орлец; он применяется в качестве ювелирного камня.

Месторождения орлеца известны в СССР, Австралии, США, Танзании, Индии, Великобритании и некоторых других странах. В СССР наиболее известно месторождение Малосидельниковское в Свердловской области. Кроме того месторождения родонита известны в Узбекистане (Алтын-Топкан), Приморье, Закарпатье, на Енисейском кряже.

На мировом рынке орлец ювелирного качества (розово- и малиново-красный, просвечивающий, без бурых включений) стоит 10 дол/кг, а рядовой поделочный орлец — 1—5 дол/кг.

Отраслевым стандартом Мингео СССР для уральского орлеца установлены минимальные размеры блока 50x50x50 мм; показатель высшего качества — ярко-малиновая окраска. Для низких сортов допустима окраска розовая с пятнами, при этом количество желто-бурых пятен допустимо не более 20 % поверхности камня, а дендритов и прожилков оксидов марганца — не более 40 % поверхности.

Орлец формируется как эндогенное образование или в процессе метаморфизма первичноосадочных отложений марганце-

вых горных пород. Последние, по мнению многих геологов, имеют вулканогенно-осадочное происхождение.

Формация родонитовых известковых скарнов имеет большое значение. Орлец, связанный с этой формацией, имеет бледно-розовую и серовато-розовую окраску и формирует линзовидные и трубообразные тела в зоне контакта известняков с гранитоидами. В этих же скарнах обычно присутствует полиметаллическое оруденение (месторождение Алтын-Топкан в СССР, Центральный район рудных полиметаллических месторождений и Копи Франклина в США). На Копях Франклина известны великолепные кристаллы и друзы цинкодородящего родонита, однако качество орлеца здесь (в связи с расщепленностью и волокнистым строением) низкое.

Формация гидротермального вулканогенного родонита, связанная с кварцевыми жилами, несущими серебряно-золотое и полиметаллическое оруденение, как источник орлеца имеет также небольшое значение. Бледно-розовый орлец формирует жилы и линзы. Месторождение Сильвер-Бей (США) генетически связано с андезит-дацитовым вулканизмом. На данном месторождении был добыт орлец довольно высокого качества. К гидротермальным относится месторождение Брокен-Хилл (Австралия), широко известное как полиметаллическое. Генезис этого месторождения не совсем ясен, возможно, что орлец здесь имеет контактово-метаморфическое происхождение.

Формация орлеца среди вулканогенно-осадочных метаморфизованных толщ — главный источник высококачественного сырья. Метаморфизм вмещающих толщ отвечает фации зеленых сланцев. Вмещающие породы представлены кварцитами, яшмами, филлитами, кварц-слюдистыми, углисто-кремнистыми и глинистыми сланцами, граувакками, диабазами, спилитами. Иногда вблизи месторождений отмечаются серпентинизированные ультрамафиты и гранитоиды. Орлец слагает линзы и пластообразные тела мощностью от первых метров до 8 м и протяженностью 4—50 м.

Типичными представителями данной формации являются месторождения СССР (Малосидельниковское и Кургановское), Австралии (Данглемах), США (Уиллер), Индии (район г. Бхандара).

Формация глыб орлеца среди элювиально-делювиальных россыпей известна в США и Танзании. В США месторождения расположены в шт. Массачусетс (Куммингтон) и Калифорния (Розомонд). На этих месторождениях глыбы орлеца залегают среди суглинков и песчано-щебеночных рыхлых отложений. Глыбы обычно покрыты с поверхности коркой оксидов и гидроксидов марганца толщиной 10—15 см. Из таких глыб на месторождении Розомонд добыт лучший в США ювелирно-поделочный родонит. Россыпи США возникли в связи с разрушением месторождений метаморфогенно-осадочного типа.

Крупные россыпи родонита известны в Танзании (район марганцевого рудника Чамбонго). Источником валунов орлеца здесь служит родонит-бустамит-кварцевая жила, несущая убогое сфалеритовое и борнитовое оруденение. На месторождении выделяют две разновидности орлеца: бледно-розовый мелкозернистый; пурпурно-красный грубозернистый. В грубозернистой разновидности встречаются большие полупрозрачные кристаллы родонита, которые используются в качестве ограночного ювелирного сырья (пригоден для фasetной огранки).

ДРУГИЕ ВИДЫ СЫРЬЯ

В качестве ювелирно-поделочного камня используются празем, авантюрин, дюмортьерит, содалит, ксонотлит, тальк-хлорит, бруситит, агальматолит, листовенит, серпентинит, цветной мрамор, эвдиолитовые щелочные породы, алебастр, селенит и другие виды минерального сырья.

Празем — агрегат кварцевых или халцедоновых зерен, окрашенный в луково-зеленый цвет благодаря наличию мельчайших включений зеленых минералов — актинолита, хлорита, иногда гарниерита. Празем используют в ювелирном деле. Месторождения празема известны на Урале и Алтае в СССР, а также в Австрии, ГДР, Великобритании, Финляндии, Бразилии. Генезис празема гидротермальный, метаморфический, в случае окраски гарниеритом — гипергенный (в корках выветривания ультрамафитов).

Авантюрин — мелко- и тонкозернистый просвечивающий кварцевый агрегат с включениями чешуек других минералов, в том числе жильбертита, фуксита, гетита, гематита, ильменита. Включения придают агрегату мерцающий отлив с золотистыми, зелеными, красными «искрами». Цвет авантюрина зеленый, белый, розовый, красновато-желтый, красно-бурый, вишнево-красный, желто-медовый, оранжево-желтый; напоминает мерцающее авантюриновое стекло (соответствующие свойства ему придают мелкие кристаллики меди). Из авантюрина производят различные ювелирные и поделочные изделия. На Урале авантюрин добывался с начала прошлого века из метаморфических толщ Таганая (Челябинская обл.), известен он в Свердловской области и на Алтае, а за рубежом — в Индии, КНР, США, Бразилии. Минимальный размер блоков промышленного авантюрина сорта 1 — 100x100x50 мм. Окраска коричневая, красновато-бурая, серая, белая различных оттенков с четко выраженным мерцающим отливом от включений золотистой слюды или гематита.

Дюмортьеритовые агрегаты имеют голубой, ярко-синий, зеленый, зеленовато-желтый, кроваво-красный или фиолетовый цвет и используются в качестве поделочного камня. В СССР

известен дюмортьерит во вторичных кварцитах в Казахстане. Известен дюмортьерит в пегматитах Намибии, а также в Шри-Ланке, США, Норвегии, Демократической Республике Мадагаскар, Франции. Встречаются прозрачные кристаллы дюмортьерита, пригодные для огранки (красные кристаллы в Шри-Ланке, синие в Бразилии).

Агрегаты горных пород, обогащенных *содалитом* $\text{Na}_8\text{C}_{10}\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{42}\text{Cl}_2$, имеющие синий, зеленовато-синий и голубой цвет, используются как поделочный камень. Иногда встречаются прозрачные кристаллы содалита, пригодные для огранки. Содалит — породообразующий минерал щелочных пород и щелочных пегматитов. Содалит встречается в щелочных породах на Южном Урале и в других регионах СССР. Для ювелирных целей, согласно сводке Б. Ф. Куликова, содалит добывается в США, Бразилии, Бирме, Индии, Канаде, Намибии. Бесцветные кристаллы содалита облагораживают, придавая им синий цвет нагреванием в парах натрия и последующим облучением рентгеновскими лучами. Возможен синтез темно-синих кристаллов содалита.

Ксонотлит — новый в нашей стране поделочный камень, сложен агрегатами одноименного минерала $\text{Ca}_6(\text{OH})_2[\text{Si}_6\text{O}_{17}]$. По данным В. С. Чернавцева и В. И. Савинкова, ксонотлит на Тамватнейском массиве ультрамафитов (Корякское нагорье) формирует плотные агрегаты лучистого или радиально-лучистого строения, иногда фарфоровидные. Окраска их белая с розовым или голубоватым оттенком. Агрегаты ксонотлита образуют жилы мощностью от десятков сантиметров до 1,2 м. В качестве примеси в жилах отмечаются пектолит и кальцит. Глубина просвета ксонотлитовых агрегатов достигает 1 см. Ксонотлит прекрасно полируется, обладает вязкостью и близок по свойствам к белому нефриту. Генезис ксонотлитовых жил, по-видимому, гидротермально-метаморфический.

Офикальцит — горная порода карбонатного состава, типа мраморизованного магнезиального известняка с мелкими выделениями, гнездами и прожилками серпентина. Окраска породы бледно-зеленая, зеленая, желто-зеленая, темно-зеленая, реже красная и черная. Глубина просвета офикальцита достигает 1 см. Текстура пятнистая, прожилковая, сетчатая, линзовидно-полосчатая, полосчатая, брекчиевидная. В состав офикальцита входят кальцит, хризотил, антигорит, доломит, иногда небольшие количества брусита, зеленой шпинели, флогопита. Нередко отмечается волокнистый серпентин-асбест. Офикальцит используется как поделочный и декоративно-облицовочный камень (например для украшения станции Семеновская Московского метрополитена им. В. И. Ленина). В Древнем Риме офикальцитом облицовывали мозаичные декоративные полы, использовали для внутренней отделки зданий. Месторождения офикальцита возникают в зонах контактов маг-

незайальных карбонатных пород с изверженными породами — of мафитов (диабазов) до гранитоидов.

В СССР офикальцитовые месторождения известны на Урале, в Карелии, на Украине и в других регионах. За рубежом офикальцит известен в КНДР, КНР и других странах.

Брусититы — *горькие* породы, сложенные в существенной степени бруситом, обладают приятным перламутровым блеском, окраска белая, бледно-розовая, малиновая, светло-зеленая, голубая, розовато-фиолетовая. Текстура массивная, полосчатая, пятнистая, пльичатая, линзовидно-полосчатая, брекчиевидная, прожилковая, колломорфно-полосчатая. Порода обладает большой глубиной просвета, хорошо полируется, легко обрабатывается. По данным П. П. Смолина, несмотря на небольшую твердость (2,5), бруситит имеет достаточно высокую прочность и вполне пригоден для изготовления различных поделок. Месторождения декоративного бруситита возникают в зонах контакта магнезитов с интрузивами. Бруситит развивается по магнезитам. В СССР месторождения известны на Малом Хингане; брусититы известны в США и в ряде других стран.

Агальматолит — сравнительно мягкая плотнокристаллическая массивная горная порода, обладающая достаточной вязкостью (или, по крайней мере, умеренной хрупкостью). Сложена пиррофиллитом, диккитом и другими глинистыми минералами, иногда агальматолит имеет более сложный состав (например, по данным В. П. Петрова, пиррофиллит-каолинитовый). По мнению Б. Ф. Куликова, агальматолит может состоять из комплекса других мелкочешуйчатых минералов, в частности слюд. Нередко к этому же поделочному камню относят плотные массивные стеатиты и тальковые породы, пригодные для получения различных мелких поделок. Часто агальматолит обладает в тонких сколах некоторой глубиной просвета. Камень легко обрабатывается и хорошо полируется. Пиррофиллитовый агальматолит и стеатит широко используются в КНР для различных фигурных поделок. Изделия из стеатита, однако, обладают небольшой вязкостью и легко раскалываются.

В СССР изделиями из агальматолита (диккитового состава) славится Тувинская АССР. Месторождения агальматолита, в основном пиррофиллитового, известны и в других регионах СССР — на Украине, Дальнем Востоке, в Казахстане. Дальневосточный пиррофиллит (Бикинское месторождение) имеет приятный цвет слоновой кости, хорошо обрабатывается и может быть использован для художественной резьбы.

Минимальный размер сортового агальматолита составляет 200x200x100 мм, камень может быть белым, розовым, сиреневым, коричневым, вишнево-красным, зеленовато-серым с различными оттенками: окраска допускается однотонная, полосчатая, пятнистая.

Листвениты — гидротермально-метасоматические породы в основном кварц-карбонатного состава, имеют, как правило, зеленую, изумрудно-зеленую, серую, желтовато-серую окраску. Зеленая окраска, свойственная декоративным лиственитам, обусловлена наличием зеленой хромсодержащей слюды — фуксита. Карбонат в листвените представлен обычно железистым магнезитом (брейнеритом), а также доломитом и анкеритом. В некоторых разностях отмечаются заметные количества талька и хлорита. В качестве примесей отмечаются сульфиды, реликтовый хромит, актинолит. Листвениты используются в качестве поделочного и декоративно-облицовочного камня.

Минимальный размер блоков уральских и среднеазиатских лиственитов сортов I и II составляет 150x150x100 мм; окраска зеленая различных оттенков, интенсивная. Допускаются белые и серые пятна и прожилки с равномерным развитием на поверхности камня (для сорта I их количество не должно превышать 10 %, для сорта II — 40 %).

М. Б. Аринштейн и В. Н. Сазонов выделяют на Урале пять генетических типов лиственитов (по исходным породам): апосерпентинитовый, апогаббровый, аподиабазовый, апопорфириновый, апоизвестняковый. Наибольшим развитием пользуются апосерпентинитовые (точнее, апоультрамафитовые) листвениты. Они формируют протяженные залежи в тектонически ослабленных зонах или небольшие залежи на контакте гранитоидов с ультрамафитами. Этот тип лиственитов известен на Урале, в Средней Азии и на Дальнем Востоке.

При привносе хрома в карбонатные породы и габброиды могут возникнуть высокодекоративные листвениты, причем апоизвестковые разности обычно содержат мало кварца и хорошо полируются. Однако в большинстве случаев апокарбонатные, апогаббровые, аподиабазовые и другие неапоультрамафитовые листвениты имеют серую и желто-серую окраску, что значительно снижает их декоративную ценность.

Серпентиниты (змеевики) нередко представлены декоративными разностями. Их используют как материал для различных поделок и как высокодекоративный облицовочный материал. Для некоторых уральских месторождений (Шатровского, Чусовского и др.) размер минимальных блоков для сорта I составляет 200x200x100 мм. Окраска (ярко-зеленая, серо-зеленая и темно-зеленая) может быть неоднородной, пятнистой или струйчатой. Допустима редкая вкрапленность рудных минералов. Змеевики данного вида имеют апоультрамафитовое происхождение. Змеевики, развитые по доломитам или магнезитам, обычно имеют меньшую блочность, но также находят применение в камнесамоцветной промышленности. Некоторый интерес представляют апоультрамафитовые змеевики начальных степеней выветривания. Этот процесс на начальных стадиях, не успев еще существенно снизить прочность камня, приводит к большей контрастности окраски. Возникают змее-

вики, которые И. Ф. Романович предложил называть «ситцевыми». Такие змеевики развиты на Киембайском и Джетыгайском массивах Южного Урала и в МНР.

Встречаются особые нефритоподобные серпентиниты (корейский жад), также используемые для различных поделок. В СССР такие серпентиниты известны на Вожминском массиве в Восточной Карелии.

В качестве поделочного камня используется мягкий *талъхлоритовый камень*, который называют кратко талъхлорит. Окраска от светло- до темно-зеленой различных оттенков. Камень должен быть плотным, без видимых трещин, следов выветривания, слоистости и инородных включений (магнетита, пирита, слюды). Минимальный размер блока высшего сорта составляет 400x300x300 мм, сорта I—100X100X100 мм.

Для *цветного мрамора* минимальный размер блоков сорта I составляет 200x200x100 мм. Окраска многоцветная яркая, а также однотонная, пятнистая, полосчатая, рисунчатая; структура мелкозернистая. Для *цветного доломита* Рубахинского месторождения установлен аналогичный минимальный размер блоков (для сорта I). Цвет камня розовый, красный, сиреневый, коричневый; окраска однотонная, пятнистая, струйчатая, полосчатая. Тот же минимальный размер блоков установлен для *микр кварцита байкальского* (сорт I). Цвет камня серый, зеленовато-серый однотонный или неяснополосчатый; структура тонкозернистая; сложение плотное. Не допускаются посторонние включения, ноздреватость, трещины, но возможны карбонатные включения (не более 5% поверхности камня).

Хибинит эвдиалитовый имеет зеленовато-серую окраску с красными и буровато-красными вкраплениями эвдиалита, занимающими не менее 10 % поверхности сортового камня (сорт I). Минимальный размер блоков 200X200X100 мм. Аналогичный размер предусмотрен и для уррита порфиоровидного, тингуайта, туфа цветного. Допустимая окраска уррита порфиоровидного—интенсивная зеленовато-серая, темно-серая, черная с контрастными светлыми вкраплениями, допустимы вкрапления золотистого сфена (не более 20% поверхности камня). Допустимая окраска тингуайта—зеленая различной интенсивности и оттенков, пятнистая, полосчатая, с рисунком, обозначенным тонкими зелеными прожилками. Цветной туф может быть серым, зеленым, вишневым, лиловым разных оттенков. Окраска должна быть интенсивная, одноцветная или многоцветная.

Для *поделочного роговика* минимальный размер блоков предусмотрен 150X150X100 мм (сорт I); цвет черный, серый, зеленый, бурый, розовый, белый различной интенсивности с различными оттенками; характер окраски однотонный, полосчатый, пестрый, рисунчатый.

Переливт шайтанский—узорчатый халцедон; состоит из чередующихся пloyчатых извилистых слоев, обычно окрашен-

ных в розовые, желтые, красные, оранжевые цвета, иногда в серо-голубые, зеленовато-серые, дымчатые. Пригоден для ювелирных украшений и поделок. Минимальный размер блоков для сорта I при ширине полос рисунка до 3 мм—50X50X X50 мм, свыше 3 мм—100X100X50; для сорта II—100X X100x50 мм. У переливта сорта I окраска должна быть яркая, рисунку четкий, цвет желто-красный, желто-бурый, текстура полосчатая; у сорта II—та же окраска, но различной интенсивности, рисунок разнополосчатый.

Халцедон Джамбульского месторождения разделяют на цветной и технический (марки ХТ-1). Минимальные размеры блока цветного халцедона—40X40X30 мм (сорт I). Окраска розовая, медово-желтая, красная, зеленая, светло-зеленая различной интенсивности, равномерная или зональная. В халцедонах марки ХТ-1 выделяются три сорта. Камень сорта I должен быть однородным, неяснопятнистым, мелкозернистым с реликтами нераскристаллизованных вмещающих пород. Допускаются полые пространства и наличия не более одной трещины в сечении наружной поверхности штуфа или миндалин. Не допускается мелкополосчатость и резко выраженная зональность. При наличии окварцевания и локализованных в одном месте включений других минералов (кальцита, опала, цеолитов и др.) их площадь должна быть не более 10 % общей площади сечения. Наименьшая длина кондиционного участка составляет 150 мм, площадь этого участка в среднем—минимальном сечении штуфа или миндалины—95 см². Допустимая толщина корки вмещающих пород достигает 10 мм. Для сорта II допустимо наличие двух трещин, а площадь окварцевания и локализованных включений должна составлять не более 20 % площади сечения. Наименьшая длина годного участка составляет 75 мм, его площадь в среднем минимальном сечении 45 см². Для сорта III минимальная площадь окварцевания и локализованных включений составляет 50 %, наименьшая длина годного участка—40 мм, его площадь в среднем минимальном сечении 20 см².

Родуситовая порода, обычно называемая просто «родусит», сложена в основном одноименным минералом, имеет серовато-голубую и голубовато-синюю окраску. К поделочным разновидностям относят голубовато-синюю родуситовую породу, опализованную с характерным шелковистым отливом. Площадь опализации должна быть не менее 50 % поверхности сортового камня. Допускаются единичные включения опала размером не более 10 мм в поперечнике. Минимальный размер блоков 50x50x50 мм (сорт I). Родусит используется для изготовления различных мелких поделок. Встречается на месторождениях родусит-асбеста.

Льдистый кварц имеет белую и светло-серую окраску, глубина просвета достигает 5 мм, окраска должна быть равномерной. Минимальный размер блока 100x100x50 мм (сорт I).

Минерал используется для поделок, встречается на месторождениях жадеита.

Минимальный размер блока *гранат-хлоритовой* поделочной породы 20X20X10 мм (сорт I). Окраска должна быть зеленой (от светло-зеленой до темно-зеленой), фиолетовой, серой, голубовато-серой, равномерной или пятнистой. Порода должна быть полупрозрачной. Глубина просвета обычно составляет 5 мм.

Селенит — просвечивающаяся гипсовая порода с шелковистым отливом, сложенная параллельно-волокнистыми кристаллами. Окраска белая, серая, розовая, голубая различной интенсивности, равномерная или пятнистая. Размер минимального блока 150x150x100 мм (сорт I). Порода широко используется для различных поделок. Генезис фильтрационный в гипсовых толщах (в том числе на месторождениях серы). Наиболее известные разработки селенита в СССР проводятся в районе г. Кунгур.

Алебастр — плотная, очень тонкозернистая, мягкая гипсовая порода, полупрозрачная или просвечивающая. Окраска светлых тонов — желтая, оранжевая, серая, бурая, розовая. Алебастр применяют для изготовления различных поделок. Генезис осадочный.

Ангидритовая порода (часто называется ангидритом) имеет белый, серый, голубовато-серый, реже красновато-серый цвет. Широко используется как мягкий поделочный камень.

Художественные изделия изготавливают иногда из агрегатов *флюорита*. Окраска минерала многоцветная или одноцветная, нередко агрегаты имеют полосчатую, пятнистую, кокардовую текстуру. Минимальный размер блоков для сортов I и II 150X150X100 мм. Флюорит сорта II имеет слабую окраску.

Для поделочного *графического пегматита* минимальный размер блоков составляет 150X150x100 (сорт I). Окраска розовая, желтая, серовато-белая; вросстки кварца должны быть четко выражены.

В качестве поделочного камня применяют морскую пенку — сепиолит (месторождения связаны с корами выветривания серпентинитов), *цветные конгломераты* и еще многие виды минерального сырья с хорошими декоративно-художественными свойствами, способные к сравнительно легкой обработке, воспринимающие полировку и обладающие, как правило, достаточной прочностью. В частности, морская пенка ценится также благодаря высокой сорбции, что обуславливает ее использование для изготовления курительных трубок (сорбция вредных примесей). Морская пенка формирует желваки диаметром от первых сантиметров до первых десятков сантиметров; ее проявления известны в Турции, Марокко, Испании, Греции, СССР, США, Танзании и в других странах. В последние годы этот поделочный камень стал пользоваться спросом на мировом рынке.

В качестве поделочного камня используют также различные *тектиты*, представляющие собой вязкие стеклоподобные просвечивающие образования, обычно оплавленные, нередко каплеобразные. Полагают, что они могли образоваться космическим (импактным) путем благодаря переплавлению земного субстрата под воздействием удара падающих метеоритов, астероидов и даже комет. Согласно другой гипотезе, тектиты попадают на земную поверхность из космоса. Иногда месторождения тектитов связывают с переотложением материала астроблем (россыпи тектитов). В ЧССР известны тектиты в основном зеленого и буровато-зеленого цвета (молдавиты или влтавины), которые используют для изготовления подвесок и колец. В СРВ черные и коричневые, реже коричневые с зеленоватым оттенком тектиты называют индошинитами; близкие к ним образования на Филиппинах — ризалитами (филиппинитами), в Австралии — австралитами. Известны тектиты и в странах Африки, Южной и Северной Америки.

Природное кварцевое стекло (фульгирит, лешательит) известно в Ливии. Здесь его обломки достигают массы 5 кг. Оно желтовато-зеленого цвета, прозрачнее тектитов, пригодно для огранки. Генезис камня связывают с ударами молний в горные породы, в том числе в кварцевый песок.

К коллекционным камням относят декоративного облика отдельные кристаллы, сростки кристаллов (друзы, шетки и др.), аморфные минеральные вещества, горные породы и различные органические остатки. К декоративным свойствам коллекционного материала относятся характер окраски, прозрачность, совершенство форм кристаллов, характер вростков минералов в прозрачные кристаллы и их агрегаты, оригинальность и красивое сочетание минеральных агрегатов и индивидов. Во многих случаях значение имеют структурно-текстурные особенности, характер рисунка на сколе или полированной поверхности образца, редкость встречаемости. Ценятся такие оригинальные образования, как фантомы (кристалл в кристалле), кристаллы с крупными газо-водными включениями, редкие двойники, уникальные по размерам и совершенству кристаллы (особенно минералов, относящихся к категории драгоценных камней), уникальные по красоте друзы. Встречаются такие природные образования, которые представляют национальный интерес. Коллекционные камни представляют интерес для научных, учебных и музейных коллекций. Нередко тематический коллекционный материал иллюстрирует, например, форму кристаллов, свойства минералов (цвет, блеск, излом), руководящую фауну или флору, руды тех или иных металлов или неметаллов и т. д. Коллекции такого рода представляют интерес как для специалистов (минералогов, кристаллографов, петрографов, геологов, палеонтологов), так и для любителей камня, работников искусства.

Среди месторождений коллекционных камней выделяют две основные группы: 1) месторождения собственно коллекционного материала, 2) месторождения различных видов минерального сырья, коллекционный материал на которых собирается попутно с добычей основных видов сырья. Для первой группы характерны скопления кристаллов в различных пустотах (карстовые пещеры, различные минеральные полости тектонического и иного генезиса), скопления остатков ископаемой фауны и флоры в отдельных литологических горизонтах и местах танатоценоза, некоторые горные породы и минералы, в том числе в таких интересных для минералогов образованиях, как щелочные пегматиты, ультрамафиты, альпийские жилы, контактово-метаморфические образования (например, выделения рубиноподобного корунда в зонах контактов ультрамафитов и алюмосиликатных пород) и др.

К месторождениям второй группы относятся в первую очередь месторождения различного камнесамоцветного сырья, на

которых отбираются в качестве коллекционного материала кристаллы, минеральные агрегаты и штуфы поделочных горных пород, не удовлетворяющие техническим требованиям. В некоторых случаях уникальные минеральные объекты, пригодные для использования в качестве камнесамоцветного сырья, следует не подвергать переработке, а отбирать для музейной экспозиции. В отдельных случаях уникальные кристаллы и их друзы имеют в естественных видах большую ценность, чем в обработанном (ограненном, кабошонированном и др.).

Много коллекционного сырья имеется на месторождениях различных металлов и неметаллов, в меньшей мере — на месторождениях горючих ископаемых. Это — хорошо ограненные и красивые кристаллы основной добычи (касситерит, данбурит, вольфрамит, флюорит), друзы кристаллов галенита, сфалерита, халькопирита, а также полиминеральные друзы кристаллов рудных или нерудных минералов, корочки и друзы уваровита, киммерерита, руды с красивыми текстурами (например, нодулярные хромиты) и виды сырья, получаемого попутно, — кристаллы и друзы пирита, шетки цеолитов, кристаллы и друзы горного хрусталя, диопсида, аксинита, апатита, турмалиновые «солнца», агрегаты астрофиллита.

На многие виды коллекционного сырья имеются технические условия. Для коллекционных полупрозрачных кристаллов аметиста различных фиолетовых оттенков (окраска охватывает не менее трети кристалла) месторождений Хасаварки, Обман, Кедон и Ватиха ОСТом предусмотрен ряд требований: сорт I — окраска интенсивная или средней интенсивности, размер кристалла не менее 10 мм, механические повреждения не более 10%; сорт II — при тех же размерах механические повреждения могут составлять не более 30%; сорт III — допустимы слабая окраска, размер кристаллов не менее 20 мм, механические повреждения могут составлять до 50%. Для всех сортов допускаются зональный и струйчатый характер распределения окраски, присыпки посторонних минералов (для сортов II и III), массовая доля которых определяется в сумме с механическими повреждениями.

Коллекционный алмаз месторождения Макзак имеет темно-вишневую, бурую, коричневую окраску: кристаллы непрозрачны, но слабо просвечивают на ребрах. Допускаются присыпки слюд, массовая доля которых определяется в сумме с механическими повреждениями. Для сортов I и II минимальный размер кристаллов составляет 30 мм, для сорта I механические повреждения кристалла допустимы до 20%, для сорта II до 40%.

Коллекционный апатит Слюдянского месторождения (сорт I) имеет интенсивную зеленую, голубую, зеленовато-голубую окраску; кристаллы должны иметь вершину и грани призмы; для апатита сорта II дополнительно допустима серовато-зеленая окраска средней интенсивности; кристаллы имеют только

границы призмы, механические повреждения могут затрагивать более 30 % кристалла.

Разработаны технические условия на кристаллы апатита Полярного Урала, берилла Урала и Украины, серы Водинского месторождения, топаза Дальнего Востока, Забайкалья и Украины, турмалина Вороньих Тундр, хризолита Кугдинского месторождения, касситерита Чукотки, цитрина, слюд, исландского шпата, кварца-волосатика и других кристаллов. Например, к черным кристаллам касситерита (сортов I, II, III) Чукотки предъявляются следующие требования:

	i	ii	iii
Блеск на гранях	алмазный		алмазный и жирный
Минимальные размеры кристаллов, мм	30	10	10
Механические повреждения, %	20	20	40

Для кристаллов пирита (сортов I и II) Березовского месторождения предусмотрены следующие требования:

	i	ii
Окраска	желтая	различных оттенков
Блеск	зеркальный	зеркальный или матовый
Минимальный размер кристаллов, мм	20	20
Механические повреждения, %	10	30

Для прозрачных и непрозрачных кристаллов ставролита Семиреченского месторождения серой окраски со стеклянным блеском (сортов I и II) предусмотрены следующие требования:

	* i	ii
Форма выделения	крестообразные сростки	отдельные кристаллы
Минимальный размер выделений, мм	20	40
Механические повреждения, %	40	40

Уникальность отдельных кристаллов определяется комиссией ОТК экспедиции «Центр кварцсамоцветы». Для прозрачных и полупрозрачных коллекционных кристаллов допускается наличие включений (твердых и газово-жидких), вуали, мутины, а также тонких трещин, не влияющих на декоративность, механическую прочность и диагностику образцов. При неравномерной окраске кристаллов, различной прозрачности и блеске оценка сырья (классификация) выполняется по преобладающим свойствам. Кристаллы должны иметь естественную форму (без резки и шлифовки); кристаллографические элементы образцов должны быть выражены четко.

Предусмотрены технические условия на коллекционные друзы и другие кристаллические агрегаты, минералы определенного вида в породе и горные породы. Так, разработаны

требования для друз и кристаллических агрегатов адуляра, амазонита, аметиста, анапайта, арагонита, гранатов (включая алмадин, гессонит, демантоид), десмина, доломита, кальцита, кварца (в том числе кварца-волосатика), магнетита, марказита, пирита, полевого шпата, сфалерита, целестина.

Для гейландита Кличкинского месторождения предусмотрены следующие требования: цвет белый, светло-серый, серый, голубой; блеск стеклянный, на плоскостях спайности перламутровый для агрегатов с параллельно-шестоватым и параллельно-пластинчатым строением с округлыми формами расщепления с поверхности; толщина основания агрегата не более 7з его дл.ны; размеры кристаллов сорта I свыше 5 мм, сорта II — до; 5 мм; площадь основания друз для сортов I и II не менее 0,15 дм²; механические повреждения 10 % (сорт I) и 30 % (сорт II). В обоих сортах допускаются присутствие гребенчатых кристаллов кальцита, наличие кальцитовой «рубашки» (не более 20% поверхности кристаллического агрегата), развитие "гидроксидов железа (не более 20 % поверхности агрегата).

Для «розочек» гипса Гайского месторождения разработаны следующие требования: цвет белый, серый, желтоватый, розоватый, красноватый; кристаллы сорта I полупрозрачны, сорта II — полупросвечивающие и непрозрачные; длина кристаллов 10 мм (сорт I) и 3 мм (сорт II). Для кристаллов сорта II допускаются налеты других минералов.

Для аурипигмента Лухумского месторождения предусмотрена желтая и лимонно-желтая окраска с алмазным блеском; форма кристаллических агрегатов шестоватая, гребенчатая; толщина основания агрегата должна составлять не более трети его длины; площадь основания друзы не менее 0,15 дм², механические повреждения друз не более 20 % (сорт I) и не более 40 % (сорт II). Допустимо присутствие реальгара и кварца-каолининовой «рубашки», массовая доля которой определяется в сумме с механическими повреждениями.

Для друз аметиста месторождений Ватиха, Обман, Кедон, Хасаварка предусмотрен фиолетовый цвет различных оттенков. Прозрачные и полупрозрачные кристаллы должны составлять не менее 30% друз; окраска интенсивная (сорт I), интенсивная и средней интенсивности (сорт II), слабой интенсивности (сорт III). Площадь основания друз всех сортов должна составлять не менее 0,1 дм², механические повреждения друз допускаются не более 10% (сорт I), не более 20% (сорт II), не более 40% (сорт III). Аметистовые друзы (щетки) объемных форм («почки», «ежи», «цветы») при площади не менее 20 см² независимо от линейных размеров относятся ко второму сорту плоских форм.

У анапайта Са₂Fe(PO₄)₂·4H₂O Керчинских месторождений окраска должна быть темно-зеленая, болотная до черной; агрегат должен быть мелкокристаллический со сферическими

стяжениями барита, форма образований — щетки. Площадь основания щеток должна составлять не менее 0,15 мм². Для сортов II и III допустимы механические повреждения (не более 20 и 40 % соответственно). Для этих же сортов допустимы налеты гидроксидов железа табачного цвета (не более 20 % поверхности щетки).

В друзах приполярноуральского адуляра молочно-белые кристаллы должны составлять не менее 30 % поверхности друзы; площадь основания друзы — не менее 0,15 дм²; механические повреждения не более 10 % (сорт I) и не более 30 % (сорт II). Допускается присыпка посторонних минералов (не более 20 % поверхности кристаллов для обоих сортов).

Для коллекционного сырья, представленного «минералами в породе», также разработаны технические условия, например, для аквамарина Чукотки, алмадина Шусрецкого месторождения, астрофиллита, лухумского аурипигмента, уральского берилла, среднеазиатской, казахстанской и армянской бирюзы, чукотского вольфрамита, среднеуральской изумрудной зелени, керченита, кейвского кианита, киновари Хайдарканского месторождения, клиногумита Кухилалского месторождения, магнетита Ковдорского месторождения, а также для корунда, маляхита, рамзаита, реальгара, турмалина, хризопраза, шпинели и эвдиалита ряда месторождений.

Например, астрофиллит Эвеслогиоррского месторождения должен быть представлен звездчатыми и радиально-лучистыми агрегатами, хибинский астрофиллит — пластинчатыми кристаллами длиной не менее 10 мм, хибинский эвдиалит — зернами или скоплениями минералов розового или красного цвета различных оттенков с массовой долей эвдиалита более 30 % (сорт I) и менее 30 % (сорт II). Для хибинского рамзаита необходимо наличие не менее одного кристалла на площади 20 см², кристаллы должны быть короткостолбчатые, короткопризматические, от бурого до черного цвета, размером не менее 10 мм.

Керченит Керченского месторождения должен находиться в железной руде и формировать радиально-лучистые и звездчатые агрегаты со стекляннным и перламутровым блеском. Корунд Хитоостровского месторождения (не менее одного кристалла на 20 см²) должен иметь краску от серовато-розовой до ярко-розовой. Размер кристаллов в длину должен быть более 10 мм (сорт I) и менее 10 мм (сорт II), массовая доля механических повреждений должна составлять не более 10 % (сорт I) и не более 30 % (сорт II).

Магнетит Ковдорского месторождения должен быть представлен черными кристаллами (не менее одного кристалла на 20 см²) с металлическим блеском, размером не менее 10 мм в поперечнике. Допускается массовая доля механических повреждений минерала до 20% (сорт I) и до 40% (сорт II). Шпинель Кухилалского месторождения (не менее одного кристалла на 20 см²) должна иметь розовый цвет различной ин-

тенсивности. Размеры кристаллов или гнездовых выделений в поперечнике должны быть более 10 мм (сорт I) и менее 10 мм (сорт II). Допускаются вторичные изменения во вмещающей породе.

Минимальный размер сортового штуфа коллекционного сырья, представленного минералами в породе, должен быть не менее 50X40 мм, количество свежих сколов в каждом штуфе — не менее двух. Допускаются трещиноватость, наличие пор, пустот и, каверн, не влияющих на целостность штуфа. Размер минерала в породе должен быть достаточным для его макроскопического определения, исключая специально оговоренные случаи.

Для коллекционного сырья, представленного горными породами, технические условия разработаны для больших, групп сырья — для всех изверженных, всех осадочных и всех метаморфических поррд. Среди изверженных пород в, ОСТе упоминаются гранит, гранодиорит-порфир, сиенит, трахит, габбро, фонолит, уртит, хибинит, дунит, игнимбрит, перлит и другие породы. В этот перечень попали также метаморфические (серпентинит) и эффузивно-осадочные (пемза, агломерат) породы. В числе требований отмечается, что окраска должна быть характерна для каждой породы, четко выражены структурные особенности. Допускаются наличие включений других пород (не более 30%), интенсивная трещиноватость на отдельных участках (не более 30%), развитие вторичных процессов на отдельных участках (не более 25%), наличие пор и, пустот (не более 10 % объема штуфа).

Среди осадочных пород перечислены конгломерат, брекчия, песчаник, алевролит, мел, аргиллит, доломит, известняк, уголь и другие плотные породы, а также рыхлые — валуны, гальки, щебень, песок, глина, алевроит. Для, плотных (сцементированных) разностей допускаются наличие включений других пород (не более 40%), интенсивная трещиноватость, развитие вторичных процессов, наличие пор и пустот (в тех же массовых долях, что и для изверженных). Для мелкообломочных пород допускаются посторонние примеси (не более 10 % объема образца). Среди метаморфических пород отмечены амфиболит, роговик, гнейс, парагнейс, кварцит, мрамор, грейзен, ферзит, альбитит, серпентинит и сланец (глинистый сланец). Требования обуславливают четкость выражения структурных особенностей, типичность окраски; допускаются включения, трещиноватость, развитие вторичных процессов пор и пустот (в тех же пределах, что и у остальных горных пород).

Размеры штуфа для различных горных пород, исключая рыхлые, — 70X50 мм, масса штуфа — не более 30 кг.

Коммунистическая партия и Советское правительство уделяют большое внимание обеспеченности различных отраслей промышленности и сельского хозяйства неметаллическими полезными ископаемыми.

Реализация Продовольственной программы обусловила интенсивное развитие минерально-сырьевой базы агропромышленного комплекса. На XXVII съезде КПСС приняты Основные направления экономического и социального развития СССР на 1986—1990 годы и на период до 2000 года, в которых указаны контрольные цифры по производству ряда видов сырья. Так, например, производство цемента намечено в 1990 году довести до 140—142 млн. тонн при улучшении его качества и более полном использовании материалов попутной добычи, вторичного сырья и других отходов. К этому же сроку производство минеральных удобрений должно достичь 41—43 млн. тонн, а производство химических средств защиты растений — 440—480 тыс. тонн.*

Для выполнения задач, поставленных перед геологической службой нашей страны, необходимо совершенствование всех видов геологоразведочных работ. Так, при оценке месторождений следует учитывать, что запасы неметаллического сырья даже на месторождениях, близких по условиям образования, могут быть различны. Поэтому часто утверждают технические условия на сырье применительно к конкретным месторождениям. Следует иметь в виду широкую взаимозаменяемость ряда видов сырья, например, в качестве наполнителя бумаги могут быть использованы каолин, тальк, брусит, мел, барит, цеолиты и другие виды сырья.

Наиболее сложный объект оценки — месторождения промышленных минералов; оценка месторождений элементов менее сложна и по своим особенностям близка к оценке месторождений металлов. Наиболее проста оценка месторождений горных пород. Однако в связи с тем, что большинство видов сырья горных пород имеют невысокую стоимость, при его оценке возрастает роль географо-экономических критериев.

В настоящем пособии даны далеко не все сведения по требованиям к качеству минерального сырья при специализированных поисках и разведке. Следует обязательно обращаться к ГОСТам, техническим условиям и другой инструктивной и методической литературе, поскольку требования к сырью и продукции из него быстро изменяются в связи с интенсивным развитием технологии и непрерывным расширением областей потребления.

* Материалы XXVII съезда Коммунистической партии Советского Союза. М., Политиздат, 1986.

1. *Всемирный конгресс о неметаллических ископаемых*. Т. 1—3, Белград, 1985.
2. *Годовиков А. А.* Минералогия. Изд. 2-е, М., Недра, 1983.
3. *Григорович М. Б., Блоха Н. Т.* Словарь по минеральному сырью для промышленных строительных материалов. М., Недра, 1976.
4. *Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н., Гае рилов А. П.* Геология месторождений драгоценных камней. Изд. 2-е, М., Недра, 1982.
5. *Киевленко Е. Я., Сенкевич Н. Н.* Геология месторождений поделочных камней. Изд. 2-е, М., Недра, 1983.
6. *Корнилов Н. И., Солодова Ю. П.* Ювелирные камни. М., Недра, 1983.
7. *Неметаллические полезные ископаемые*.— В кн.: Тезисы докладов XXVII Международного геологического конгресса, т. 15. секция С—15. М., Наука, 1984.
8. *Неметаллические полезные ископаемые СССР*/Под ред. В. П. Петрова. М., Недра, 1984.
9. *Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых*/Под ред. И. Ф. Романовича. М., 1981. (Изд. МГРИ).
10. *Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых*/И. Ф. Романович, А. В. Коплус, И. Н. Тимофеев и др. М., Недра, 1982 (пособие для лабораторных занятий).
11. *Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых*/А. Е. Корякин, П. А. Строна, Б. Н. Шаронов и др. М., Недра, 1985.
12. *Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. Изд. 3-е, М., Недра, 1976.
13. *Смит Г.* Драгоценные камни. М., Мир, 1980.
14. *Справочник по литологии*/Под ред. Н. Б. Вассоевича и В. Л. Марченко. М., Недра, 1983.
15. *Тезисы докладов XXVII Международного геологического конгресса*. Т. 7, секции 13—16, М., Наука, 1984.
16. *Учебное пособие для лабораторных занятий по курсу «Промышленные типы месторождений неметаллических полезных ископаемых»*/Под ред. И. Ф. Романовича. М., 1980. (Изд. МГРИ).
17. *Kuzvart M.* Industrial minerals and rocks, Acad., Praha, 1984, 454 p.

Указатель видов минерального сырья

- Авантюрин 329, 342
Австралит 349
Агальматолит 342, 344
Агат 3, 5, 6, 248—251, 265
— ленточный 248, 249, 250
— моховой 249, 250
Агломерат 355
Адуляр 86, 96, 101, 106, 223, 224, 353, 354
Азот 3, 5, 11, 47, 51
Азурит 5, 256, 323, 324
Азурит-малахит 255
Аквамарин 205, 206, 207, 208, 210, 218, 354
Аксинит 228, 230, 351
Актинолит-асбест 152, 158, 169
Алебастр 267, 268, 342, 348
Алеврит 355
Алевродит 355
Александрит 217, 218
Алмаз 3, 4, 5, 6, 8, 12, 14, 178-192, 215, 216, 222, 233
Алунит 3, 17, 18, 20, 23, 26, 47, 54, 57
Альбитофир 102
Альбитит 96, 100, 102, 355
Альмандин 214, 215, 216, 217, 242, 243, 351, 353, 354
Аляскит 100, 148
Алюмохалькосидерит 256
Амазонит 5, 96, 227, 228, 329, 353
Амблигонит 228, 231
Амброид 252
Аметист 196, 204, 205, 351, 353
Амозит-асбест 11, 152, 158, 168, 169, 264
Амфибол-асбест 151, 152
Амфиболит 4, 305, 307, 355
Анальцим 243, 244—248
Анапаит 353, 354
Ангидрит 4—6, 17, 18, 84, 92
Андалузит 4, 10, 96, 107, 108, 242
— ювелирный 228, 230
Андезит-базальт 305
Андрадит 214, 215, 267-271, 323, 348
Аниолит 228
Анортозит 96, 100, 102
Антофиллит 121
Антофиллит-асбест 152, 175, 165—168
Антохроит 218
Апатит 29, 33, 38-42, 46, 57, 76, 82, 147, 148, 271
— коллекционный 351, 352
— ювелирный 228, 229, 263
Аплит 100, 102
Арагонит 353
358
- Аргиллит 272, 275, 276, 279, 286, 291, 355
Арлекин 260
Асбест 3—6, 16, 151—169
Асбестин 119, 120, 126
Астрофиллит 351, 354
Асфальт 323
Аурипигмент 74, 353, 354
Ахроит 211
Аширит — см. Диоптаз
- Базальт 4, 291, 305, 307
Байкалит 218
Баллас 179
Барий 4, 12, 17, 25, 75, 78, 87—95
Барит 3—5, 9, 10, 15, 16, 26, 76, 79, 84, 86, 87—95, 270, 271, 292, 323, 324
Бастард 251
Беломорит 224—226
Бенитонит 228, 229
Бенстонит 88, 91, 93
Березит 355
Бериллий 3, 4, 78, 103, 149
Берилл обыкновенный 9, 85, 147, 205, 206, 207, 210, 221, 354
— благородный 6, 205—210, 352, 354
Бештаунит 4, 306
Биксбит 205, 206
Бирмит 251, 252
Бирюза 5, 6, 256—259, 354
Бирюзовая матка 257, 258, 259
Бокситы 3, 4, 14, 292
Болюс 322
Бор 3—5, 9, 11, 15, 60—72
Борнит 17
Борт 179
Брейнерит 109, ПО, 115
Брекчия 296, 355
Бриллиант 182, 183
Бром 3, 13, 47, 50, 53, 78
Брусит 4, 109—118
Бруситит 342, 344
Бюргерит 211
- Валун 307, 308, 314, 317, 355
Валунно-глинистые материалы 308, 316, 317
Валунно-гравийно-песчаные породы 308, 315
Валунно-гравийно-песчано-суглинистые породы 308
Валунно-песчано-гравийные породы 308, 314
Ванадий 30, 34, 41, 44
Варисцит 256, 257
- Вардит 256, 257
Везувиан 228, 230, 329
Верделит 211, 212
Вермикулит 4, 14, 46, 108, 132—150, 292, 324
Вивинанит 3, 13, 29, 32, 323, 324
Виванит-торфяное сырье 3, 13, 35, 45
Вилемит 228, 231
Виллиомит 78
Виолан 218
Витерит 87, 88, 93, 94
Волконскоит 5, 323, 324
Волластонит 4, 6, 8, 9, 68, 130, 131, 323
Вольфрамит 85, 203, 351, 354
Воробьевит 205, 206, 207, 208
Высокоглиноземистое сырье 6, 107, 108
- Габбро 5, 8, 355
Габбродиабаз 4, 305
Габброиды 307
Гагат 6, 265, 338
— сибирский 338
— уитби (европейский) 338
Гагатоподобные угли 338
Гажа (ганч, гипсит, арзык) 267, 269, 271, 296, 298
— известковая 13, 287, 288
Галенит 17, 351
Галит 6, 12, 47, 48
Галька 307, 314, 355
Галечник 5, 12, 296, 299
Ганношпинель 213
Гарниерит 323
Гафний 3
Геданит 251
Гезы см. Опоки
Гейзерит 301, 302
Гейландит 243, 244, 246, 353
Гекторит 273, 282
Гелий 13
Гелиодор 205, 206, 208, 210
Гелиотроп 249
Геллифлинты 4, 101
Гематит-крававик 6, 249, 265, 266
Гессонит 216, 353
Гешир 338
Гиацинт 228
Гидденит 220
Гидрогроссуляр 214, 215, 216, 329
Гидромагнетит 109, 111
Гидрафан 260
Гипс 4—6, 11, 12, 17, 18, 26, 267—271, 292, 323
Глауконит 3, 5, 31, 50, 52, 54, 308, 323, 324
Глессит 251
Глиез 4, 7, 13, 292
Глинистые илы 12, 275, 286
- породы см. Глины
— сланцы 4, 5, 272, 275, 276, 279, 287, 307, 323, 324, 355
Глины 3, 4, 6, 12, 26, 108, 144, 151, 272-287, 288, 291, 292, 305, 317, 322, 324, 355
— беложгущиеся 98, 274
— бентонитовые 4, 5, 10, 14, 15, 273, 275, 278, 280, 282—286
— высокосорбирующие 273, 275
— галлазитовые 14, 281, 283, 284
— керамические 3
— легкоплавкие 274, 275, 276, 279, 286
— нонtronитовые 284
— огнеупорные 3, 4, 274, 275, 276, 280, 281, 284, 285
— палыгорскитовые 4, 14, 273, 275, 276, 279, 280, 282, 285, 286
— сепиолитовые 4, 273, 275, 276, 279, 280, 282, 285
•— сухарные (камневки, флинклей) 272, 275, 285
— тугоплавкие 274, 275, 276, 281, 285
Глыбы 307, 314
Гнейс 5, 100, 307, 355
Горнблендит 305
Горный хрусталь 3, 5, 10, 11, 14, 196, 200, 201, 203, 351
Гравелит 296
Гравий 3, 4, 12, 100, 292, 307, 308, 310, 311, 312, 314, 317
Гравийно-песчаные смеси см. песчано-гравийные смеси
Гранат 4, 9, 102, 108, 131, 149, 217, 242, 243, 353
— благородный 5, 6, 214—217
Гранат-хлоритовая порода 348
Гранит 5, 8, 96, 100, 102, 145, 227, 305, 307, 355
Гранитпорфир 305
Гранодиоритпорфир 355
Гранулит 100, 106
Графит 3—10, 14, 15, 231—241, 323, 324
Грейзен 101, 149, 355
Гроссуляр 214, 216
Гуано 12, 29, 32, 43
- Данбурит (ювелирный) 228, 351
Девейлит 4
Датолит (ювелирный) 228, 230
Делатинит 251
Демантоид 215, 217, 353
Дерево окаменелое 5, 264, 265
Десмин 244, 247, 353
Джаспероид 321
Джеферсонит 218
Джирозоль 260
Диабаз 4, 305

— выветрелый 4, 14, 292
Диатомит 4, 5, 13, 292, 300—303, 323, 324
Диопсид 4, 8, 11, 34, 42, 121, 126, 148, 351
— благородный 5, 6, 218—220
Диоптаз 228, 229
Диорит 5, 307
Долерит 305
Доломит 3, 4, 12, 43, 111, 113, 287, 288, 293—299, 305, 323, 324, 353, 355
— цветной 346
Доломитовая мука 11, 288, 295, 298
Дравит 211, 212
Дресва гранитная 106
Дунит 4, 8, 306, 355
Дюмортьерит 4, 107, 108, 342, 343

Жад (ждейд) аризонский 329
— индийский 329
— калифорнийский 329
— корейский 329
— мексиканский 329
— трансваальский 329
— швейцарский 329
Жадит (жадеитит) 3, 5, 6, 215, 329—331
Жадеит-диопсид 329
Жадеитит см. Жадеит
Жаргон 228
Железистые кварциты 265, 305
Железные руды 4, 26, 33, 65, 68, 292, 324
Ждейд см. Жад

Змеевик см. Серпентинит
Зола 16, 291, 292,

Игнимбриит 355
Идокраз см. Везувиан
Изверженные породы 5, 6, 303—307, 355
Известняк 3, 4, 12, 287—291, 293—299, 323, 355
— доломитовый 287
— мраморизованный 5, 299, 324
— ракушечник 4, 289, 292
Изумруд 5, 205—210
Изумрудная зелень 354
Индиголит 211, 212
Индошинит 349
Инертные газы 3, 6, 11, 51
Иод 3, 13, 47, 50, 53
Ирнимит 327
Исландский шпат 3, 5, 6, 170—177, 352

Калий 3, 5, 12, 13, 15, 47-60, 70, 103
Калькрит 296
Кальсилит 103
Кальций 78, 87

Кальцит 42, 170—177, 329, 353
Каменная соль см. Галит
Камни драгоценные 5, 14
— коллекционные 5, 6
— облицовочные 3, 5
— поделочные 5
— строительные 3
Камневки см. Глины сухарные
Камнесамоцветное сырье 5, 6
Каолин 4, 10, 14, 96, 98, 272, 274, 275, 276—284, 322, 324
— вторичный 14, 281, 285, 324
— шелочной 4, 100, 101, 106, 275, 276, 284
Каолинит 4, 6, 101, 106, 120, 272, 324
Карбонадо 179, 180
Карбонатиты 287, 288, 295, 297
Карбонатные породы 5, 6, 272, 287—300
Карнеол 249
Карнеолоникс 248
Касситерит 85, 86, 203, 228, 230, 251, 352
Кахалонг 260
Кварц авантюриновый см. Авантюрин
— гранулированный 318, 319, 321
— дымчатый 204, 208
— жильный 4, 103, 201, 317—322
— керамический 4, 34, 42, 96, 98, 101, 102, 106, 145
— льдистый 347, 348
— оптический 6, 9, 84, 104, 196—203
— розовый 196, 334
Кварц-волосатик 352, 353
Кварцевое стекло природное
Кварцит 4, 5, 23, 26, 305, 317, 320—322, 355
— «аморфный» 322
Керченит 354
Кианит 4, 10, 107, 108, 149, 242, 243
— ювелирный 228, 229, 354
Кизельгур см. Диатомит
Киммерерит 351
Киноварь 5, 86, 323, 324, 354
Кислород 3, 6, 11, 51
Клиногумит 228, 229, 354,
Клиноптилолит 243, 244, 246—248, 292
Кобальт 4
Конгломерат 296, 299, 355
Конго 179
Копал 253
Копалит 251
Кордиерит 228, 230
Корнерупии 263
Корнвалийский камень 100, 101
Корунд 4, 6, 10, 12, 15, 108, 241—243, 354
— благородный 5, 6, 192—195, 350

Кошачий глаз 158, 260, 263-264
Кремний 5
Кремни 300, 321
Кремнистые породы (кристаллит-опаловые) 3, 6, 44, 300—303
Криолит 9, 78, 79, 82, 84
Криптомелан 265
Кристаллический сланец 305
Кристаллит-опаловые породы см.
Кремнистые породы
Кровавик 249
Кровельный (аспидный) сланец 4, 5, 305
Крокидолит (рибекит)-асбест 7, 11, 152, 153, 158, 168—169, 264
Ксонотлит 342, 343
Кунцит 103, 220

Лабрадор 223—225
Лабрадорит 5, 305
Лавровит 218—220
Лазулит 256, 257
Лазулитовая порода 5, 14, 323, 325, 335, 336
Лейкозосопал 260
Лейкосапфир 192
Лейцит 47
Лесс 272, 275, 276, 282, 286, 291
Лешательит см. Кварцевое стекло природное 349
Лиддикоатит 211
Лидит 321
Лиственит ПО, 116, 342, 345
Литий 3, 12, 15, 47, 70, 103
Литографский камень 288, 299
Ломантит 243, 246
Лонсдэлит 13, 180, 192
Лунный камень 96, 223—226

Магнезиоарфведсонит-асбест см. Рижикит-асбест
Магнезит 3, 4, 6, 7, 14, 109—118
Магнетит 42, 46, 61, 68, 85, 147, 353, 354
Магний 3, 5, 12, 13, 47—59
Максис-берилл 205, 206
Малахит 5, 6, 254—256, 323, 324, 354
Малахитовая пропитка 255
Марказит 17, 20, 231, 353
Маршаллит 4, 292, 313, 314
Мафиты 4
Мел 4, 288, 298, 299, 323, 324, 355
Меланит 215
Мергель 4, 272, 287, 288, 296, 298, 299, 305, 323, 324
Мергель-натурал 289, 291
Метаморфические породы 5, 6, 303—307, 355
Микрокварцит 346
Мирикит 249
Молдавит 13, 349

Монттебразит см. Амблигонит
Морденит 243, 244, 246, 247, 248, 292
Морион 196, 200, 204—205, 208, 265
Морская пенка (сепиолит) 348
Мрамор 4, 5, 287, 289, 290, 295, 299, 305, 307, 355
— скульптурный 289
— цветной 28, 342, 346
Муллит 107, 108
Мусковит 5, 9, 10, 102, 132—151
Мышьяк 3, 5, 10, 17, 21, 44, 70, 73—74

Наждак 4, 15, 241, 242
Натрий 3, 5, 6, 12, 47—60, 70
Натролит 243, 244—247
Немалит 115
Нефелин 4, 9, 33, 47, 96, 97, 100
Нефелиновый сиенит 100, 102, 103
Нефрит 3, 5, 6, 329, 331—334
— антофиллитовый 332
•— диопсидовый 332
— тремолитовый 332
Нефть сернистая 17, 18
Нигозерит 4, 292, 305, 307
Новакулит 321
Нуристанит 220

Обломочные горные породы 307—317
Обсидиан 4, 6, 8, 100, 102, 265, 305, 307, 325
Одонтолит 256, 257
Оливин 131, 132, 222, 223
Оливинит 4, 9, 306
Оникс 248, 251
— мраморный 5, 6, 339
Опал благородный 6, 11, 259—262
— маточный 260
Опал-оникс 260
Опалит 19, 23, 301, 302
Орлец (родонит) 3, 5, 6, 340—342
Осадочные породы (коллекционные) 355
Отлом 307, 314
Офиокальцит 343, 344
Охра 5, 11, 14, 322, 323, 324

Парагнейс 355
Пегматит (письменный гранит) 96, 100, 101, 103, 348
Пемза 4, 15, 292, 306, 307, 355
Пепел вулканический 292
Переливт 249, 346, 347
Перидот см. Хризолит
Перидотит 4, 8, 306
Перистерит 224
Перлит 4, 8, 100, 102, 292, 293, 305, 306, 307, 355
Песок 3—5, 12, 96, 97, 100, 101, 106, 273, 292, 306, 307—317, 355
•— абразивный 310

- аркозовый 100
— карбонатный 287, 296, 308
— кварц-пемзовый 317
— кварц-полевошпат-пемзовый 317
— перлитовый 107, 307, 317
— стекольный 4, 309
— фильтровальный 310
— формовочный 3, 310
Песчаник 4, 5, 96, 101, 106, 317, 320—322, 355
Песчано-гравийные смеси 3, 5, 308, 312, 315, 316
Пигмент глинистый 322
— железооксидно-глинистый 322, 324
— железооксидный 322, 324
— карбонатный 322, 323
— кремнеземистый 322, 323
— марганцево-железооксидный 322, 324
— сульфатный 322, 323
— углистый (сажистый) 322, 323
— фосфорнокислый 322, 323
Пигменты минеральные 5, 6, 322—325
Пирит 13, 15, 17, 18, 20, 26, 74, 242, 351, 352, 353
— поделочный 231
Пирролюзит 323
Пироп 186, 214, 215, 216, 217
Пирофиллит 4—6, 26, 96, 118—130, 323—325
Пирротин 17, 18, 20, 26, 74
Письменный гранит см. Пегматит
Плазма 249
Платина 8
Плеонаст 213
Полевые шпаты 3, 4, 6, 9, 10, 14, 34, 87, 96-107, 145, 147, 201, 353
— иризирующие 96, 223—226
Порфир 100
Празем 342
Празиолит 204
Празопал 260
Просопит 256, 257
Псевдомалахит 255
Пуццолан 4
Пъезокварц см. Кварц оптический
- Радиолярит 4, 300, 303
Ракуша 12, 287, 296, 298
Рамзаит 354
Раухтопаз 196, 200, 204, 205
Рашлеит 256, 257
Реальгар 74, 354
Режикит-асбест (магнезиоарфведсонит-асбест) 152, 157
Ретинит 251, 253, 254
Ризалит (филиппинит) 349
Риолит 4, 100, 102, 307
Рихтерит-асбест 152, 153, 158, 169
- Роговик 346, 355
Родолит 214, 215, 217
Родонит см. Орлец
Родохрозит 228, 230
Родусит-асбест 7, 152, 153, 155, 158, 168
Родуситовая порода 346
Ростерит 205, 206
Рубеллит 211, 212
Рубидий 47, 70, 87, 103
Рубин 5, 192—194
Рубицелл 213
Румэнит 251, 252
Рутил 26, 228, 230
- Сажа природная 5, 13, 324
Сапропеливые илы 12
Сапфир 8, 192—195
Сапфирин 249
Сардер (сард) 249—251
Сардоникс 248
Селадонит 323
Селен 3, 5, 8, 10, 17, 21, 26, 44, 72, 73
Селенит 5, 267, 271, 342, 348
Селитра 7, 13, 47, 48, 50, 54, 60
Сера 3, 5, 7, 8, 10, 13, 15, 17—28, 34, 244, 352
Серицитовый сланец 102
Сердолик 249, 250, 251
Сероводород 17, 18, 20, 21
Серпентин-асбест см. Хризотил-асбест
Серпентинит 5, 6, 111, 121, 306, 329, 342, 345, 346, 355
Сиена 322, 323
Сиенит 96, 100, 355
Силикофлагеллиты 4, 300, 301, 303
Силлиманит 4, 10, 107, 108
Симетит 251
Скаполит 228, 229, 230, 263
Слюды 4—6, 87, 102, 103, 132—151, 352
Смарагд см. Изумруд
Смарагдит 218
Сода природная 3, 15, 47, 48, 54, 55, 59
Содалит 342, 343
Соколиный глаз 158, 263, 264
Соли 12, 47—60, 71
Солнечный камень 96, 223—226
Соль каменная см. Галит
Соли минеральные 47—60, 71, 111
Спессартин 214, 215, 216
Сподумен благородный 6, 208, 220
Спонголит 4, 13, 292, 300, 303
Ставролит 4, 242, 243, 352
Стантинит 251
Старлит 228
Стеатит 119, 121, 126
Стекло природное (лешательит, фульгирит) 349
- Стелларит 256, 257
Стронций 3—5, 12, 17, 25, 75—77, 87, 92
Суглинок 4, 272, 275, 276, 279, 282, 286, 291, 317
Сульфат натрия 4, 12, 47
Сульфурит 17
Сукцинит 251, 252
Сурик железный 322, 323
Сфалерит 17, 228, 230, 351, 353
- Таллий 17
Тальк 3—5, 6, 10, 11, 118—129, 306, 323 324
Талькит 119, 124, 126, 127, 129
Тальк-магнезит ПО, 121
Талькохлорит 4, 119, 121, 128, 342, 346
Тальковый камень 4, 5, 119, 127
— сланец 119, 125
Танзанит 228
Тектит 349
Теллур 17
Тешенит 5
Тигровый глаз 158, 263, 264
Титан 3, 8, 34, 41, 108
Томсонит 245—247
топаз 4, 107, 108, 208, 210, 242, 352
— благородный 6, 9, 84, 220—222
Топазалит 215, 217
Торий 3
Торф 13
Травертин 5, 287, 288, 295, 297, 339
Трахириолит 306
Трасс 4
Трахит 100, 355
Тремолит (тремолитит) 4, 121, 126
Тремолит-асбест 152, 158, 169
Трепел 4, 5, 13, 292, 300—303
Трифан 220
Трона 15, 47
Тсилазит 211
Тулит 228
Турмалин 6, 103, 208, 211, 212, 229, 263, 351, 352, 354
Туф вулканический 15-, 101, 107, 292, 307, 323, 325
— известковый см. Гажа известковая
Туфолава 292, 305
- Уваровит 214, 216, 351
Увит 211, 212
Уголь каменный 238, 338, 355
Ультрамафиты 306
Умбра 322
Уран 3, 31, 42, 44, 78, 86, 187
Уртит 355
Утес 307
- Фельзит-порфир 102
- Фарфоровый камень 3, 4, 10, 100, 101, 104, 105, 106, 283
Фаустит 256, 257
Фенакит 228, 229
Ферьерит 243, 244
Филлипсит 243, 244, 246—248
Флинтклей см. Глины сухарные
Флогопит 9, 11, 42, 132—150
Флюорит 3, 4, 9, 10, 76, 78—87, 88, 92, 94, 101, 104, 106, 270, 271, 348, 351
Фонолит 100, 102, 307, 355
Форстерит 4, 125, 131, 132
Фосфор 3—5, 9, 14, 29—46, 70, 92
Фосфориты 11—13, 15, 29—33, 36—40, 43—46, 78, 82
Фтор 30, 37, 78—87
Фуллеровы земли 280
Фульгирит см. Кварцевое стекло природное
- Халцедон (благородный) 248, 250, 346, 347
Халькопирит 17, 18, 74, 351
Халькосидерит 256, 257
Хибинит эвдиалитовый 342, 346, 355
Хлор 5, 6, 12, 47—59, 78
Хлормеланит" 330
Хлоршпинель 213
Хризоберилл 6, 85, 217, 218, 263, 264
Хризолит 5, 186, 222, 223
Хризопраз 5, 6, 249, 250, 262, 263, 329, 354
Хризотил-асбест 4, 7, 10, 151, 153—157, 159—165
Хром 4, 8, 10
Хромит 4, 351
Хромдиоксид 218, 219
Хромтурмалин 211
Хрулик см. Эвклаз
Хряц 307, 314
- Цедарит 254
Цезий 47, 103
Целестин 88, 353
Цементное сырье 3, 26, 57
Цеолиты (цеолитовые породы) 3—6, 15, 243—248, 292, 351
Цимофан 217, 218
Циркон (ювелирный) 186, 228
Цирконий 3, 4, 9, 108
Цитрин 196, 204, 205, 352
Цоизит (ювелирный) 228, 229
- Чароитовая порода 336, 337
Чемавинит 251, 254
- Шабазит 243, 244, 247**
Шаттукит 257
Шерл 211
Шефферит 218
Шлак вулканический 4, 9, 292, 306, 307

— металлургический (доменный)	Энстатит (энстатит) 4, 8, 121 , 125
16, 291, 292, 305, 306	Эпидот 228, 229
Шпинель 5, 6, 213 , 354	Эрионит 243, 244, 247
Шпинель-бале 213	
Шунгит 325	Янтарь 5, 6, 251—254
Шунгитсодержащие породы 305	Ярозит 323
	Яхонт см. Корунд благородный
Щебень 289, 292, 304, 307 , 314 , 355	Яшмовидные породы 326, 327
	Яшмоиды 326
Эвдиалит 354	Яшмы 5, 6, 300, 325—329
Эвдиалитовые щелочные породы см.	— «акварельные» 326
Эвклаз 6, 218	— «копейчатые» 326
Эльбаит 211	— «парчовые» 326
	— «ситцевые» 326

Содержание

Введение	3
ЭЛЕМЕНТЫ	17
Туковое и химическое сырье	17
Сера	17
Фосфор	29
Калий, натрий, магний, хлор	47
Индустриальное и химическое сырье	60
Бор	60
Селен	72
Мышьяк	73
Стронций	75
ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ	78
Фтор и флюорит	78
Барий и барит	87
МИНЕРАЛЫ	96
Сырье с промышленно ценным химическим составом	96
Полевые шпаты и их заменители	96
Высокоглиноземистые минералы	107
Магнезит и брусит	109
Сырье с промышленно ценными физическими свойствами и химическим составом	118
Тальк и пирофиллит	118
Волластонит	130
Оливин	131
Сырье с промышленно ценными физическими свойствами	132
Кристаллы	132
Индустриальное сырье	132
Слюды	132
Асбесты	151
Исландский шпат	170
Камнесамоцветно-индустриальное сырье	178
Алмаз	178
Благородный корунд	192
Пьезокварц и оптический кварц	196
Окрашенные кристаллы кварца	204
Благородный берилл	205
Турмалин	211
Благородная шпинель	213
Камнесамоцветное сырье	214
Благородные гранаты	214
Хризоберилл	217
Эвклаз	218
Благородный диопсид	218
Благородный сподумен	220
Топаз	220
Хризолит	222

Иризирующие полевые шпаты	223
Амазонит	227
Другие виды ювелирных кристаллов	228
Минеральные агрегаты и аморфные вещества	231
Индустриальное сырье	231
Графит	231
Корунд	241
Цеолиты	243
Индустриально-камнесамоцветное сырье	248
Агат	248
Янтарь	251
Малахит	254
Камнесамоцветное сырье	256
Бирюза	256
Благородный опал	259
Хризопраз	262
Кошачий глаз, соколиный глаз, тигровый глаз	263
Окаменелое дерево	264
Гематит-кروавик	265
ГОРНЫЕ ПОРОДЫ	267
Сырье с промышленно ценным химическим составом	267
Гипс и ангидрит	267
Сырье с промышленно ценными физическими свойствами и химическим составом	272
Глинистые породы	272
Карбонатные породы	287
Кремнистые породы	300
Изверженные и метаморфические породы	303
Обломочные породы	307
Песчаники, кварциты, жильный кварц	317
Сырье с промышленно ценными физическими свойствами	322
Индустриально-камнесамоцветное сырье	322
Минеральные пигменты	325
Обсидиан	325
Яшмы	329
Камнесамоцветное сырье	329
Жадеититы	329
Нефрит	331
Розовый кварц	335
Лазуритовая порода	335
Чароитовая порода	336
Гагат	338
Мраморный оникс	339
Орлец	340
Другие виды сырья	342
КОЛЛЕКЦИОННЫЕ КАМНИ	350
Заклучение	356
Список литературы	357
Указатель видов минерального сырья	358

УЧЕБНОЕ ПОСОБИЕ

Игорь Филиппович Романович

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Редактор издательства *Ю. А. Рожнов*
Технические редакторы *Л. А. Мурашова, Н. В. Жидкова*
Корректор *Л. В. Сметанина*

ИБ № 5509

Сдано в набор 24.03.86. Подписано в печать **04.07.86. Т-16128. Формат** 60X90mm. Бумага книжно-журнальная имп. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 23,0. Усл. кр.-отг. 23,0. Уч.-изд. л. 26,46. Тираж 4100 экз. Заказ 910/9404—4. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра»,
103633, Москва, 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.